

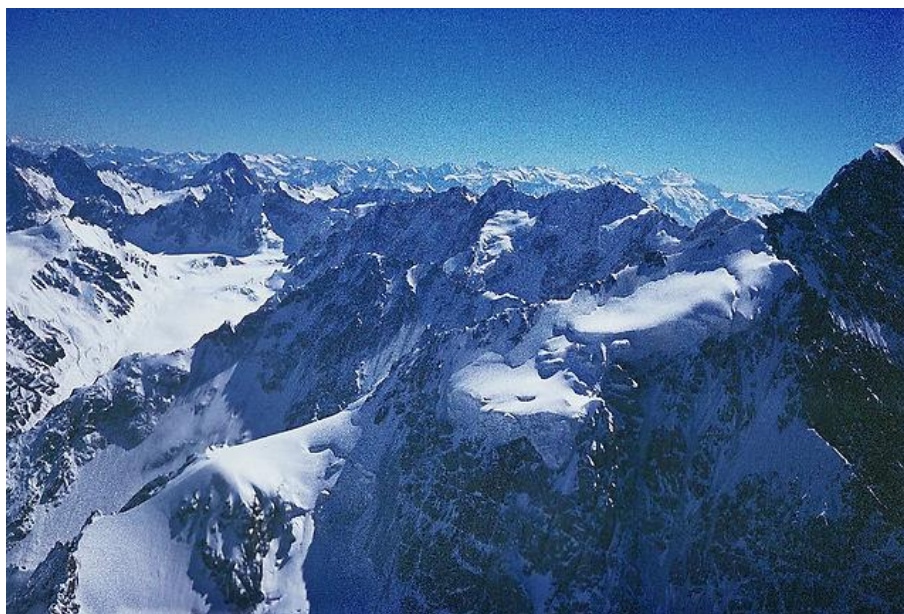


**О.В. Ваулин**

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ**

**ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ**

**ГЕОДИНАМИКА. ГЕОХИМИЯ. МЕТАЛЛОГЕНИЯ. РУДОНОСНОСТЬ**



**Бишкек, 2016**

УДК 553.07:553.4:550.42:551.24

Ваулин О.В.

Структурно-вещественные комплексы Туркестано-Алая. Геодинамика. Геохимия. Металлогения. Рудоносность.

Бишкек, «РОКИЗОЛ», 2016 г. - 281 с.

Между металлогенической провинцией Срединного Тянь-Шаня на севере и провинцией Северного Памира на юге располагаются пять сопряженных герцинских рудных поясов Туркестано-Алайской ветви Южного Тянь-Шаня: Кызылкумо-Ферганский - полиметаллический, Южно-Ферганский – ртутно-сурьмяный, Туркестано-Алайский - золоторудный, Кызылкумо-Туркестанский - редкометалльный, Зеравшано-Гиссарский – ртутно-сурьмяный с золотом.

Различия в рудоносности поясов обусловлены геохимической специализацией слагающих их структурно-вещественных комплексов (СВК), образующих сложные покровно-складчатые ансамбли и преобразованных процессами коллизионного магматизма.

В них насчитываются сотни проявлений и месторождений рудного (Au, Ag, Sb, Hg, Pb, Zn, Sn, W, Nb, Ta) и разнообразного нерудного минерального сырья.

В поясах выделены рудные районы, зоны, узлы и рудные поля. Охарактеризовано развитие металлогении по временным стадиям, описаны первичные и вторичные рудоносные структуры, вещественный состав руд, построены геолого-генетические модели. Описание сопровождается схемами размещения, геологическими и геодинамическими картами, разрезами.

В книге рассматриваются структурно-вещественные комплексы Туркестано-Алая, их геолого-генетическая позиция, формационная принадлежность, литологическое строение, геохимическая специализация и металлогеническая значимость, характер тектоно-магматического взаимодействия СВК при становлении рудных поясов, зон, полей и собственно месторождений региона. Обосновываются выводы о перспективности тех или иных металлогенических подразделений.

Книга предназначена для научных работников, геологов отраслевых учреждений, Правительства и частных инвесторов, а также для студентов горно-геологических специальностей.

Библиогр. - 183 назв. Илл. - 110. Табл. - 40

Дополнительная информация - ОсОО "РОКИЗОЛ", г. Бишкек

E-mail:

[rokizol@rambler.ru](mailto:rokizol@rambler.ru)

[ovaul@inbox.ru](mailto:ovaul@inbox.ru)

# Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА .....	7
ВВЕДЕНИЕ .....	8
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ.....	10
2. МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ.....	13
2.1. Догерцинский цикл развития .....	16
2.2. Герцинский цикл развития .....	16
2.2.1. Этап автономного развития континентальной и палеоокеанических структур. ....	17
2.2.2. Этап взаимодействия континентальной и океанической структур.....	19
2.2.3. Коллизионный этап .....	20
2.3. Альпийский цикл .....	23
2.3.1. Этап внутриплитного развития .....	23
2.3.2. Этап современной коллизии.....	23
3. ГЕОДИНАМИКА, ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВК ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ .....	24
3.1. Обзор СВК Туркестано-Алая .....	25
3.2. Догерцинские СВК .....	30
3.2.1. СВК кембрийской палеоокеанической системы .....	30
3.2.2. СВК островной (энсиматической) дуги .....	31
3.2.3. Нижнепалеозойские терригенные и кремнисто-карбонатные СВК.....	33
3.2.4. СВК склонов Таримского континента.....	35
3.2.5. СВК кристаллического фундамента .....	36
3.3. СВК этапа автономного развития океанической и континентальной структур.....	37
3.3.1. СВК Ферганского палеоокеана .....	37
3.3.1.1. СВК рифтовых зон в окраинном палеоокеаническом бассейне .....	37
3.3.1.2. СВК вулканической островной дуги (энсиматической).....	47
3.3.1.3. СВК абиссальных равнин.....	48
3.3.2. СВК Алайского микроконтинента.....	50
3.3.2.1. СВК северной окраины Алайского микроконтинента.....	50
3.3.2.1.1. СВК континентального склона и его подножий .....	51
3.3.2.1.2. СВК барьерных гряд и межрифтовых каналов .....	56
3.3.2.1.3. СВК внешней части шельфа .....	57
3.3.2.1.4. СВК терригенного шельфа .....	59
3.3.2.1.5. СВК внутренней части шельфа .....	66
3.3.2.2. СВК рифтогенной структуры внутри шельфа .....	69
3.3.2.2.1. СВК карбонатных отложений рифтогенной структуры.....	70
3.3.2.2.2. СВК терригенных отложений рифтогенной структуры .....	71
3.3.2.2.3. Осадочно-вулканогенный СВК рифтогенной структуры .....	73
3.3.2.2.4. Интрузивные образования рифтогенного СВК.....	75
3.3.2.3. СВК южной окраины Алайского микроконтинента.....	75
3.3.2.3.1. СВК континентального склона и его подножий южной окраины Алайского микроконтинента .....	75
3.3.2.3.2. СВК терригенного шельфа южной окраины .....	77
3.3.2.3.3. Карбонатные СВК внешней части шельфа южной окраины .....	79

3.3.3. СВК Южной палеоокеанической структуры.....	81
3.3.3.1. СВК абиссальных равнин Южной палеоокеанической структуры .....	81
3.4. СВК этапа взаимодействия океанической и континентальных плит .....	88
3.4.1. СВК зоны субдукции Б .....	88
3.4.1.1. Динамосланцы зоны субдукции.....	89
3.4.1.2. Серпентинитовый меланж зоны субдукции .....	91
3.4.1.3. СВК вулканической островной (энсиалической?) дуги.....	93
3.4.1.4. СВК субдукционного желоба .....	95
3.4.2. СВК - индикаторы кровообразования .....	97
3.4.2.1. Серпентинитовые меланжи.....	98
3.4.2.2. Терригенные меланжи.....	98
3.4.2.2.1. Суратский мономиктовый меланж .....	99
3.4.2.2.2. Музкаринский полимиктовый меланж .....	99
3.4.2.2.3. Алайский полимиктовый меланж .....	100
3.4.2.2.4. Бурусундинский полимиктовый меланж.....	100
3.4.2.2.5. Тульский полимиктовый терригенный меланж .....	101
3.5. СВК коллизионного этапа.....	106
3.5.1. СВК наложенных прогибов .....	106
3.5.2. СВК термального купола .....	109
3.5.2.1. Метаморфические образования термального купола.....	111
3.5.2.2. Интрузивные образования термального купола .....	112
3.5.3. СВК коллизионного магматического пояса .....	116
3.5.3.1. Магматиты известково-щелочной серии.....	117
3.5.3.2. Магматиты щелочно-известковой серии.....	120
3.5.3.3. Магматиты щелочной серии.....	124
3.5.3.4. Гибридные магматиты коровой и известково-щелочной серии .....	128
3.5.3.5. Гибридные магматиты известково-щелочной и щелочно-известковой серий.....	130
3.5.4. СВК коллизионной шовной структуры (зона субдукции А) .....	132
3.6. СВК этапа внутриплитного развития .....	134
3.6.1. СВК дельтовых равнин .....	134
3.6.2. СВК прибрежных лагун, пляжей и субаэральных дельт.....	135
3.6.3. СВК "горячей точки" .....	135
3.7. СВК этапа современной коллизии гималайского типа .....	138
3.7.1. СВК подгорных долин .....	138
3.7.2. СВК межгорных впадин.....	138
3.8. Анализ геохимических особенностей различных СВК.....	139
4. ГЕНЕРАЛИЗОВАННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ.....	141
4.1. Эволюции рудных процессов Туркестано-Алая в герцинском цикле.....	142
4.2. Очаговые структуры Туркестано-Алая .....	151
4.3. Генерализованная геолого-генетическая модель металлогении Туркестано-Алая .....	159
5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕДУЩИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕГИОНА .....	163
5.1. Кызылкумо-Ферганский полиметаллический пояс.....	163
5.1.1. Канское рудное поле.....	166

5.1.2. Рудное поле Кан-и-Гут .....	167
5.1.3. Карачатырское рудное поле .....	169
5.1.4. Улугтауское рудное поле .....	170
5.1.5. Хошчанское рудное пол .....	171
5.2. Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс.....	172
5.2.1. Хайдарканское рудное поле.....	178
5.2.2. Кадамджайское рудное поле.....	181
5.2.3. Чаувайское рудное поле .....	186
5.2.4. Адыракоуское рудное поле.....	188
5.2.5. Карадаванское рудное поле.....	191
5.2.6. Бирксуйское рудное поле .....	192
5.2.7. Золото в Южно-Ферганском поясе .....	193
5.3. Туркестано-Алайский золотосульфидный пояс.....	194
5.3.1. Андыгенская рудная зона .....	195
5.3.1.1. Битау-Карабукинское рудное поле .....	196
5.3.1.2. Алмалинское рудное поле.....	197
5.3.1.3. Нау-Канызакское рудное поле .....	198
5.3.2. Даудинская рудная зона .....	200
5.3.2.1. Карасангское рудное поле .....	201
5.3.2.2. Актюбекское рудное поле.....	202
5.3.2.3. Нурлауское рудное поле.....	203
5.3.3. Сохский рудный узел .....	205
5.3.3.1. Чакушское рудное поле.....	206
5.3.4. Алтын-Джилгинская рудная зона.....	208
5.3.4.1. Алтын-Джилгинское рудное поле .....	209
5.3.4.2. Аугульское рудное поле .....	211
5.3.4.3. Гавианское рудное поле .....	212
5.3.4.4. Сурметашское рудное поле.....	213
5.3.5. Джилису-Коксуйская рудная зона .....	214
5.3.5.1. Джилисуйское рудное поле.....	215
5.3.5.2. Караказьское рудное поле .....	216
5.3.6. Дараут-Курганский рудный узел .....	218
5.3.6.1. Сарыдальчинское рудное поле.....	219
5.3.6.2. Тенгизбайское рудное поле .....	220
5.3.7. Кичик-Алайский рудный район.....	221
5.3.7.1. Абшир-Гезартское рудное поле.....	223
5.3.7.2. Алтынбешикское рудное поле.....	225
5.3.7.3. Актюбе-Карагойское рудное поле.....	227
5.3.7.4. Ничкесуйское рудное поле .....	228
5.3.7.5. Кашкасу-Сарыджайлоуское рудное поле .....	230
5.3.7.6. Исфайрамское рудное поле .....	231
5.3.7.7. Кичикалайское рудное поле.....	232
5.3.7.8. Турукское рудное поле.....	233
5.3.7.9. Чалкуйрюк-Акджилгинское рудное поле .....	235

5.3.8. Гульчинская рудная зона .....	237
5.3.8.1. Каракалинское рудное поле .....	237
5.3.8.2. Чон-Блеулинское рудное поле .....	239
5.3.8.3. Айтопанское рудное поле.....	240
5.3.9. Сопутствующие металлы .....	241
5.3.9.1. Сурьма .....	241
5.3.9.2. Олово .....	242
5.3.9.3. Вольфрам .....	243
5.4. Кызылкумо-Туркестанский редкометалльный пегматитовый пояс.....	244
5.4.1. Туркестанская ветвь редкометалльного (пегматитового) пояса .....	245
5.4.1.1. Кырк-Булакское рудное поле.....	247
5.4.1.2. Самжонское рудное поле.....	248
5.4.1.3. Каравшинское рудное поле.....	249
5.4.1.4. Тамынгенское рудное поле .....	252
5.5. Зеравшано-Гиссарский золото-ртутно-сурьмяный пояс .....	253
5.5.1. Дараутская рудная зона .....	253
5.5.1.1. Каттакарамыкское рудное поле .....	255
5.5.1.2. Сентябрьское рудное поле.....	256
5.6. Рудные поля, связанные со щелочными комплексами .....	257
5.6.1. Зардалекское рудное поле .....	257
5.6.2. Матчайское рудное поле.....	258
5.6.3. Рудное поле Путову .....	259
5.6.4. Ходжаачканское рудное поле .....	260
5.6.5. Джилису-Джурьсайское рудное поле .....	261
5.7. Зоны термостабилизации (вероятностные рудные поля второго порядка) .....	263
5.7.1. Сугутская зона термостабилизации .....	264
5.7.2. Сохская зона термостабилизации .....	266
5.7.3. Хайдарканская зона термостабилизации .....	266
5.7.4. Исфайрамская зона термостабилизации .....	268
5.7.5. Верхне-Джилисуйская зона термостабилизации .....	269
5.7.6. Аксуйская зона термостабилизации.....	270
5.7.7. Зона термостабилизации Машалянг.....	271
5.7.8. Зона термостабилизации Дугова .....	272
5.7.9. Зона термостабилизации Курбан-кель .....	272
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>273</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>275</b>
<b>А. Опубликованная .....</b>	<b>275</b>
<b>Б. Фондовая.....</b>	<b>278</b>

## ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Геологические исследования Южного Тянь-Шаня, в том числе и Туркестано-Алайского региона, начались с конца XIX столетия. За прошедший период здесь были открыты и отработывались многочисленные месторождения ртути, сурьмы, свинца и цинка, редких металлов и нерудного сырья. Практически вся площадь покрыта геолого-съёмочными работами масштаба 1:25000-1:50000, детально разработаны схемы стратиграфии, магматизма, тектонического районирования.

В 80-х – начале 90-х годов прошлого века, в связи с развитием концепции тектоники плит, было кардинально пересмотрено геологическое строение региона, при этом доказано наличие масштабных надвиговых структур, совмещение на ограниченном пространстве разнородных по происхождению структурно-вещественных комплексов (СВК) - от океанических до сугубо континентальных, получили понимание закономерности расположения коллизионных магматитов и создаваемых ими очаговых структур. Основной объём работ по выделению и изучению СВК и их геохимических и металлогенических особенностей проводился на площади Туркестано-Алайского опытного геодинамического полигона, а затем работы были распространены на весь регион Туркестано-Алая.

В предлагаемой монографии рассматриваются геодинамическое положение СВК, как изначальное, так и в современной структуре региона, их геохимические и металлогенические особенности, а также их роль в процессах рудообразования и зонального (поясового) размещения месторождений.

Осуществление данной работы стало возможным благодаря творческому труду большого коллектива геологов Южно-Киргизской геологической экспедиции, сотрудников Геологического Института АН Кыргызской Республики и Геологического Института РАН. Важную поддержку оказали геологи и геофизики ведомственных учреждений своими материалами, а также советами при обсуждении результатов. Всем им автор благодарен за оказанную помощь.

Автор благодарит также профессора С.Т. Бадалова (Ин-т Геохимии и Геофизики АН Республики Узбекистан), чьи идеи в области геохимии и металлогении были воплощены в этой работе.

## ВВЕДЕНИЕ

Процессы образования рудных месторождений различных генетических типов часто рассматриваются вне связи с палеообстановками, сформировавшими различные структурно-вещественные комплексы (СВК) с присущей каждому из них своей геохимической спецификой и являющихся источником неоднократного перемещения химических элементов и их концентрации в рудных залежах при формировании общей структуры региона.

Непосредственным объектом исследований обычно становится только результирующая (рудная) часть геохимической системы, хотя, как показывают региональные исследования, палеогеодинамические обстановки с присущими им СВК с конкретной геохимической спецификой, направленность их развития и взаимодействия, могут служить ключом к познанию процессов рудообразования. Именно палеогеодинамические обстановки определяют закономерное расположение не только металлогенических поясов, но и непосредственно месторождений.

Геодинамический анализ палеообстановок включает актуалистическую оценку условий формирования геологических тел и разработку геодинамических моделей их образования. Этот анализ базируется на теории тектоники литосферных плит, появление которой привнесло мобилистскую трактовку орогенических циклов. В соответствии с ней складчатые пояса стали рассматриваться как сложно построенный агломерат переработанных аллохтонных пластин, блоков и чешуй, сгущивавшихся над зонами субдукции геологического прошлого и прорванных вулканоплутоническими формациями /Шульц, 1991/.

Выражением конкретных геодинамических обстановок являются структурно-вещественные комплексы (СВК) - естественные ассоциации осадочных, магматических и метаморфических пород, характеризующиеся общностью структурного плана и сформированные в определенной геодинамической обстановке.

Мобилистское понимание тектономагматического цикла позволяет по-другому взглянуть на геологическое строение складчатых областей, а также дать принципиально новую оценку закономерностям размещения полезных ископаемых.

Туркестано-Алайский регион характеризуется весьма широким элементным и генетическим спектром полезных ископаемых. Он включает месторождения и



проявления Кызылкумо-Ферганского полиметаллического, Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного, Туркестано-Алайского золотосульфидного, Туркестанского редкоземельного и Зеравшано-Гиссарского золото-ртутно-сурьмяного поясов.

По генетическим признакам в пределах региона выделяются осадочные, вулканогенно-осадочные, телетермальные, метаморфогенные, плутоногенные и другие типы месторождений. Такое разнообразие рудных объектов и близширотная металлогеническая зональность в целом обусловлена совмещением и взаимодействием различных геодинамических обстановок и слагающих их СВК, причем каждая из данных обстановок, в силу специфики своего развития, обладает определенным набором первично концентрирующихся полезных компонентов.

Герцинская коллизия, создавшая тектонический план региона, существенно повлияла и на первичное распределение металлов в СВК, вовлекая их в миграционные процессы и создавая тем самым предпосылки для формирования месторождений и металлогенического облика региона в целом.

В книге рассматриваются структурно-вещественные комплексы Туркестано-Алая, их геолого-генетическая позиция, формационная принадлежность, литологическое строение, геохимическая специализация и металлогеническая значимость, характер тектоно-магматического взаимодействия СВК при становлении рудных поясов, зон, полей и собственно месторождений региона. Обосновываются выводы о перспективности тех или иных металлогенических подразделений.

# 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

Туркестано-Алайский регион расположен в Баткенской и Ошской областях Кыргызской Республики. В гидрографическом плане он принадлежит бассейнам крупных водотоков северного склона Туркестанского и Алайского хребтов - рекам Ляйляк, Исфара, Сох, Шахимардан, Абшир, Киргизата и их многочисленным притокам, а так же правым притокам р. Кызылсу (рис 1.1).



Рис. 1.1. Обзорная карта Туркестано-Алая

Рельеф района большей частью высокогорный, резкорасчлененный с абсолютными отметками, нередко превышающими 5 тысяч м и относительными превышениями до 1,5-3,0 км. Здесь широко развиты разноориентированные скалистые хребты, карлинги и другие формы типично высокогорного рельефа с многочисленными карами, днища которых заполнены ледниками.

Севернее "депрессий сороковой параллели" (Хайдарканская, Шивалинская, Охнинская, Наукатская и Каратокойская впадины) развит рельеф относительно невысоких, субширотно ориентированных скалистых гряд, в пределах которых наблюдается мелкосопочный рельеф типа крупномасштабного бедленда.

Геологические структуры Туркестано-Алая входят в состав Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции и охватывают большую часть северного склона Алайского и Туркестанского хребтов, практически до Ферганской межгорной впадины, осевую часть Алайского хребта и часть его южного склона (рис. 1.2.).

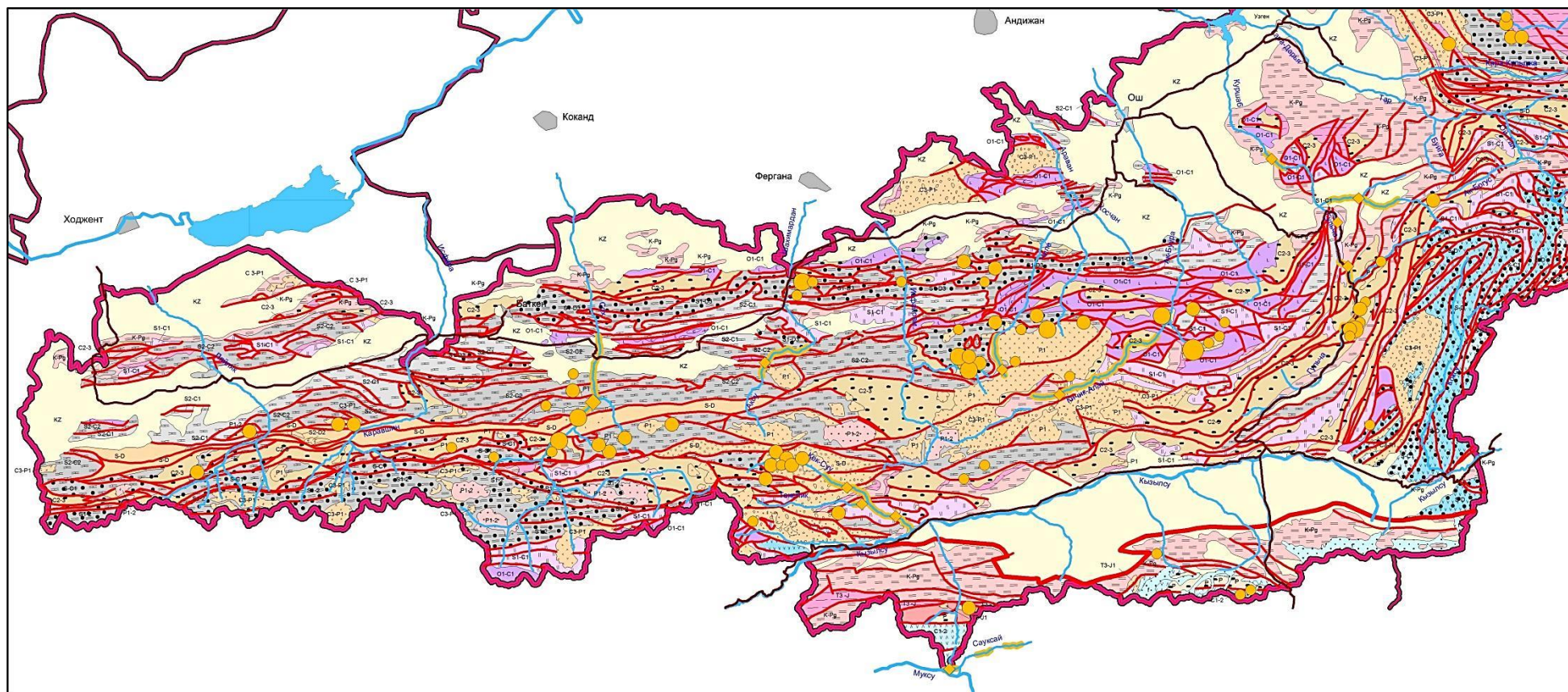


Рис. 1.2. Обзорная геологическая карта Туркестано-Алая

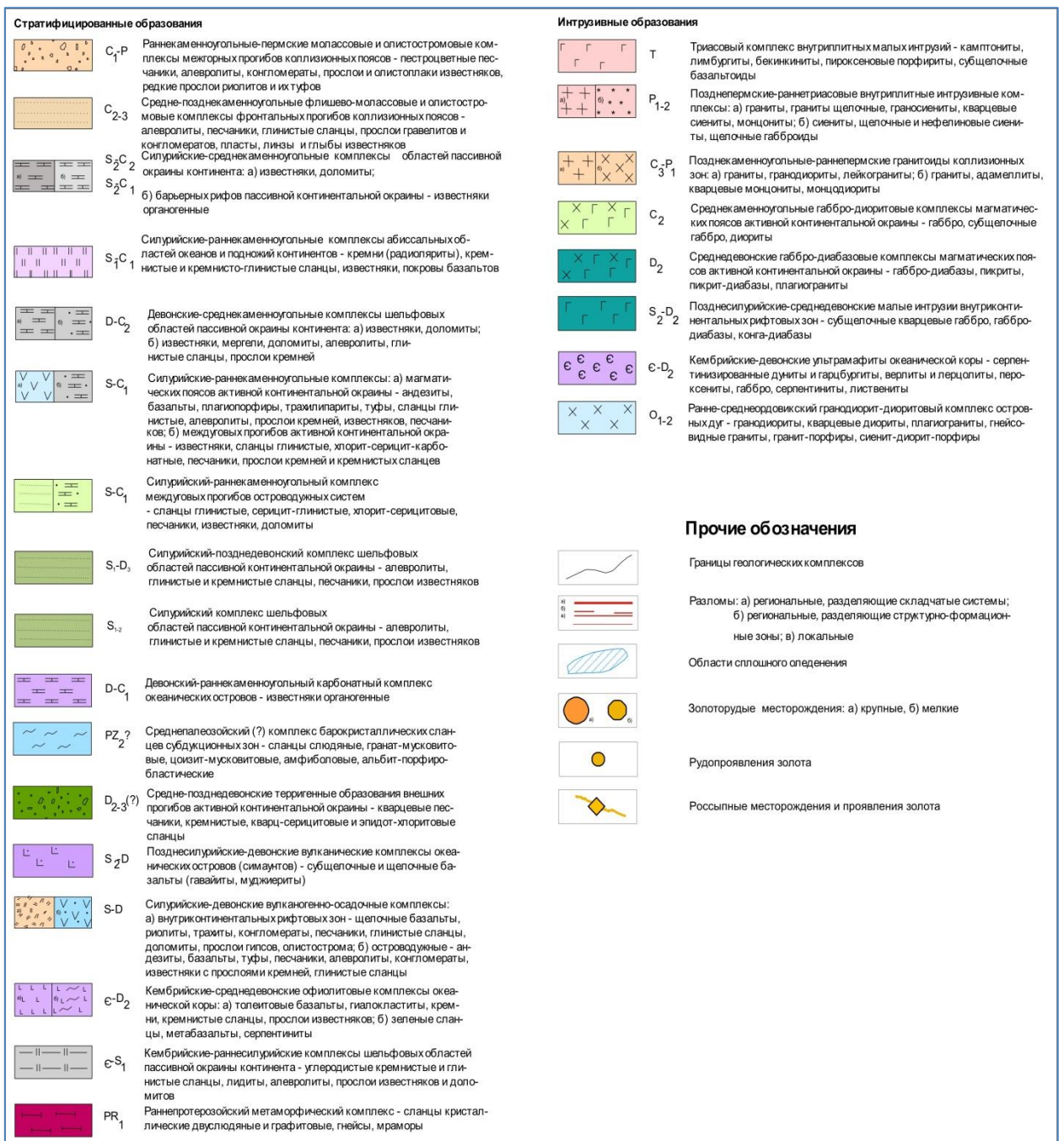
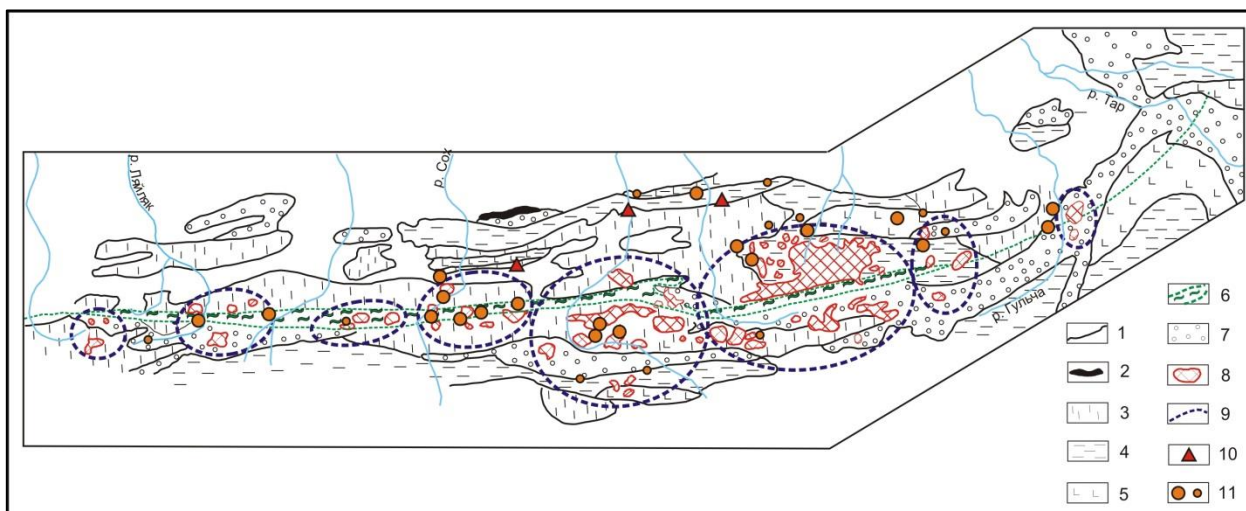


Рис. 1.3. Условные обозначения к геологической карте Туркестано-Алая

## 2. МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

В Туркестано-Алайском секторе Южного Тянь-Шаня выделяется ряд осадочных, вулканогенно-осадочных, интрузивных, метаморфогенных и глыбово-хаотических (микститовых) структурно-вещественных комплексов. Они были сформированы в различные этапы герцинского и альпийского циклов развития земной коры Южного Тянь-Шаня (рис. 2.1).



**Рис. 2.1. Схема структурно-вещественных комплексов Туркестано-Алая**

1 - границы СВК, 2 - серпентинитовый меланж, 3 - СВК платформенного чехла, 4 - СВК континентального склона и терригенный меланж, 5 - офиолитовые комплексы океанической структуры, 6 - палерифтогенная структура и зона континентальной субдукции А, 7 - СВК коллизионных прогибов, 8 - коллизионные магматиты, 9 - границы очаговых структур, 10 - главные сурьмяные и ртутные месторождения, 11 – золоторудные месторождения и проявления

Особенно широким распространением и разнообразием пользуются СВК средне-позднепалеозойского возраста, слагающие покровно-складчатый ансамбль герцинид. Согласно модели развития региона, в герцинском цикле выделяются: этап автономного развития континентальной и океанической структур, этап взаимодействия океанической и континентальной плит и коллизионный этап. Каждый из них характеризуется определенным, свойственным только ему набором СВК.

Мезо-кайнозойские образования, фиксирующие этап внутриплитного развития, как правило, пользуются незначительным распространением.

Рыхлые и слабосцементированные неоген-четвертичные отложения этапа современной коллизии гималайского типа и новейшего горообразования широко

распространены в пределах межгорных и внутригорных впадин, а также по долинам и бортам всех более или менее выраженных водотоков площади.

Данная территория является фрагментом Туркестано-Алайской юго-западной ветви Южно-Тянь-Шанской покровно-складчатой системы герцинского возраста, структурный план которой был существенно усложнен в альпийское время.

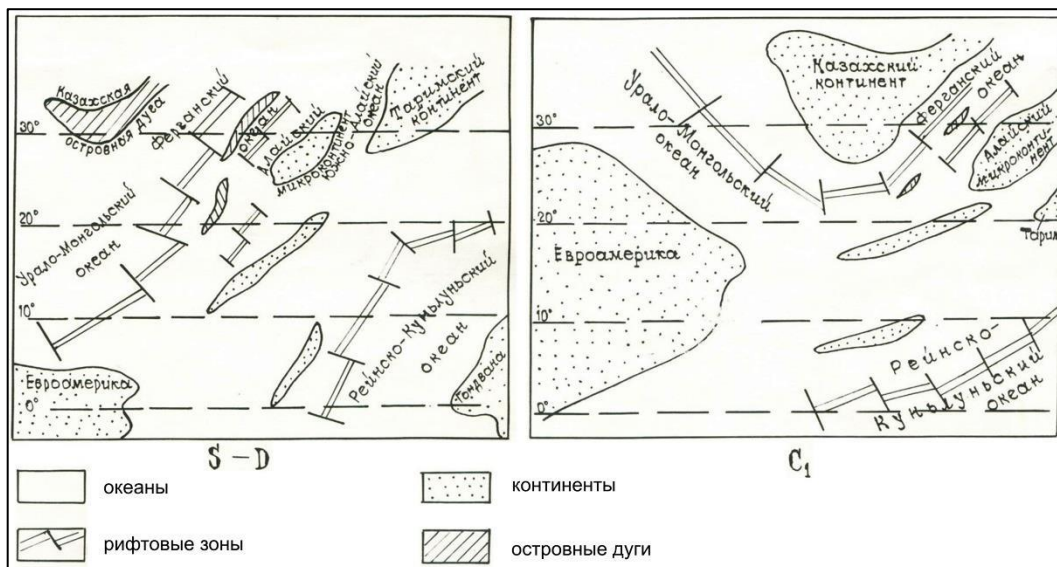
Покровно-складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня слагают пакеты покровов осадочных и вулканогенно-осадочных СВК, фрагменты палеоокеанов, континентальных склонов и их подножий, шарьированных на паравтохтонные образования осадочного чехла шельфа Алайского микроконтинента при меридиональном сокращении коры.

В коллизионное время относительно простое покровно-чешуйчатое строение было усложнено проявлением различных видов складчатых и разрывных деформаций и внедрением коллизионных магматитов.

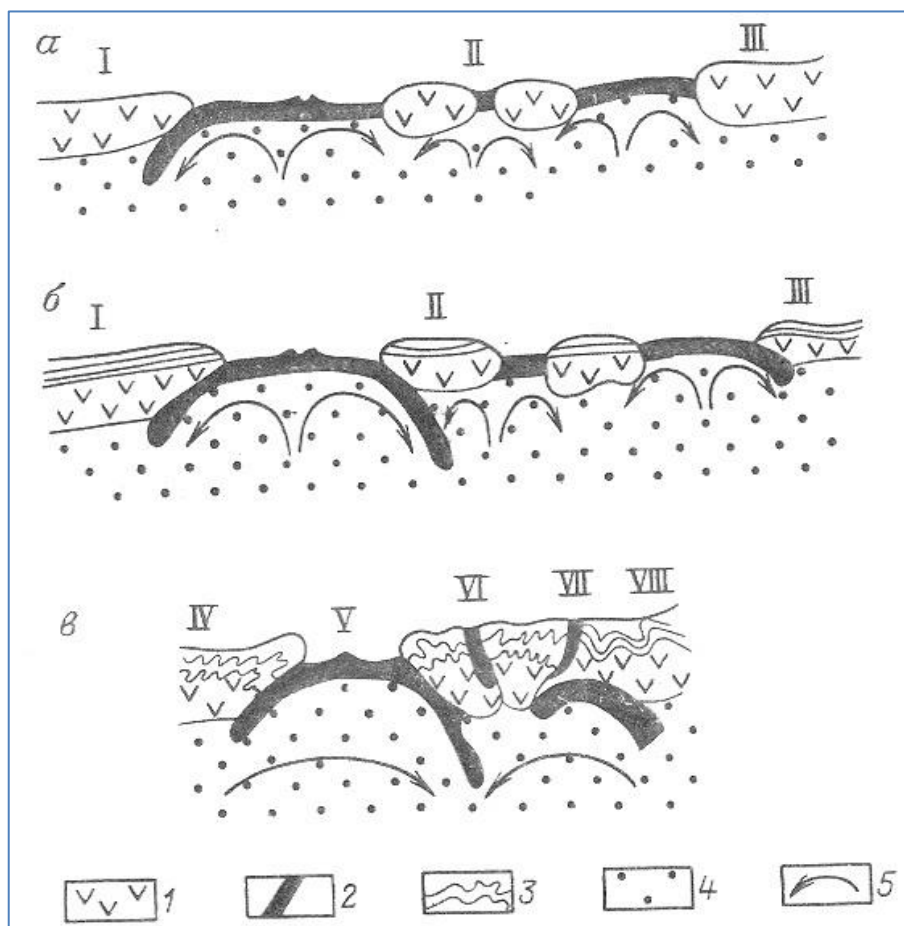
Еще более сложные черты строения Туркестано-Алайская складчатая область приобретает в альпийский цикл развития в условиях коллизии гималайского типа, когда формируются зоны "клавишной тектоники" (чередование широтно-вытянутых горстов и грабенов), существенно маскирующих первоначальные покровные соотношения различных СВК.

Исходя из модели развития Туркестано-Алайской покровно-складчатой области /Лыточкин В.Н., 1993ф/, в фанерозое выделяются ряд геодинамических циклов и этапов развития со свойственными им тектоническими режимами и превалирующими процессами и характеризующимися определенными наборами осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных, метаморфогенных и глыбово-хаотических СВК:

- догерцинский цикл развития;
- этап автономного развития континентальной и океанической структур;
- этап взаимодействия континентальной и океанических структур;
- коллизионный этап;
- этап внутриплитного развития и этап современной коллизии, знаменующие альпийский цикл.



**Рис. 2.2. Палинспастические схемы расположения тектонических единиц палеозоя Туркестано-Алая**



**Рис. 2.3. Модель развития Туркестано-Алая в герцинском цикле в силуре - девоне (а), раннем - среднем карбоне (б), позднем карбоне - ранней перми (в)**  
 1 - блоки с континентальной корой; 2 - океаническая кора и ее фрагменты в сутурах; 3 - осадочный чехол континентальных блоков; 4 - мантия; 5 - конвективные течения; I - Казахстанский континент, II - Алайский микроконтинент, III - Таджикско-Афганский континент. IV - Курама, V - Ферганский остаточный бассейн, VI - Агульская сутура, VII - Ягнобская сутура, VIII - Гиссар

## 2.1. Догерцинский цикл развития

Догерцинский цикл развития характеризовался континентальными условиями. О строении палеоконтинента можно судить лишь по фрагментам различных размеров, встречающимся в виде олистолитов и олистоплаков в терригенных гравитационных олистостромовых комплексах. Это, прежде всего, углеродисто-кремнистые и карбонатные фации лагунно-озерного типа, а также черносланцевые отложения, фрагменты разрезов каледонских офиолитов и энсиматических островных дуг. Все это указывает на то, что Казахстанский протоконтинент представлял собой типичную аккреционную систему, которая в дальнейшем подвергалась расколу.

## 2.2. Герцинский цикл развития

Таблица 2.1

### Палеогеодинамические обстановки и их металлогения в герцинском цикле развития Туркестано-Алая.

Геодинамические этапы	Время	СВК и их металлогения		
		Палеоокеан	Микроконтинент	Рифтогенная структура
<b>I.</b> Заложение Ферганского палеоокеана и рифта внутри Алайского микроконтинента	<b>O<sub>1-2</sub></b>	Пластинчатые дайки, расслоенные мафит - ультрамафитовые тела – <b>Cr, Ti, Hg</b> ; Кремнистые осадки – <b>Fe, (Cu, Hg, Mn, Ni, Co, Cr)</b>	Фтаниты – <b>U, Ag, Mo, V, Zn, Cu, Cr, Re, TR</b>	Слабодифференцированные мафитовые тела – <b>Ti?</b>
<b>II.</b> Автономное развитие Алайского микроконтинента и Ферганского палеоокеана	<b>O-C<sub>1</sub></b>	Комплексы параллельных даек, гиалокластиты, шаровые лавы толеитов – <b>Hg, Cu</b> ; Абиссальные кремнистые осадки – <b>Mn, (Cu, Co, Ni)</b>	Углеродистые комплексы континентального склона, фации апвеллинга – <b>Ag, Mo, V, P, S, Fe, Se, Re, As, Hg, Sb, F, U, Au, Ni, Zn, Cr, TR</b>	Базальтоиды – <b>Ti</b> Углеродистые сланцы – <b>Mo, Ag, As, V, Au, Cu, Zn, Hg, U, Cd, Ba, Sb, S, Fe</b> Эвапоритовые толщи – <b>Hg, S, Mg, Se, Ca, Ba, Sr, F, B</b> Вулканиты бимодальной серии – <b>Nb, Be, Sn, Ta, TR</b>
<b>III.</b> Формирование островодужной системы	<b>D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub></b>	Вулканиты среднего - кислого состава в ассоциации с терригенными породами, известняками – <b>Cu, Zn, Pb, Ag, Au (Sb, Hg)</b>	Коры выветривания - <b>бокситообразование, Sb?, Hg?</b>	
<b>IV.</b> Коллизионный	<b>C<sub>2-3</sub>-P</b>	Образование покровно-складчатой структуры, внедрение полигенных магматитов, основной этап рудообразования – <b>Hg, Sb, Au, Ag, F, Cu, Pb, Zn, Bi, Sn, Li, Be, W, U, Th, Nb, TR, Cs, Ta</b>		



### **2.2.1. Этап автономного развития континентальной и палеоокеанических структур.**

В результате раскола Казахстанского протоконтинента Алайский микроконтинент обособился в самостоятельную структуру, существовавшую с позднего ордовика и до основания позднего карбона. Начиная с ордовика, преобладающий режим растяжения обусловил развитие двух океанических структур, обрамляющих микроконтинент с севера и с юга, а также рифтогенной структуры в центре микроконтинента. Этот этап автономного развития микроконтинента с рифтогенной структурой с одной стороны и океанических структур - с другой, предопределили в значительной степени современный облик и металлогению Туркестано-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.

К раннему силуру достаточно хорошо сформировались северный и южный континентальный склоны, на которых развивались терригенные комплексы турбидитовых фаций подводных долинно-веерных систем, фаций фоновой седиментации и терригенные гравитационные олистостромы. У подножия континентального склона накапливались терригенно-кремнистые фации, среди которых встречаются кремнистые олистостромы. В терригенной составляющей обычны карбонатные обломочные породы (калькарениты, кальцирудиты, кальцилютиты). Достаточно длительное существование хорошо сформированных склонов, особенно северного, обусловило накопление очень мощных терригенных толщ. Северный склон континента, начиная с раннедевонского времени, был осложнен серией рифоидных построек (Катранский и Катранбашинский СВК), пространство между которыми заполнялось обломочными фациями карбонатных пород за счет разрушения рифов (разрезы Шахимарданского и Ишметау-Тамчинского СВК) внешней части северного склона. Подобная зональность отмечалась и на Южном склоне микроконтинента, где по направлению от внутренней к внешней части микроконтинента наблюдается смена карбонатных рифоидных фаций (Гаумышский СВК) фациями терригенного шельфа и подводных дельт (Туркестанский СВК), осложненных разнообразными фациями за счет сложного профиля склона (Зеравшанский СВК) и, наконец, фациями подножия склона и абиссальных равнин.

На внутренних частях шельфа Алайского микроконтинента, разделенных рифтогенной структурой, формировались известняково-доломитовые (Эккидаванский СВК) и доломитово-известняковые (Каузан-Карадаван-Адыракоуский СВК) отложения.

В пределах Асангаварской рифтогенной структуры, начиная с ордовика, то есть со времени обособления микроконтинента, развивался своеобразный формационный набор отложений, характерный для рифтов. В низах разреза отмечаются карбонатно-кремнистые, терригенные и черносланцевые фации с субсинхронными (на уровне  $S_{1-2}$ ) высокотитанистыми базальтоидами, образующими силлы. Выше по разрезу они сменяются карбонатными отложениями с эвапоритами, среди которых встречаются продукты вулканической деятельности плагиориолитового типа (урусайский вулканоплутонический комплекс). Западнее современной долины р. Сох Асангаварская рифтогенная структура сменяется Даудинским континентальным рифтом, что подтверждает наличие микроконтинента с непогруженной под уровень акватории частью. По-видимому, Даудинская и Асангаварская структуры являются разными частями ранее существовавшего рифта с различной степенью раскрытости и погруженности под уровень шельфового моря.

СВК палеорифтогенной структуры сыграли важнейшую роль в профилирующей металлогении региона. С одной стороны, зоны рифтов - это всегда повышенная проницаемость для летучих элементов с мантийных уровней (As, Sb, Hg, F), с другой - фактор кумуляции этих летучих органическими соединениями (черные сланцы силура) и осадочной серией эвапоритов (гипсы, ангидриты). В коллизионное время СВК палеорифта явились мощным поставщиком рудного вещества Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, модель формирования которого будет рассмотрена в соответствующем разделе.

Ферганская палеоокеаническая структура заложилась в раннеордовикское время на меланократовом основании, возможно на древней сuture, спаивающей две островодужные системы. Раскрытие океанического дна в различных местах происходило по различному механизму. В отдельных фрагментах офиолитовых покровов можно наблюдать как следы рассеянного, так и концентрированного спрединга. Раскрытие океанической структуры по данным палеомагнитных исследований ( $3^{\circ}$  южной широты для сланцев силура рифтогенной структуры микроконтинента и  $23^{\circ}$  северной широты для среднего девона офиолитов киргизатинского аллохтона) составляло не менее 3000 км.

На всем временном протяжении от ордовика до раннего карбона условия формирования океанической коры сохранялись и определялись процессами спрединга с образованием офиолитового разреза. Специфика офиолитов Южной Ферганы заключается в том, что на СВК собственно океанического происхождения

накладывается магматизм "горячих точек" (куруганиты и близкие им образования). Это выражается в появлении в разрезе толеитовых базальтоидов, образований щелочного и субщелочного характера.

### **2.2.2. Этап взаимодействия континентальной и океанической структур**

Этап взаимодействия континентальной и океанической структур в значительной степени predetermined характер коллизии в более позднее время и специфику Туркестано-Алайского сегмента как чешуйчато-складчатой системы.

Этот этап охватывает период времени от позднего девона до верхов позднего карбона. Для него характерен тектонический режим сжатия на фоне процессов субдукции коры Ферганского палеоокеана под Алайский микроконтинент и частичной ее обдукции, вместе с шарьированием осадочных СВК абиссальных равнин, континентального склона и его подножья, рифовых гряд и частей внешнего шельфа на паравтохтонные образования внутренней части шельфа, основной складчатости, синскладчатого и постскладчатого покровообразования. Южная часть микроконтинента также была охвачена процессами покровообразования, которые привели к шарьированию СВК этой части на паравтохтон внутренней части шельфа.

О взаимодействии океана и континента можно судить по наличию динамосланцев канского комплекса в сочетании с серпентинитовым меланжем. Динамосланцы, в которых встречаются высокобарические минеральные парагенезисы, свидетельствуют о существовании линейных зон, в которых реализовывались стрессовые процессы. Прямым доказательством субдукционных процессов является наличие фрагментов ранне-среднекарбоновой островодужной системы (Караташский СВК), сложенной вулканитами известково-щелочной серии. Дополнительным признаком субдукции может служить наличие прогиба на месте субдукционного желоба, выполненного обломочным материалом, состоящим главным образом из динамосланцев, реже кремней, яшмоидов (аккапчигайская свита).

Взаимодействие океанической и континентальной плит реализовалось и процессами обдукции. Процессы обдукции наиболее интенсивно проявились в интервале  $C_{2b}$ - $C_{2g}$ , когда и была в основных чертах сформирована покровная структура Туркестано-Алая. В этом временном интервале все СВК континентального северного склона были сближены и спакетированы в последовательности их палеогеографического соотношения, при этом самые

удаленные океанические части создали и самый верхний офиолитовый покров. В основании этих аллохтонных структурных единиц лежат характерные комплексы - индикаторы обдукции. Это олистостромовые образования в пределах континентальных прогибов, тектонизированные олистостромы (меланж по олистостромам) и серпентинитовые меланжи в основании офиолитовых покровов. Шарьирование завершает третий этап, знаменующий начало нового этапа - коллизионного.

### **2.2.3. Коллизионный этап**

Коллизионный этап (поздний карбон - ранняя пермь) интегрирует все предшествующее развитие, практически окончательно расставляя структуры, магматические и металлогенические акценты. В процессе шарьирования нарастал градиент потенциального сжатия и одновременно уменьшался фактор пространства, где шарьирование реализовывалось. Из-за этого шарьирование с севера на юг прекратилось, а в результате оживления зоны ранней субдукции произошло ретрошарьирование и, целые пакеты тектонических покровов вначале были смяты в складки северной vergentности, а затем надвинуты с юга на север. Со стороны южной океанической структуры отмечается сходный процесс, зеркально отображающий взаимодействие океана и континента в северной части, но значительно менее ярко выраженный.

В процессе скупивания формировались наложенные коллизионные прогибы, заполнявшиеся грубым материалом, а по внутренним частям тектонических пакетов создавались сколовые зоны, где образовывались тектоногенные терригенные меланжи полимиктового (в случае сложно построенного разрушаемого пакета) или мономиктового (в случае простого разрушаемого пакета или покрова) типов.

Особое положение в структуре Тянь-Шаня занимает полимиктовый меланж тувальского комплекса, представляющий собой, скорее всего фрагменты палеосейсмофокальной зоны, вдоль которой происходила тектоническая эрозия в результате внутриконтинентальной субдукции (субдукции А). Более глубинные части этой зоны выведены на поверхность по Аугульскому шву, где они в значительной степени превращены в динамосланцы. Кроме Аугульского шва, встречается еще несколько зон, линзовидных в плане, где реализовывалась внутриконтинентальная субдукция. Что касается возможных масштабов внутриконтинентальной субдукции, то на примере Гималаев доказано

латеральное сокращение размеров континента в 1500 км, причем только десятая часть этого сокращения объясняет приращение там мощности земной коры.

Важнейшими СВК, отвечающими коллизионному этапу, являются магматические образования. Они позволяют дополнить модельные построения информацией о внутрикоровых и подкоровых процессах.

Коллизионные интрузивные образования представлены известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной сериями. Образование указанных серий близко по времени (в первом приближении - субсинхронно) и отвечают временному интервалу от верхов позднего карбона до низов поздней перми.

В пространственном расположении массивов коллизионной стадии наблюдается определенная закономерность, выраженная в косом соотношении структур тектонических зон относительно интрузивной оси Туркестано-Алая. Внутри "интрузивной оси" выражена зональность, которая для гранитоидов заключается в постепенной смене с запада на восток гранитоидов S-типа промежуточным I-S и далее чистым I-типами. Для щелочной и латитовой серий зональность выражена в смене щелочных интрузий субщелочными по направлению от верховьев р. Сох к западу и востоку и увеличении в целом щелочности с севера на юг.

Происхождение гранитоидов известково-щелочного ряда в Туркестано-Алае, связанное с коллизионной стадией, может быть объяснено следующим образом. Родоначальная магма, с которой связано формирование гранитоидных комплексов региона, генерировалась частично за счет вещества океанической коры путем его частичного плавления, вовлеченного в зону плавления при субдукции, частично за счет астеносферного субстрата. Кислые дифференциаты родоначального расплава, претерпевшие, кроме того, влияние сиалического вещества коры, в незначительной степени по составу соответствовали тоналиту - гранодиориту (I-тип). Образования такого типа представлены караказыкским комплексом (габбро-диорит-гранодиоритовая формация).

Параллельно с этим процессом происходило формирование коровых гранитоидов за счет анатексиса сиалического субстрата, спровоцированного притоком необходимого тепла и флюидов с мантийных горизонтов, связанных с дегазацией первичных (родоначальных) расплавов и разогретой на границе с поддвигающейся пластиной мантии, в меньшей степени, при непосредственном участии подкоровых магм. Значительное по масштабам формирование коровых гранитоидов обусловлено относительной непроницаемостью коры на отдельных,

более жестких участках, где реализовывались условия, близкие условиям образования гранитно-метаморфических куполов.

Участки коры более проницаемые и, следовательно, более благоприятные для взаимодействия подкоровых выплавов с силикатным субстратом, определяли образование гранитоидов смешанного типа. Объем подкоровых дифференциатов и их энергетические запасы были достаточными для поглощения и переработки значительных масс силиката. Степень взаимодействия родоначальной магмы с коровым веществом зависела от ряда причин (объемов, участвующих во взаимодействии, его времени, участия флюидов и т.д.) и проявлена в разнообразии составов разных массивов арчабашинского комплекса.

Таким образом, формирование подкорового, корового и смешанного типов гранитоидов взаимосвязано, проявлено субсинхронно и является следствием единого процесса коллизии, завершившей происходившую ранее субдукцию. Различия гранитоидов, регистрируемые при их изучении, обязаны не разным уровням дифференциации единой магмы, как это считалось ранее, а тектоническим условиям, обусловившим различную степень корово-мантийного взаимодействия.

Вторая группа пород, сформированная в условиях коллизии и относящаяся к щелочно-известковой серии, включает два комплекса, принадлежащие гранит-сиенитовому формационному типу. Доминирующей обстановкой, в которой формировались субщелочные комплексы, следует считать постсубдукционную коллизию.

Третьей группой, отвечающей коллизионному этапу, является группа пород щелочной серии. В ней выделяются два комплекса, по литолого-геохимическим признакам относящихся к формационному типу нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов. Массивы этого формационного типа, как и массивы субщелочные, образуют две подгруппы, одна из которых обнаруживает тесную парагенетическую связь с гранитоидами, вторая - с габброидами (соответственно матчайский и зардалекский комплексы).

Отмеченные особенности происхождения щелочных пород в регионе (тесная временная связь с типично коллизионными коровыми гранитоидами) позволяют считать эти породы позднеколлизионными. В это время первичные расплавы генерировались за счет селективного плавления недеплетированной мантии, что указывает на значительные глубины зарождения этих расплавов. Приемлемой моделью тектонической обстановки следует считать субдукцию, при

которой пододвигающаяся океаническая кора за короткое время могла достичь значимой глубины. Это возможно при наличии очень крутой, практики вертикальной сейсмофокальной зоны вдоль поверхности скольжения океанической коры, когда создан фронт повышенной разогретости и, следовательно, проницаемости, продолжавшей функционировать и в коллизионной обстановке.

## **2.3. Альпийский цикл**

### **2.3.1. Этап внутриплитного развития**

Альпийский цикл начинается с этапа внутриплитного развития (триас-миоцен), характеризующегося режимом стабилизации консолидированной коры герцинского возраста, процессами пенеппенизации и формирования платформенного чехла на складчатом основании. В условиях локального растяжения формируются трубки взрыва субщелочных и щелочных базальтоидов. На протяжении всего мезозоя и значительной части палеогена вся территория представляла собой пенеппен с развитой речной сетью, периодически затопляемый мелководным морем.

### **2.3.2. Этап современной коллизии**

В неогене начался новый этап современной коллизии гималайского типа, обусловленной взаимодействием Евразии и Индостана, за счет чего создалась система Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша с осадконакоплением, характерным для горных стран. По границе герцинской структуры Тянь-Шаня и альпийской структуры Памира фиксируется зона внутриконтинентальной субдукции, улавливаемой по очагам землетрясений. На границах Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня также отмечаются подобные зоны с частыми очагами землетрясений.

### **3. ГЕОДИНАМИКА, ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВК ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ**

В 80-х – начале 90-х годов прошлого века, в связи с развитием концепции тектоники плит, было кардинально пересмотрено геологическое строение региона, при этом доказано наличие масштабных надвиговых структур, совмещение на ограниченном пространстве разнородных по происхождению структурно-вещественных комплексов (СВК) - от океанических до сугубо континентальных, получили понимание закономерности расположения коллизионных магматитов и создаваемых ими очаговых структур.

Ниже рассматриваются структурно-вещественные комплексы Туркестано-Алая, их геолого-генетическая позиция, формационная принадлежность, литологическое строение, геохимическая специализация и металлогеническая значимость, характер тектоно-магматического взаимодействия СВК при становлении рудных поясов, зон, полей и собственно месторождений региона.

Основной объем работ по выделению и изучению СВК и их геохимических и металлогенических особенностей проводился на площади Туркестано-Алайского опытного геодинамического полигона, а затем работы были распространены на весь регион Туркестано-Алая.

При характеристике СВК Туркестано-Алая, привлечены также данные по сопредельным районам Туркестано-Алайского сегмента, особенно тем районам, где эти СВК получили наиболее полное развитие и лучше изучены, а также СВК, отсутствующие в пределах площади, но имеющие большое значение для металлогении региона.

Нормализация содержаний химических элементов литологически различных СВК к кларку литосферы оправдана металлогенической направленностью данного показателя и тем, что коллизионный этап – главный этап рудообразования – наследует и интегрирует металлогению предшествующих обстановок /Белов, 1998, Ваулин, 1992, Лыточкин В.Н., 1993ф, Ненахов, 1992 и др./.

Геохимические особенности СВК Туркестано-Алая послужили основой для построения прогнозно-металлогенических карт региона, являющихся частью геодинамических карт.



## 3.1. Обзор СВК Туркестано-Алая

### Догерцинские СВК

**СВК кембрийской палеоокеанической системы** /о Є? тл/ - реликты в олистостромах и "меланократовый фундамент" офиолитов Сартала.

**СВК островной (энсиматической) дуги** /вод Є-О и-ш/ /вод Є-О и-т/:

1). *Осадочно-вулканогенный комплекс* - г. Карачатыр – "Южная антиклиналь" – глыбы в терригенном полимиктовом меланже – чонкойская, дедебулакская свиты, м/реч. Абшир – Киргизата;

2). *Вулканно-терригенные образования* - г. Карачатыр, м/реч. Абшир - Киргизата, р. Аиликсу, р. Чиле – глыбы в терригенных олистостромах – улугтауская толща.

3). *Карбонатно-терригенные образования* - олистостромы, тектонические фрагменты, г. Кекликтау – атчинская свита;

4). *Интрузивные образования* - глыбы плагиогранитов в олистостромах Абшир – Киргизата.

**Нижнепалеозойские терригенные СВК** /Є-О т/ - предгорья Алайского и Туркестанского хребтов – глыбы в S-D олистостромах и тектонические блоки.

**Нижнепалеозойские кремнисто-карбонатные СВК** /Є-О к-и/ - предгорья Алайского и Туркестанского хребтов - глыбы в S-D олистостромах и тектонические блоки.

**СВК склонов Таримского континента** /к Є-О и-т/ - южные склоны западной части Туркестанского хребта – рухшифская, вардаштская свиты.

**СВК кристаллического фундамента** /кф Є-О? к/ - междуречье Коксу - Кызылсу – гранитоиды Кулчинского комплекса в горундинской толще в терригенном полимиктовом меланже.

### СВК этапа автономного развития

#### Ферганский палеоокеан

**СВК рифтовых зон в окраинном палеоокеаническом бассейне** /ор О<sub>1</sub>-С<sub>1</sub> тл/ - офиолиты - Баткенская, Сарталинская, Гюзельская, Шивалинская,

Ходжагаирская (яшская, араванская свиты), Киргизатинская (джейранбельский, киргизатинский, карачатырский комплексы), Карачатырская полосы.

**СВК вулканической островной дуги (энсиматической)** /од S-D и-щ/ - Наукатский комплекс тоналит-плагиогранитов.

**СВК абиссальных равнин** /ар S<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> тик/ - Тамашинский тип разреза (курсалинская, тамашинская, биданинская свиты), Ташатинский тип (курсалинская, каракольская, тамаксайская свиты).

## **СВК Алайского микроконтинента**

### **СВК северной окраины**

**СВК континентального склона и его подножий** /сп S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub> т/ - Алыш-Сарыкамышская полоса (сарыкамышская серия: сюгетская - глыбы в гравитационных олистостромах, пульгонская, джидалинская, караджегачская свиты).

**СВК барьерных гряд и межрифовых каналов** /бг S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ик/ - Ишметау-Тамчинский (матчайская серия: актурская, тамчинская, богашинская, кичикустайская, шютская свиты), Тамчинский, Актурский, Шахимарданский (круккельская, хоздыбельская, шахимарданская, куралимтауская, сангибальяндская, пумская, шютская свиты), Сарыташский, Кекликтауский, Катарский типы разрезов.

**СВК внешней части шельфа** /вш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ид/ - Катранбашинский тип (катранбашинская, кызылкувашская, акшагыльская - охнинская серия, тикеская, сангибальяндская, ташбулакская свиты), Катранский тип (аккульская, катранская, ярунтузская, курчаувайская, сангибальяндская, пумская, пыркафская свиты), Ярунтузский тип разрезов.

**СВК терригенного шельфа** /тш O<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> чт/ - Сох – Кштут (булаксайская, чакушская свиты), Тегермалик (майданская свита).

**СВК внутренней части шельфа** /внш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ди/ - Алайский тип разреза (Эккидаванский, Адыракоуский подтипы: аксуйская, арпалыкская, боординская, сарыбельская, кштутская, назаринская, карадаванская, пешкаутская, метингельская, туюкдангинская, газская, пыркафская свиты).

### **СВК рифтогенной структуры (шельфовой)**

**Комплекс карбонатных отложений** /шр S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> ди/ - Асангаварский тип разреза (пальминская, агульская, кокталинская, урусайская, толбоскульская,

боординская, сарыбельская, назаринская. карадаванская свиты), Акташский тип разреза (арпапаятская, карабукинская, сардалинская, маранская, мурьякская, османджайляуская, караутекская, пешкаутская свиты).

**Комплекс терригенных отложений** /шр S<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> т/ - Даудинский тип разреза (даудинская серия, джасылькульская, ангушская свиты, конгломератовая толща).

**Осадочно-вулканогенный комплекс** /шр D<sub>1-2</sub> сщ/ - урусайская свита и вулканогенно-плутонический комплекс, арпапаятская свита, субвулканические образования (Ашатский силл).

**Интрузивный комплекс** /шр S-D сщ/ - Бульджуминский комплекс габбро и долеритов.

## **СВК южной окраины**

**СВК континентального склона** /юсп D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> ти/ - р. Катта-Карамык, Джаман-Кырчин, Янгидаван, Арчабаши (Зеравшанский тип: маргузорская, вольгондская свиты).

**СВК терригенного шельфа** /ютш S<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> т/ - р. Зеравшан, Сох, Янгидаван (Шишкат-Демноринский, Туркестанский типы разрезов - шудманская серия: лянгарская, кштудакская, падаская, палдоракская, гарибакская, кульская свиты).

**СВК внешней части шельфа** /ювш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> и/ - Гаумышский тип разреза (кызталинская толща, кызылсайская, горимсайская, мусторская, аялминская, кииксуйская свиты).

## **"Южный" палеоокеан**

### **СВК абиссальных равнин**

**Карбонатно-терригенно-кремнистые образования** /кар S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> тик/ - Ходжаачкан-Кичикалайский (капалинская, кызылчарская, турпачатынская свиты), Дараутский (ириджилгинская, дараутская, устьтерекская свиты), Сарыбулакский (джекендинская, сарыбулакская толщи), Ходжаачканский (устьголидская свита, кызталинская толща, калаймахмудская, кульдунтауская свиты), Кызылэшминский (каракавакская толща, уканская свита), Урмитан-Демноринский (гарибакская, рочская, даинтинская, демноринская свиты), Вашанский (имбефская, дархская, вашанская свиты) типы разрезов.

**Вулканогенные образования** – туфы, базальты среди кызталинской, джекендинской, сарыбулакской, каракавакской и др. толщ

## СВК этапа взаимодействия

### СВК зоны субдукции Б

**Динамосланцы** /сб  $D_3-C_1$  дс/ - Кан, Карачатыр, Акбура (Канский комплекс).

**Серпентинитовый меланж** /сб  $D_3-C_1$  см/ - Южно-Ферганский комплекс (Канский, Абширский, Араванский фрагменты), р. Чиле, Киргизата, Акбура.

**СВК вулканической островной (энсиалической?) дуги** /од  $C_{1-2}$  ищ/ - р. Сох – пер. Баткен (караташская свита и комплекс).

**СВК субдукционного желоба** /сж  $C_1$  т/ - Карачатыр, Кан (аккапчигайская, коксарайская свиты).

### СВК - индикаторы покровообразования

**Серпентинитовый меланж** /п  $C_{2-3}$  см/ - Сарталинская полоса, Каракольский участок, Джейранбельский массив.

**Терригенный меланж** /п  $C_{2-3}$  тм/ - Тульский, Алайский, Суратский, Музкаринский, Бурусундинский комплексы.

## СВК коллизионного этапа

### СВК наложенных прогибов

**Флишоидно-молассоидный комплекс** /кп  $P_{1-2}$  км/ - фронтальные олистостромы и коллизионные прогибы (Айкульский, Каравшинский, Ходжаачканский, Вашанский, Дараутский, Сурметаш-Гульчинский, Исфаринский, Карачатыр-Шуранский прогибы).

1). *Флишоидный* / $C_{2-3}$ / – турткалинская, толубайская, коктепинская, янгидаванская, айкульская, куруксайская, сарычашминская и др. свиты;

2). *Молассоидный* / $C_2-P_1$ / – сурметашская толща, ходжаачканская, обизардская, мадамская, талдыкская и др. свиты;

3). *Терригенный* / $C_2-P_1$ / - Карачатыр-Шуранский (калмабулакская, актерекская, джилгинсайская, учбулакская, дастарская, керкидонская свиты);

4). *Континентальный молассоидный* / $P_{1-2}$ / - Карачатырский прогиб (тулейкенская свита).

### СВК термального купола

**Метаморфические образования** /тк  $C_3-P_1$  вс/ - Туркестанский метаморфический комплекс (по Туркестанскому типу разреза).

**Интрузивные образования** /тк С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub> п/ - Каравшинский комплекс палингенных адамеллитов и лейкогранитов.

### **СВК коллизионного магматического пояса**

**Известково-щелочные** /км Р<sub>1</sub> ищ/ - Караказыкский, Чалкуйрюкский комплексы.

**Щелочно-известковые** /км Р<sub>1-2</sub> щи/ - Сурметашский, Улуккольский комплексы.

**Щелочные** /км Р<sub>1-2</sub> щ/ - Матчайский, Зардалекский комплексы.

**Гибридные коровые и известково-щелочные** – Арчабашинский, Тамдыкульский комплексы.

**Гибридные известково-щелочные и щелочно-известковые** – Трумсуйский комплекс.

**Гибридные коровые и щелочные** – Матчайский(?) частично.

**СВК коллизионной шовной структуры** /кш Р<sub>1-2</sub> дс/ - субдукция Амштуца – Акмуйнакский метаморфический комплекс динамосланцев (по даудинской серии, асангаварскому разрезу, урусайскому комплексу, коллизионным магматитам).

### **СВК этапа внутриплитного развития**

**СВК "горячей точки"** /гт Р<sub>2</sub>-К сщ/ - трубки взрыва, субвулканические тела.

**СВК дельтовых равнин** /д Т-Ј ут/ - терригенные, угленосные образования.

**СВК прибрежных лагун, пляжей и субаэральных дельт** /пл К-Рg т/ - красноцветные терригенные и биогермные отложения.

### **СВК этапа современной коллизии гималайского типа**

**СВК подгорных долин** /гс N/ - неогеновые отложения

**СВК межгорных впадин** /гс Q/ - четвертичные отложения

## 3.2. Догерцинские СВК

СВК догерцинского этапа в Туркестано-Алае не пользуются широким распространением. Они установлены на северных и южных склонах и в предгорьях Алайского и Туркестанского хребтов. Нижнепалеозойские образования сформированные в длительный отрезок времени - начиная от раннего кембрия до среднего ордовика - имеют пестрый фациальный и вещественный состав и относятся к различным геодинамическим обстановкам. При этом все известные выходы кембрия - ордовика представляют собой пространственно разобщенные, сильно нарушенные тектонические фрагменты или глыбы в олистостромах и меланжах, в которых сохранились только отдельные реликты первичных разрезов. Поэтому геодинамическая металлогеническая интерпретация нижнепалеозойских комплексов, основанная на единичных разрозненных признаках, большинство из которых не имеет однозначной трактовки, затруднительна.

К догерцинскому этапу относится формирование СВК кембрийской палеоокеанической системы, СВК островодужной системы, СВК шельфа Таримского континента, а также коровые гранитоиды неясного происхождения.

### 3.2.1. СВК кембрийской палеоокеанической системы

К СВК кембрийской палеоокеанической системы /о €? тл/ отнесены редкие реликты офиолитов, слагающие "меланократовый фундамент" Сарталинского фрагмента и глыбы в силурийско-девонских олистостромах гор Карачатыр, междуречья Абшир - Акбура и западнее р. Сох. Среди глыб наиболее широким распространением пользуются серпентиниты, встречается габбро, базальты, как кембрийские рассматривают габбро-перидотитовые Исфаринские тела и, возможно, к кембрийской офиолитовой ассоциации относятся тела толеитовых базальтов, описанные в составе силурийской баткенской толщи.

Прямые доказательства, возраста этих офиолитов отсутствуют. Возраст придан им на основании того, что офиолитокластовые брекчии куренкойского возраста /Абакумова, 1992/, возникшие за счет подводной эрозии и метасоматоза офиолитов, перекрываются ранне-среднеордовикскими кремнисто-гематитовыми сланцами.

Геодинамическая интерпретация из-за недостаточной представительности данной офиолитовой ассоциации также затруднительна. Обломки верлитов,

гарцбургитов, габбро, оливиновых и толеитовых базальтов, гиалокластитов и других пород, установленных в офиокластовых брекчиях Сарталинской полосы, сходны по петрографии, петрохимическим особенностям с аналогичными образованиями из выше залегающего слабо нарушенного разреза и, вероятно, формировались в сходных условиях (в рифтовой зоне в океаническом окраинном бассейне).

Некоторое своеобразие офиолитов "фундамента" заключается в присутствии среди них габброидов с повышенной щелочностью, широком распространении альбититов и щелочных плагиогранитов. Появление субщелочных пород в кембрийской офиолитовой ассоциации, скорее всего, следует связывать с влиянием "горячей точки" /Лыточкин, 1992/.

Геохимия и связь этого СВК с оруденением не изучены.

### **3.2.2. СВК островной (энсиматической) дуги**

СВК вулканической островной (энсиматической) дуги /вод  $\in$ -О ищ/ /вод  $\in$ -О ит/, распространенные в северо-восточной части площади, представлены осадочно-вулканогенными, вулканно-терригенными, карбонатно-терригенными и интрузивными образованиями.

*Осадочно-вулканогенный комплекс* слагает несколько крупных фрагментов, наиболее представительным из которых является вулканогенный разрез гор Карачатыр ("Южная антиклиналь"). Вулканиты образуют здесь несколько тектонических останцев размерами от нескольких десятков метров до 500 x 900 м. Все эти тела образуют глыбы в терригенном полимиктовом меланже или граничат с терригенным и серпентинитовым меланжем. Они представлены базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и их туфами с прослоями и линзами битуминозных известняков и, в зависимости от состава, подразделяются на чонкойскую и дедебулакскую свиты.

Породы принадлежат к нормальному ряду щелочности при резком преобладании натрия над калием. Базальты, по сравнению с широко распространенными в регионе базитами офиолитовой ассоциации, являются более высокоглиноземистыми и кальциевыми, незначительно обогащенными щелочами и содержат меньше  $TiO_2$ . Эти признаки в совокупности с петрографическими особенностями позволяют надежно отличать их от базальтов офиолитовой ассоциации.

*Вулкано-терригенные образования* установлены в виде глыб в терригенных олистостромах в горах Карачатыр, междуречье Абшир - Киргизата и на других участках, где они ассоциируются с нижнепалеозойскими островодужными образованиями и описаны как улугтауская толща. Наиболее представительные разрез этой толщи с видимой мощностью около 500 м можно наблюдать на правом борту р. Киргизата. Толща сложена вулканомиктовыми конгломератами и гравелитами, в состав которых входит галька доломитов, базальтов, габброидов, плагиогранитов. Среднекембрийско-ордовикский возраст толщи установлен сборами конодонтов.

*Карбонатно-терригенные образования* кембрия - ордовика вместе с вулканитами и вулкано-терригенными образованиями широко распространены в олистостромах, меланжах, а также образуют отдельные, значительные по размерам тектонические фрагменты. На западном склоне гор Кекликтау известны выходы (500 x 2000 м) карбонатно-терригенной пачки, описанной С.И. Беловым /1988ф/ как атчинская свита. Свита сложена битуминозными грубослоистыми доломитами, содержащими прослой кремней, на которых залегают полимиктовые песчаники с прослоями и линзами известняков, кремней, гипсов. Среднекембрийско-ордовикский возраст свиты установлен сборами археоциат, брахиопод, трилобитов.

*Интрузивные образования* представлены глыбами плагиогранитов в олистостромах, распространенных в основном в междуречье Абшир - Киргизата. Размеры тел варьируют от нескольких метров до 200 x 2000 м. Плагиограниты сложены в основном кислым плагиоклазом и кварцем, практически не содержат темноцветных минералов и калишпата, интенсивно серицитизированы и карбонатизированы. Некоторые из этих тел плагиогранитов описаны ранее под названием "Аиликсуйские тела" и отнесены к Наукатскому комплексу.

Имеются достаточные основания считать, что кембрийско-ордовикский вулканогенный комплекс сформирован в геодинамической обстановке энсиматической островной дуги. Петрохимические особенности вулканогенных пород с большой степенью надежности позволяют остановиться на этом варианте. Подобно рассматриваемым, низкотитанистые, натриевые, известково-щелочные вулканиты являются яркой принадлежностью островных дуг. Кроме того, для кембрийско-ордовикских вулканитов Туркестано-Алая характерно контрастное распределение составов по содержанию кремнезема, что сближает их с известково-щелочными сериями внутриокеанических островных дуг.



Металлогения кембрийско-ордовикского островодужного СВК изучена недостаточно. Имеются данные о повышенных содержаниях в прослоях карбонатных и кремнистых пород среди вулканитов фосфора (до 2%), молибдена, ванадия, урана, ртути /Тесленко, 1976ф/. Сами вулканогенные породы не содержат высоких концентраций рудных компонентов за исключением стронция (до 0,1%) и иттербия (до 0,004%). Отмечаются отдельные проявления вольфрама и ртути, приуроченные к глыбам лиственитизированных пород чонкойской свиты и улугтауской толщи или к зонам контактов вулканогенных фрагментов и меланжа.

### **3.2.3. Нижнепалеозойские терригенные и кремнисто-карбонатные СВК**

К нижнепалеозойским терригенным / $\epsilon$ -О т/ и кремнисто-карбонатным / $\epsilon$ -О к-и/ СВК отнесены образования кембрия - ордовика, слагающие глыбы в терригенных силурийско-девонских олистостромах и меланжах или образующие отдельные тектонические блоки. Размеры этих глыб колеблются от нескольких метров до первых километров.

В предгорьях и на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов они представлены главным образом углеродисто-кремнистыми и карбонатными отложениями: черными фтанитами, окремненными и доломитизированными, битуминозными, часто онколитовыми известняками.

В углеродисто-кремнистых отложениях нижнего палеозоя концентрируется широкий спектр рассеянных элементов. Наиболее металлоносны в рассматриваемом СВК углеродистые фтаниты аккудукской свиты. Происхождение фтанитов связывается с образованием их в восстановительных условиях эпиконтинентальных водоемов /Геологические особенности..., 1981/.

Фтаниты по классификации Я.З. Юдовича /1988/ относятся к ультраэвсилитам (гидролизатный модуль /ГМ/ = 0,049): при высоких значениях кремнезема (89,58%) содержания прочих петрогенных элементов значительно понижены.

Вне зависимости от содержаний петрогенных окислов, во фтанитах концентрируется широкий спектр рассеянных элементов (табл. 3.1, данные по 138 пробам), причем некоторые из них (Mo, V, Cu, Zn, TR, U), особенно в зонах метасоматических изменений, могут достигать промышленных содержаний и образовывать собственные минералы.

Таблица 3.1.

**Содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в углеродистых фтанитах**

Эл-ты	Макс.	Среднее	КК	Эл-ты	Макс.	Среднее	КК
<b>Au</b>	0.15	0.013	3.1	<b>Ba</b>	5000	390	0.6
<b>Hg</b>	1.5	0.98	11.8	<b>Tl</b>	90	3.31	3.3
<b>Mn</b>	1200	320	0.32	<b>In</b>	0.2	0.05	0.06
<b>Ni</b>	6100	167	2.9	<b>Bi</b>	9	0.52	5.2
<b>Co</b>	20	6.1	0.34	<b>Y</b>	400	81.9	2.8
<b>Ti</b>	1500	398	0.09	<b>Yb</b>	50	12.9	4.3
<b>V</b>	>1%	1695	19	<b>La</b>	300	128	4.4
<b>Cr</b>	3000	221	2.7	<b>Ce</b>	304	151	2.2
<b>Mo</b>	2000	200	182	<b>Nd</b>	514	162	4.4
<b>Zr</b>	90	25.7	0.15	<b>Sm</b>	172	68.3	8.5
<b>Cu</b>	7300	433	9.2	<b>Dy</b>	70	20.5	4
<b>Pb</b>	300	22.8	1.4	<b>Gd</b>	111	13.9	1.7
<b>Ag</b>	30	5.0	71	<b>Tb</b>	300	-	-
<b>Sb</b>	400	19.8	9.9	<b>Tu</b>	30	-	-
<b>As</b>	700	87.4	51	<b>Er</b>	30	-	-
<b>Zn</b>	4.43%	1410	17	<b>U</b>	360	47.8	19.1
<b>Sn</b>	9	3.2	1.3	<b>Th</b>	16	7.0	0.54
<b>Ge</b>	3	0.78	0.56	<b>Se</b>	245	30.1	50
<b>Ga</b>	20	5.5	0.29	<b>C<sub>орг.</sub></b>	10.37%	1.39%	5.6

Геохимический спектр фтанитов в порядке убывания КК (в г/т):

**Mo 2000, Ag 5.0, As 87.4, Se 30.1, U 47.8, V 1695, Zn 1410, Hg 0.98, Sb 19.8, Cu 433, Sm 68.3, C<sub>орг.</sub> 1.37%, Bi 0.52, Nd 162, La 128, Yb 12.9, Dy 20.5, Tl 3.31, Au 0.013, Ni 167, Y 81.9, Cr 221, Ce 151, Gd 13.9.....** позволяет оценивать их как высокоперспективные для промышленного редкоземельного оруденения.

Основная часть концентрирующихся элементов связана с металлоорганическими соединениями, и лишь разрушение последних приводит к образованию урано-ванадатов, селенидов, сульфидов, окисных минералов. Генетическая связь этих элементов подчеркивается их положительной взаимной корреляцией.

В пределах фтанитовых тел известны проявления U, Mo, Ag, Zn, V, Y (Каратанга, Ходжакорум, Кремневая горка и др.), что вполне соответствует специализации этих пород. Фрагментарность металлоносных фтанитов в структуре региона не позволяет однозначно оценить их роль в последующих этапах рудообразования.

Следует также отметить, что в более молодых черносланцевых СВК фиксируется практически тот же комплекс концентрирующихся элементов, т.е. проявляется определенная геохимическая унаследованность в развитии региона.

Образования нижнего палеозоя установлены также и на южных склонах Алайского хребта, где слагают тектонические фрагменты в терригенном полимиктовом меланже. Они описаны под названием горундинской толщи и представлены углеродистыми и глинистыми сланцами. Мощность отложений в отдельных фрагментах достигает 288 м.

По составу, а также геохимическим особенностям эти образования сходны с осадочными породами, входящими в нижнепалеозойский островодужный СВК и, возможно, образовались в сходной геодинамической обстановке.

### **3.2.4. СВК склонов Таримского континента**

К СВК склонов Таримского континента /к ∈ -О и-т/ отнесены кембрийско-ордовикские отложения, развитые на южных склонах западной части Туркестанского хребта. Приведенная здесь характеристика сделана в основном по материалам Г.С. Бискэ /1989/, Н.А. Козаря и др. /1983ф/, В.И. Котельникова /1987/.

Отложения кембрия - ордовика образуют крупные линзовидные тела размерами до 1 х 3-4 км, залегающие среди терригенных отложений (углеродистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники) шельфа (?) южной части Алайского микроконтинента и входят в состав рухшифской и вардаштской свит. По-видимому, можно согласиться с выводами Г.С. Бискэ /1989/ о том, что они фиксируют зону склона или подножья Таримо-Алайского континента. Залегание их в виде линз в СВК терригенного шельфа Алайского микроконтинента можно объяснить тем, что крупные тела нижнепалеозойских пород в ходе гравитационных процессов попадали в силурийский бассейн седиментации и формировали крупные олистолиты.

Металлогеническую характеристику терригенных кембрийско-ордовикских отложений указанные авторы не приводят.

### 3.2.5. СВК кристаллического фундамента

К СВК кристаллического фундамента /кф €-О? к/ отнесены распространенные на юге региона интрузии гранитоидов Кулчинского комплекса /Ненахов, 1987/, распространенные в междуречье Коксу - Кызылсу. Здесь установлено несколько десятков тел размерами от десятков метров в поперечнике до 2 x 2,5 км. Все массивы приурочены к сланцам ордовикской горундинской толщи, с которыми имеет неясные взаимоотношения. Последние же образуют глыбы в терригенном полимиктовом меланже.

Породы Кулчинского комплекса по составу ближе всего соответствуют мусковитовым гранодиоритам и гранитам. Для них характерны низкие содержания феррических окислов, высокая глиноземистость, повышенное содержание щелочей при значительном преобладании калия в их составе.

Многие особенности их состава: высокие содержания мусковита, присутствие андалузита, силлиманита, монацита, высокая калиевоcть, глиноземистость свидетельствуют о том, что это образования коровые, возникшие за счет плавления сиалического субстрата. По-видимому, они представляют собой фрагменты древнего сиалического фундамента, попавшие в ордовикские отложения в результате гравитационных процессов и являющиеся, таким образом, олистолитами.

### **3.3. СВК этапа автономного развития океанической и континентальной структур**

СВК этой группы в регионе пользуются наиболее широким распространением. Они сформированы в широком возрастном интервале - от раннего ордовика до середины московского века – на огромной территории, которую занимали основные структуры доколлизийной эпохи – Алайский микроконтинент и обрамляющие его Ферганский и Южно-Алайский бассейны. Каждой из этих структур соответствует сходный набор СВК.

От Ферганского палеоокеана в современной структуре сохранились: СВК абиссальных равнин, СВК рифтовой зоны и СВК внутриокеанической островной дуги. От Южно-Алайской структуры - СВК абиссальных равнин. Алайский микроконтинент представлен несколькими СВК северных и южных склонов и шельфа, которые различаются по составу и четко разграничены в пространстве.

#### **3.3.1. СВК Ферганского палеоокеана**

Северный (Ферганский палеоокеан) в современной структуре представлен тремя СВК: офиолитовой ассоциацией рифтовой зоны, плагиогранитами внутриокеанической островной дуги и терригенно-кремнистыми СВК абиссальных равнин.

##### **3.3.1.1. СВК рифтовых зон в окраинном палеоокеаническом бассейне**

К СВК рифтовых зон окраинного палеоокеанического бассейна /ор  $O_1-C_1$  тл/ отнесены образования офиолитовой ассоциации, преимущественно магматические, основного - ультраосновного состава. Хотя офиолиты занимают в целом незначительную площадь среди доколлизийных магматических комплексов, они являются важнейшим геодинамическим индикатором, свидетельствуя о существовании в палеозойской истории региона зрелой океанической структуры.

Офиолиты в регионе детально описаны в ряде работ /Абакумова, 1992, 1992а, Буйдина, 1988, Лыточкин, 1992, Пояркова, 1976 и т.д./.

Они образуют несколько, находящихся в аллохтонном залегании разобщенных фрагментов, которые, как правило, занимают верхнее структурное положение в покровно-складчатом ансамбле и структурно подстилаются терригенным полимиктовым меланжем или различными СВК Ферганского

палеоокеана, Алайского микроконтинента и его окраин. Небольшие фрагменты глыб-включений часто встречаются в терригенном и серпентинитовом меланжах.

Наиболее крупные и представительные фрагменты офиолитов в центральной части региона – Баткенский, Сарталинский, а также Гюзельский и Шивалинский. В восточной части Туркестано-Алая офиолиты слагают несколько значительных по размерам субширотно вытянутых полос: Ходжагаирскую, Киргизатинскую, а также серию мелких фрагментов в горах Карачатыр.

В строении перечисленных выше фрагментов офиолитов выделяется несколько комплексов. Они соответствуют главным единицам, выделяемым в классических разрезах /Колман,1979/: осадочно-вулканогенный Киргизатинский комплекс, Джейранбельский комплекс габбро-перидотитовых расслоенных интрузий, Карачатырский комплекс субвулканических тел и даек, а также выделенный условно ультрабазитовый комплекс.

Основные особенности строения различных фрагментов офиолитов следующие.

*Сарталинский* фрагмент надвинут на карбонатные отложения Катранбашинского и Ишметауского типов разрезов, подстилается мощной полосой терригенного меланжа, что установлено в скважинах 3160, 3162, 3168, пройденных Хайдарканской партией. В Сарталинской полосе офиолиты обнажаются на трех субширотно вытянутых участках, разделенных четвертичными отложениями: Надирском, Заркарском, Каракольском. Они представляют собой выходы единого пакета офиолитовых покровов, смятого в синформную складку. В основании офиолитового разреза отмечаются выходы кембрийского меланократового фундамента.

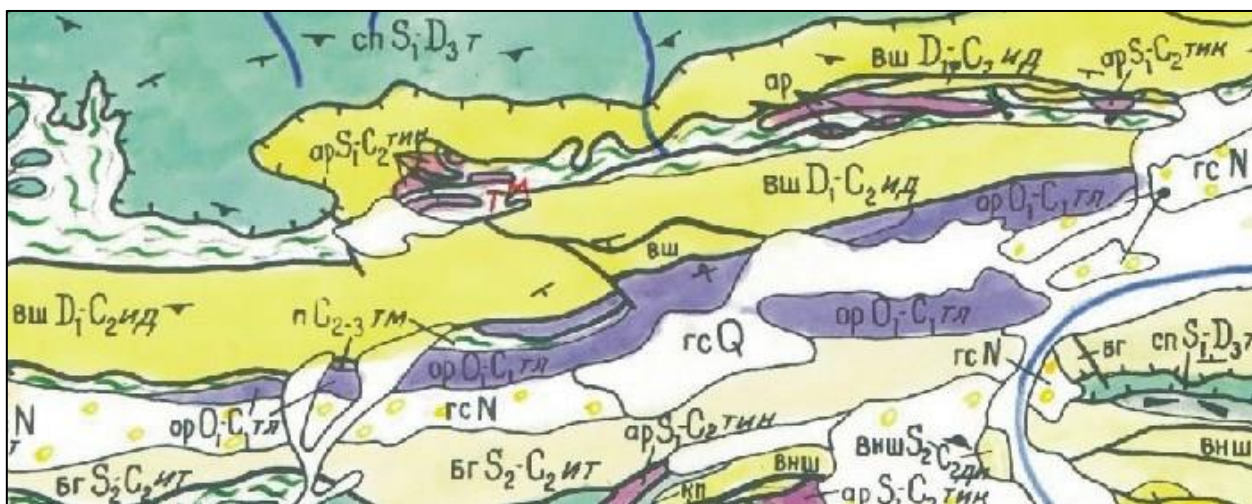


Рис.3.1. Положение офиолитового СВК /ор O<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> т/л/ в структуре Туркестано-Алая. Сарталинский фрагмент

Разрез офиолитов состоит из двух единиц. Нижнюю часть слагают расслоенные габбро-перидотиты, а верхняя, большая часть, представлена осадочно-вулканогенным комплексом ("надирканская свита" - кремнисто-гематитовые сланцы, "сарталинская свита" - оливиновые базальты, "араванская свита" - толеитовые базальты, при этом все разновидности прорываются единичными субпараллельными дайками долеритов).

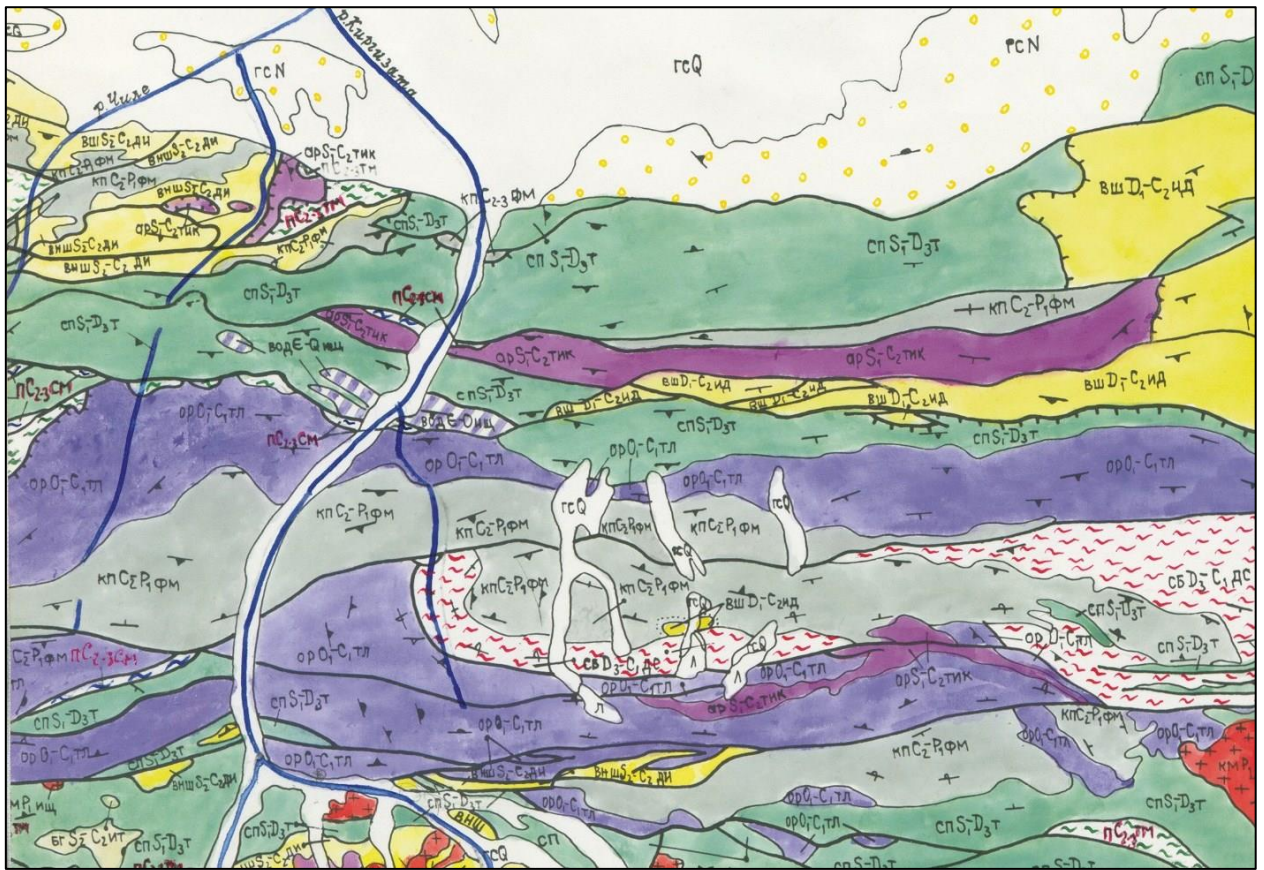
*Шивалинская* единица расположена между карбонатными отложениями внутреннего шельфа хребтов Карадаван и Пешкаут. Офиолитовый аллохтон, который расположен на терригенном меланже у подножия хребта Карадаван, а также обнаруженный в скважинах в долине руч. Шивали, сложен осадочно-вулканогенными образованиями: толеитовыми базальтами, переслаивающимися с кремнистыми сланцами и крупными телами известняков, с неясным соотношением с вулканитами.

*Гюзельский* фрагмент, расположенный восточнее Канской полосы, структурно надвинут на отложения пульгонской свиты силура. Этот фрагмент сложен вулканогенными и дайковыми комплексами, причем последний занимает до 80% объема офиолитов. Здесь развиты подушечные толеитовые базальты с мощными линзами известняков, силлы габбро, дайки долеритов.

*Баткенский* офиолитовый аллохтон повсеместно залегает на терригенном полимиктовом меланже или по разломам граничит с терригенными и терригенно-кремнистыми отложениями подножий континентального склона и абиссальных равнин. В строении этого фрагмента принимают участие только осадочно-вулканогенный и дайковый комплексы (оливиновые и толеитовые базальты, гиалокластиты, тефрогенные и вулканомиктовые песчаники, пикриты и долериты).

*Ходжагаирский* фрагмент имеет протяженность около 20 км, при ширине 1,5-2 км. В его строении принимают участие осадочно-вулканогенный и дайковый комплексы. Вулканиты расчленяются на две основные части: "араванскую свиту" толеитовых базальтов и "яшскую свиту" гиалокластитов. Дайковый комплекс представлен дайками и силами пикритов и долеритов.

*Киргизатинский* фрагмент по площади наиболее значительный среди офиолитовых. Он имеет протяженность более 70 км при ширине от 1 до 3 км. Офиолиты повсеместно граничат по разломам с терригенными СВК континентального склона, терригенными олистостромами или меланжами, а в междуречье Чиле - Киргизата перекрываются верхнепалеозойской молассой.



**Рис.3.2. Положение офиолитового СВК /ор О<sub>1</sub>-С<sub>1</sub> тл/ в структуре Туркестано-Алая. Киргизатинский аллохтон**

Офиолиты Киргизатинской полосы представлены тремя комплексами: Джейранбельским габбро-перидотитовым, слагающим одноименный массив, осадочно-вулканогенным Киргизатинским и дайковым Качатырским.

Джейранбельский массив до 80% слагают апогарпбургитовые и аподунитовые серпентиниты. Они интенсивно тектонизированы и образуют матрикс мономиктового меланжа (Каракольский комплекс), в котором заключены глыбы более плотных аповерлитовых и аполерцолитовых серпентинитов, оливинowych пироксенитов, габбро-норитов, габбро.

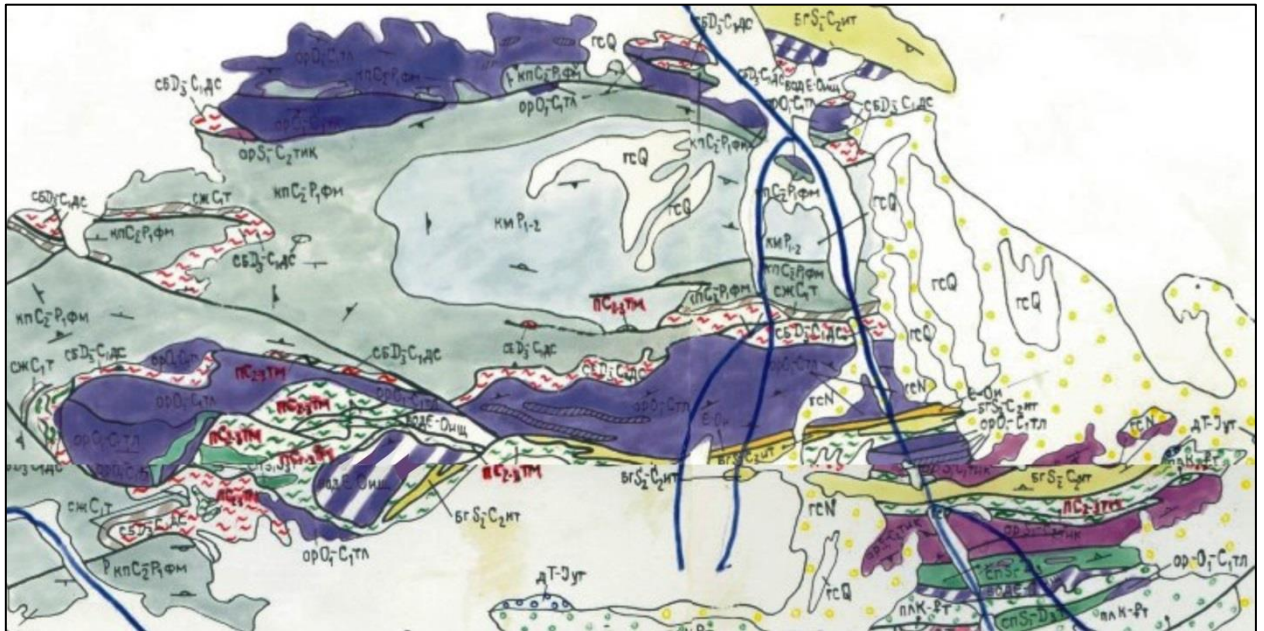
Осадочно-вулканогенный Киргизатинский комплекс слагает широкую (до 3 км) полосу, которая, начинаясь у Джейранбельского массива, протягивается на восток на 70 км. В этом комплексе установлены: "сарталинская свита" оливинowych базальтов, "араванская свита" толеитовых базальтов, "куруганская свита" субщелочных базальтов и туфов, "яшская свита" гиалокластитов.

Осадочно-вулканогенный комплекс вмещает наиболее представительный для офиолитов Туркестано-Алая комплекс даек. Он приурочен в основном к толеитовым базальтам и гиалокластитам. Отмечается несколько дайковых полей, иногда имеющих концентрическое строение. Дайковые поля сложены единичными



дайками и пакетами "дайка в дайке". В местах сгущения дайки занимают до 90% вмещающих толщ. Дайки представлены пикритовыми долеритами, габбро-долеритами и малораспространенными афировыми базальтами.

*Карачатырские* фрагменты. В горах Карачатыр установлено несколько фрагментов офиолитов, образующих субшироко вытянутые полосы, из которых две наиболее крупные - южная и северная достигают в ширину нескольких километров, а по протяженности - 15 км.



**Рис.3.3. Положение офиолитового СВК /ор О<sub>1</sub>-С<sub>1</sub> тл/ в структуре Туркестано-Алая. Карачатырские фрагменты**

Как южная, так и северная полоса сложены в основном осадочно-вулканогенным Киргизатинским комплексом, преимущественно толеитовыми базальтами, среди которых на различных уровнях разреза встречаются пачки пульверизационных и стратифицированных базальтовых гиалокластитов.

Среди вулканитов встречаются разобщенные, но весьма многочисленные дайки долеритов, пикродолеритов, пикритов. Установлено несколько габбро-долерит-пикритовых дифференцированных силлов. Дайки долеритов и пикритов прорывают также терригенно-кремнистые отложения СВК абиссальных равнин.

В офиолитовых фрагментах Туркестано-Алая достоверно не установлена нижняя часть, характерная для ассоциаций этого типа - ультрабазитовый комплекс или комплекс метаморфических перидотитов. Возможно, к нему относятся серпентинизированные гипербазиты Канской и Абширской полос, в ходе формирования складчатой структуры отделенные от других членов ассоциации и превращенные в меланжи. Они выделены в составе южно-

ферганского и каракольского тектоногенных комплексов. Гипербазиты, слагающие эти массивы, представлены гарцбургитами, реже дунитами, очень редко – лерцолитами. Все эти породы нацело замещены серпентинитами и распознаются по характерным петельчатым агрегатам хризотила, развивающегося по оливину, пластинчатым псевдоморфозам бастита, замещающего ортопироксен.

*Возраст офиолитовой ассоциации.* В осадочных прослоях среди базальтов в Сарталинской полосе установлен среднеордовикский - раннесилурийский комплекс фауны, в Баткенской – раннесилурийский - позднедевонский, в Ходжагаирском – раннесилурийский - позднедевонский, в Киргизатинском – раннесилурийский - раннекаменноугольный. Учитывая ранне-позднеордовикский возраст входящей в состав офиолитовой ассоциации надирканской свиты, интервал формирования вулканогенного комплекса - от раннего ордовика до раннего карбона. Имеющиеся определения абсолютного возраста пород офиолитовой ассоциации - 386-460 млн. лет укладывается в этот возрастной интервал.

Химический состав пород офиолитовой ассоциации не имеет существенных различий на отдельных участках. Это можно видеть, сравнивая средние химические составы перидотитов, габбро, базальтов разных фрагментов /Абакумова, 1992/.

*Металлогения* офиолитов тесно увязана с геохимическими особенностями слагающих их СВК табл. 3.2 и 3.3).

Таблица 3.2

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентраций (г/т/КК) в главных типах пород офиолитовой ассоциации**

Фации СВК	1	2	3	4	5	6	7
Кол-во проб	45	20	34	28	23	34	30
Mn	1980/2.0	1740/1.7	2379/2.4	1346/1.1	1180/1.2	671/0.67	1320/1.3
Ni	1776/31	377/6.5	1560/27	257/4.4	100/1.7	1163/20	222/3.8
Co	94/5.2	23/1.3	92/5.1	30/1.7	31/1.7	68/3.8	31/1.7
Ti	660/0.15	500/0.11	2040/0.45	3660/0.81	9960/2.2	120/0.03	1740/0.39
V	24/0.27	50/0.56	32/0.36	86/0.96	102/1.1	20/0.22	80/0.89
Cr	1290/15.5	1780/21.4	1740/21	290/3.5	183/2.2	1470/17.7	570/6.7
Mo	-	2.5/2.3	-	0.9/0.82	0.77/0.7	0.62/0.56	0.66/0.6
Zr	1.0/0.005	41/0.24	17.4/0.1	22.9/0.13	95/0.56	-	7.5/0.04
Cu	9.5/0.2	13/0.28	20/0.43	41/0.87	20/0.43	2.4/0.05	5/0.11
Pb	2.3/0.14	5/0.31	5/0.31	2.1/0.13	2.3/0.14	1.8/0.11	2/0.12
Zn	44/0.53	30/0.36	44/0.53	21/0.25	26/0.31	29.9/0.36	26/0.31
Sn	0.89/0.36	1.2/0.48	1.7/0.68	0.92/0.37	1.08/0.43	1.3/0.52	1.2/0.48

<b>Y</b>	12.9/0.44	10/0.34	9/0.31	10/0.34	38/1.3	10/0.34	15/0.52
<b>P</b>	218/0.23	500/0.54	175/0.19	306/0.33	524/0.56	349/0.38	306/0.33
<b>Ba</b>	256/0.39	220/0.34	29/0.04	194/0.3	24/0.04	10/0.02	10/0.02
<b>Sr</b>	15.5/0.05	301/0.89	27.2/0.08	305/0.9	172/0.51	10/0.03	162/0.48
<b>Rb</b>	-	2.5/0.02	7.2/0.05	10/0.07	8/0.05	10/0.07	8/0.05
<b>Ag</b>	0.29/3.5	0.24/2.9	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
<b>Pt</b>	<0.01	0.028/0.28	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
<b>Pd</b>	<0.02	0.114/8.8	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>Au</b>	<0.01	0.278/64	сл.	н/а	н/а	н/а	н/а

Примечание:

Канский массив: 1 - серпентиниты, 2 - офикальцитовые брекчии;

Надирский массив: 3 - верлиты, 4 - габбро, 5 - габбро-долериты;

Заркарский массив: 6 - серпентиниты, 7 - габбро;

Таблица 3.3.

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентраций (г/т/КК) в дайковом и вулканогенно-осадочном комплексах офиолитовой ассоциации**

Фации СВК	8	9	10	11	12	13	14	15
Кол-во проб	22	8	51	50	60	97	29	16
<b>Mn</b>	1450/1.4	1425/1.4	1160/1.2	1420/1.4	11000/11	1350/1.3	-	-
<b>Ni</b>	1222/21	847/14.6	248/4.3	192/3.3	112/1.9	42.4/0.73	55/0.95	134/2.3
<b>Co</b>	276/15.3	163/9.1	31/1.7	27.2/1.5	14.4/0.8	16.9/0.94	31/1.7	57/3.2
<b>Ti</b>	3480/0.77	5520/1.2	9840/2.2	14160/3.1	1195/0.27	1630/0.36	-	-
<b>V</b>	112/1.2	123/1.4	140/1.6	122/1.4	99.7/1.1	81/0.9	213/2.4	215/2.4
<b>Cr</b>	857/10.3	732/8.8	234/2.8	154/1.9	39.6/0.48	26/0.31	6/0.07	155/1.9
<b>Mo</b>	2.19/2.0	4.7/4.3	1.9/1.7	2.12/2.0	1.06/0.96	0.9/0.82	1/0.91	1.5/1.4
<b>Zr</b>	115/0.68	124/0.73	193/1.1	51.5/0.3	63.2/0.37	22/0.13	-	17/0.1
<b>Cu</b>	85/1.8	41.3/0.88	50/1.1	45.2/0.96	332/7.1	84/1.8	50/1.1	139/3
<b>Pb</b>	29.9/1.9	46.5/2.9	9.5/0.59	1.1/0.07	169/10.6	13.1/0.82	18/1.1	42/2.6
<b>Zn</b>	68/0.82	63.8/0.77	40/0.48	-	114/1.4	120/1.5	150/1.8	164/2.0
<b>Sn</b>	11/4.4	5.9/2.4	3.8/1.5	1.26/0.5	1.45/0.58	4.4/1.9	0.6/0.24	7/2.8
<b>Y</b>	23/0.79	18/0.62	41/1.4	12.4/0.43	32/1.1	8.1/0.28	н/а	н/а
<b>P</b>	480/0.52	1703/1.8	1189/1.3	914/0.98	1763/1.9	860/0.92	-	-
<b>Ba</b>	40/0.06	170/0.26	270/0.42	-	-	370/0.57	78/0.12	-
<b>Sr</b>	164/0.48	220/0.65	321/0.68	250/0.74	-	110/0.32	-	110/0.32
<b>Rb</b>	19/0.13	70/0.47	13.2/0.09	10.6/0.07	н/а	н/а	н/а	н/а
<b>Hg</b>	0.32/3.9	н/а	0.79/9.5	0.35/4.2	0.17/2.1	н/а	-	-
<b>Pt</b>	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
<b>Pd</b>	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
<b>Ag</b>	-	-	-	-	3.12/45	0.12/1.7	-	-
<b>Au</b>	сл.	н/а	-	-	<0.01	<0.01	-	-

Примечание:

Дайковый комплекс: 8 - пикриты, 9 - габбро-долериты;

Вулканогенно-осадочный комплекс: 10 - толеитовые базальты, Сарталинская полоса, 11 - толеитовые базальты, Баткенская полоса, 12 - кремнистые сланцы O<sub>1-2</sub>, Сарталинская полоса, 13 - кремни и кремнистые сланцы Киргизатинского покрова, 14 - щелочные базальты куруганской свиты, 15 - кремнистые породы куруганской свиты.

Геохимические спектры различных пород офиолитового комплекса в порядке убывания КК выглядят следующим образом (в г/т)

1 – серпентиниты, Канский массив: **Ni 1776, Cr 1290, Co 94, Ag 0.29, Mn 1980.....**

2 - офикальцитовые брекчии, Канский массив: **Au 0.278, Cr 1780, Pd 0.114, Ni 377, Ag 0.24, Mo 2.3, Mn 1740, Co 23.....**

3 – верлиты, Надирский массив: **Ni 1560, Cr 1740, Co 92, Mn 2379.....**

4 – габбро, Надирский массив: **Ni 257, Cr 290, Co 30, Mn 1346.....**

5 - габбро-долериты, Надирский массив: **Ti 9960, Cr 183, Ni 100, Co 31, Y 38, Mn 1180, V 102.....**

6 – серпентиниты, Заркарский массив: **Ni 1163, Cr 1470, Co 68.....**

7 - габбро, Заркарский массив: **Cr 570, Ni 222, Co 31, Mn 1320.....**

8 - пикриты, дайковый комплекс: **Ni 1222, Co 276, Cr 857, Sn 11, Hg 0.32, Mo 2.19, Pb 29.9, Cu 85, Mn 1450, V 112.....**

9 - габбро-долериты, дайковый комплекс: **Ni 847, Co 163, Cr 732, Mo 4.7, Pb 46.5, Sn 5.9, P 1703, V 123, Mn 1425, Ti 5520.....**

#### Вулканогенно-осадочный комплекс

10 - толеитовые базальты, Сарталинская полоса: **Hg 0.79, Ni 248, Cr 234, Ti 9840, Co 31, Mo 1.9, V 140, Sn 3.8, Y 41, P 1189, Mn 1160.....**

11 - толеитовые базальты, Баткенская полоса: **Hg 0.35, Ni 192, Ti 14160, Mo 2.12, Cr 154, Co 27.2, Mn 1420, V 122.....**

12 - кремнистые сланцы O<sub>1-2</sub>, Сарталинская полоса: **Ag 3.12, Mn 11000, Pb 169, Cu 332, Ni 112, P 1763, Zn 114.....**

13 - кремни и кремнистые сланцы Киргизатинского покрова: **Sn 4.4, Cu 84, Ag 0.12, Zn 120, Mn 1350.....**

14 - щелочные базальты куруганской свиты: **Zn 150, Co 31, Cu 50, Pb 18.....**

15 - кремнистые породы куруганской свиты: **Co 57, Cu 139, Sn 7.0, Pb 42, V 215, Ni 134, Zn 164, Cr 155, Mo 1.5.....**

Содержания большинства микроэлементов пород *ультрабазитового* комплекса, первично входивших в офиолитовую ассоциацию, а ныне слагающих матрикс серпентинитового меланжа, близки к кларку ультраосновных пород, причем количества Cr, Ni, Co здесь настолько значительны, что уже в процессе дифференциации расплава они могли образовывать собственную рассеянную и шлировую минерализацию.

*Джейранбельский* габбро-гипербазитовый комплекс также несет значительные количества Cr, Ni и Co, минерализация представлена рассеянной вкрапленностью хромита, отмечаются повышенные (до 0,9-1,2 г/т) содержания ртути. В перидотитах установлены следы палладия, платины, золота.

*Карачатырский* комплекс субвулканических тел и даек (пикриты, габбро-долериты) содержит сходный набор концентрирующихся элементов (Cr, Ni, Co, Hg). Эти же элементы часто образуют собственные минералы. Кроме того, в пикритах отмечается присутствие Au, Pt, Pd, Rh.

Осадочно-вулканогенный *Киргизатинский* комплекс (оливиновые и толеитовые базальты, гиалокластиты, кремнистые породы) в геохимическом отношении неоднороден. Оливиновые и толеитовые базальты характеризуются околочларковыми значениями рассеянных элементов.

Повышенная ртутоносность толеитовых базальтов Сарталинского и Баткенского аллохтонов связывается с близостью их к Хайдарканскому рудному полю.

Наиболее обогащены в рассматриваемом комплексе рассеянными металлами кремнистые гематитовые сланцы (*надирканская* свита). Наряду с железом ( $Fe_2O_3$  - до 71,4%, FeO - до 15,55%) они содержат значительные концентрации Mn (2,11%), Ag (3,12 г/т), Pb (16,9 г/т), Cu (33,2 г/т), V (4%), Ti (0,3%), относительно повышены содержание Hg, P, Ni (0,05%), Zn. Рудными телами здесь являются кремнистые сланцы, приуроченные к оливиновым низкотитанистым базальтам и контакту их с толеитовыми базальтами, а также к контактам Надирского верлит-габбро-долеритового расслоенного массива. Верлиты, прорывающие гематитовые сланцы, преобразуют гематит до магнетита (**Надир**), свинец и медь образуют собственные минералы (галенит, халькопирит, борнит и др.). Гематитовые железные руды Надирского участка имеют осадочно-вулканогенное происхождение, о чем свидетельствуют осадочные структуры сланцев, а также находки в них конодонтов. По своему генезису они аналогичны металлоносным осадкам, широко распространенным в современных океанах.

Проявления полиметаллических руд выявлены в Киргизатинском фрагменте офиолитов среди субщелочных базальтов (**Турабулак, Карагой, Кантемир, Актюбе**). Здесь обнаружено несколько рудных тел стратиформного типа. Рудные тела имеют линзовидную, а в случае осложнения складчатостью – седловидную форму, мощность - несколько десятков, протяженность - сотни метров. Руды имеют отчетливые признаки сингенетичного отложения: для них

характерны микрослоистость, присутствие слойков карбонатного и туфового материала. Около 70% руд слагает пирит, цементирующийся галенитом, сфалеритом. Последний содержит вкрапленность халькопирита, пирротина. Галениту сопутствуют выделения прустита. По своему происхождению эти руды являются осадочно-вулканогенными, по строению и составу сходными со стратиформными сульфидными залежами месторождений кипрского типа, однако, в отличие от них, связаны не с низкотитанистыми, а с субщелочными базальтами. Возможно, в данном случае большее значение имел не состав вулканитов, а тот факт, что вулканиты формировали поднятия, которые могли служить зонами разгрузки рудоносных флюидов.

Хром в офиолитах Туркестано-Алая присутствует во всех породах, но больше всего его содержат перидотиты. Однако и здесь концентрация хрома близки к кларковым. Несколько шлировидных скоплений хромита установлено в Джейранбельском расслоенном массиве среди серпентинизированных гарцбургитов, однако, незначительные размеры рудных тел (не более 5 x 2 м) и невысокие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 5% ограничивают перспективность этих проявлений.

Повышенные концентрации хромита установлены в стратифицированных (перемытых) офиолитокластовых брекчиях Канского массива /Абакумова, 1992/. Количество хромита, по сравнению с серпентинитами, повышено в них в 5-10 раз. Брекчии содержат также повышенные концентрации золота - 0,2-0,73 г/т, платины, палладия. Вероятно, подобные образования, которые формируются в результате подводного размыва офиолитов, могут быть источником многих полезных ископаемых. Этот вопрос пока еще недостаточно изучен, в существующих классификациях данный тип месторождений не рассматривается.

Помимо рассмотренных выше полезных ископаемых с офиолитами Туркестано-Алая связаны повышенные концентрации никеля, кобальта, благородных металлов, не образующих нигде промышленных скоплений.

Нерудные полезные ископаемые представлены проявлениями асбеста, талька, магнезита. Верлиты и пикриты используются как облицовочный строительный материал, толеитовые базальты могут служить сырьем для производства высокотонких волокон.

Кроме того, породы офиолитовой ассоциации могли быть благоприятной средой для рудоотложения. Серпентинизированные перидотиты постоянно содержат небольшое количество киновари. К лиственитизированным

серпентинитам приурочено крупное месторождение ртути **Улугтау**. Большинство геологов считают, что ртутная минерализация в серпентинитах является наложенной, причем основные и ультраосновные породы являются благоприятной средой для рудоотложения, поэтому офиолиты служат хорошим поисковым признаком.

### **3.3.1.2. СВК вулканической островной дуги (энсиматической)**

К СВК вулканической островной дуги (энсиматической) /од S-D ищ/ отнесены магматические образования известково-щелочной серии силурийско-девонского возраста. Они имеют незначительное распространение в северной части региона. Магматиты представлены интрузивным Наукатским тоналит-плагиогранитовым комплексом и локально развитыми вулканогенными образованиями.

Интрузии Наукатского комплекса ассоциируются с отложениями различного состава и возраста и, как правило, имеют с ними тектонические контакты. Исключение составляют Сохские тела, которые прорывают терригенные отложения континентального склона и его подножья /Лыточкин, 1992/. Часто плагиограниты встречаются в виде глыб-включений в меланжах. Тела комплекса имеют небольшие размеры (площадь самого большого Наукатского массива - 3,4 кв. км). Они сложены в основном породами ряда тоналит - плагиогранит. Характерными признаками пород комплекса являются порфировая структура, часто проявленные структуры катаклаза, отсутствие в составе пород калишпата и очень малое количество темноцветных минералов, которые почти всегда представлены амфиболом.

Характерными петрохимическими особенностями пород комплекса являются: высокое содержание алюминия, натриевый тип щелочности при общем невысоком количестве щелочей, свидетельствующие о принадлежности образований Наукатского комплекса к известково-щелочной серии.

*Возраст Наукатского комплекса*, судя по геологическому положению Сохских тел, а также данным абсолютной геохронологии –  $413 \pm 8$  млн. лет /Ненахов, 1987ф/ принят как силурийско-девонский.

К СВК островной дуги отнесены также вулканогенные образования, ассоциирующиеся с Наукатским массивом, представленные отдельными выходами риолитов и базальтов. Непосредственные контакты между базальтами

и риолитами не наблюдались, а с плагиогранитами риолиты имеют сваренные контакты. Риолиты, также, содержат многочисленные ксенолиты базальтов.

Плагиограниты Наукатского комплекса содержат повышенные количества кобальта, ванадия, хрома. Каких либо проявлений полезных ископаемых, связанных с магматитами данного СВК, не установлено. Как известно, известково-щелочные вулканы островных дуг являются источником золота, серебра и других металлов /Митчелл, 1984/. Однако, учитывая очень небольшие масштабы проявления в регионе вулкаников, вряд ли можно считать образования рассматриваемого комплекса перспективными на эти и другие виды полезных ископаемых.

### 3.3.1.3. СВК абиссальных равнин

К СВК абиссальных равнин /ар S<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> тик/ отнесены преимущественно среднепалеозойские отложения, имеющие явные признаки глубоководного происхождения - карбонатно-глинисто-кремнистый состав и малые мощности. (Тамашинский тип разреза – курсалинская, тамашинская, биданинская свиты, Ташатинский тип - курсалинская, каракольская, тамаксайская свиты).

Как правило, карбонатно-терригенно-кремнистые отложения слагают тектонические покровы или их фрагменты и чешуи, которые в большинстве случаев структурно перекрывают терригенные и очень редко - карбонатные СВК. Глыбы пород данного СВК часто отмечаются в составе терригенного полимиктового меланжа и среди олистостромовых фаций участвующих в строении верхнепалеозойских наложенных прогибов.

СВК абиссальных равнин (Тамашинская, Ташатинская единицы) обладают не только сходными литолого-седиментологическими особенностями, но и близкой геохимической специализацией (таб. 3.4).

Таблица 3.4

### Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентраций (г/т/КК) в терригенно-кремнистых СВК южной окраины Алайского микроконтинента.

Фации СВК	1	2	3
Кол-во проб	131	22	12
<b>Hg</b>	0.26/3.1	0.115/1.4	0.11/1.3
<b>Mn</b>	439/0.44	1224/1.2	675/0.68
<b>Ni</b>	60/1.0	100.6/1.7	59/1.0
<b>Co</b>	13.1/0.73	15.4/0.86	9.1/0.51
<b>Ti</b>	1587/0.35	1145/0.25	1083/0.24
<b>V</b>	168/1.9	72/0.8	73.3/0.81
<b>Cr</b>	69.6/0.84	46.7/0.56	42.2/0.51



<b>Mo</b>	2.6/2.4	2.0/1.8	2.4/1.9
<b>Zr</b>	85/0.5	79.1/0.47	76.2/0.45
<b>Cu</b>	81/1.7	84.1/1.8	45.8/0.97
<b>Pb</b>	9.3/0.58	4.5/0.28	5.4/0.34
<b>Ag</b>	0.61/8.7	0.08/1.1	0.22/3.1
<b>Zn</b>	99/1.2	46/0.55	35/0.42
<b>Sn</b>	2.4/0.96	2.3/0.92	3.5/1.4
<b>Ga</b>	7.5/0.39	2.6/0.14	12/0.63
<b>Y</b>	27/0.93	19.1/0.66	18.4/0.63
<b>P</b>	4138/4.4	1240/1.3	1383/1.5
<b>Ba</b>	4525/7.0	640/0.98	1314/2.0
<b>Au</b>	-	-	-
<b>Li</b>	-	-	-
<b>Nb</b>	-	12/0.6	-
<b>Be</b>	1.3/0.34	1.2/0.32	0.7/0.18
<b>Bi</b>	1.1/11	1.2/12	1.2/12
<b>Ge</b>	-	-	-

Примечание:

Тамашинский аллохтон:

1 - углеродисто-кремнистые алевролиты, аргиллиты, линзы калькаренитов, курсалинская свита (S<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> kr);

2 - кремни, кремнистые алевролиты, тамашинская свита (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> tm);

3 - калькарениты, кремни, алевролиты, биданинская свита (C<sub>1-2</sub> bd);

В обеих единицах основание слагается глинисто-углеродистыми, кремнисто-углеродистыми сланцами и алевролитами с линзами калькаренитов (курсалинская свита), охватывающих в целом возрастной интервал от раннего силура до части раннего девона.

Геохимический спектр углеродисто-кремнистых пород курсалинской свиты по убыванию КК (в г/т):

**Bi 1.1, Ag 0.61, Ba 4525, P 4138, Hg 0.26, Mo 2.6, V 168, Cu 81, Zn 99.....**

Судя по значительным концентрациям фосфора и появлению кремнистых фосфоритов, здесь осадконакопление в значительной мере контролировалось процессами апвеллинга. Помимо фосфора, в черных сланцах этих обстановок концентрировались Ag, Ba, Mo, Bi, Cu, V, незначительно повышены Ni и Cr, реже – Zn, Sn, Sb, As, Au. В углеродистых породах этих обстановок четко фиксируются три основные петрогенетические ассоциации элементов: Ag, Mo, V, Bi, Ba, Hg, Ge – элементы связанные с биогенной концентрацией; Zn, Ni, Co, Cu, Mn – элементы связанные с влиянием основного вулканизма; Ti, Ga, Sn, Zr, Pb, Nb, Be – группа инертных элементов, связанных с кластогенными процессами.

Кремнистым кластическим осадкам девонского периода отвечает преимущественно околочларковое распределение элементов с незначительным повышением содержаний Cu, Mo, Mn, иногда и Bi.

На ранне-среднекаменноугольном этапе фоновое кремнистое осадконакопление, в результате разрушения карбонатных барьерных гряд, дополняется горизонтами калькаренитов, следствием чего является общее снижение концентраций металлов. В ряде случаев в осадках C<sub>1-2</sub> отмечаются повышенные значения Mo, Mn, Cu, Sn, Pb, Au.

С терригенно-кремнистым СВК генетически связана рассеянная медная, молибденовая, серебряная минерализация. На уровне нижнего - среднего карбона отмечаются мелкие проявления Cu и Mn. Под воздействием гранитоидов коллизионного этапа в пределах СВК локализуются проявления Au, Ag, Sn, а также блеклосульфидно-сульфосольная минерализация.

В целом околосреднекаменноугольное распределение металлов в кремнистых пелагических осадках, незначительная мощность металлоносных углеродистых толщ не благоприятствует образованию здесь промышленного оруденения. Последние могли служить лишь дополнительными источниками Ag, Mo, Cu, Hg и Au при становлении плутоногенно-гидротермальных систем.

### **3.3.2. СВК Алайского микроконтинента**

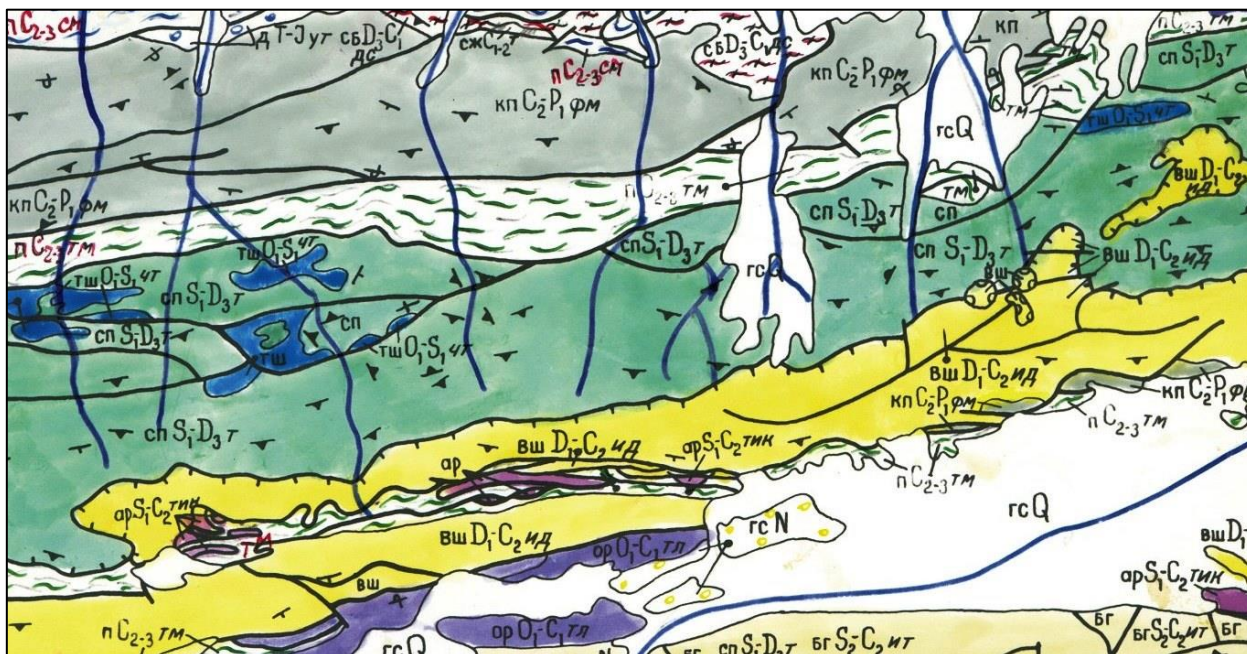
К этой группе относятся несколько различных по составу, преимущественно осадочных СВК, образующих латеральный ряд от подножий до внутренней части шельфа палеозойского микроконтинента, которые в целом соответствуют обстановкам, установленным на современных окраинах континентов.

#### **3.3.2.1. СВК северной окраины Алайского микроконтинента**

В северной части Алайского микроконтинента выделяются СВК континентальных склонов и их подножий, СВК барьерных гряд и межрифтовых каналов, СВК внешней части шельфа, СВК терригенного и внутреннего шельфа, а также рифтогенной структуры внутри шельфа. Вышеперечисленные комплексы слагают большую часть северного надвигового пояса и осевой зоны Алая, формируя серии пакетов тектонических чешуй /Поршняков, 1983/. При этом СВК внутреннего шельфа играют роль паравтохтона по отношению к остальным. Как правило, вышеперечисленные комплексы имеют тектонические контакты друг с другом и остальными СВК, перемещены на значительные расстояния от места своего первоначального образования, из-за чего установить их первичное соотношение удается редко.

### 3.3.2.1.1. СВК континентального склона и его подножий

К СВК континентального склона /сп S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub> т/ отнесены терригенные флишево-молассовые толщи силура-девона, за исключением пород даудинской серии, входящих в состав рифтогенной структуры. Терригенные отложения данного СВК слагают отдельные тектонические пластины, часто надвинутые на карбонатные отложения паравтохтона и перекрытые тектоническими фрагментами кремнистого разреза или офиолитового СВК.



**Рис.3.4. Положение СВК континентального склона /сп S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub> т/ в структуре Туркестано-Алая**

Отложения этого СВК представляют собой сложный комплекс подводных каньонов и конусов выноса. Здесь выделяются фации контуритов и фонового осадконакопления, представленные в основном алевролитами и алевропелитами. Они "врезаются" многочисленными каналами и веерами подводных конусов выноса, которые сложены тонкоритмичными турбидитами средних и дистальных частей конусов и грубообломочными фациями проксимальных частей.

Терригенные отложения описываемого СВК имеют широкое распространение в северной части региона. Один из наиболее обширных выходов - Алыш-Сарыкамышская полоса - протягивается от реки Исфара до реки Исфайрам более чем на 100 км, ширина ее в междуречье Сох-Шахимардан достигает 10 км. Серия выходов СВК отмечается к западу от указанной полосы, а также на востоке, в междуречье Абшир-Акбура.

Терригенные отложения на многих участках разделяется на пульгонскую и джидалинскую свиты. Установлено, что углеродисто-кремнистые сланцы

раннесилурийской сюгетской свиты, традиционно выделяемой в основании терригенного разреза, чаще всего образуют глыбы-олистолиты в отложениях пульгонской и джидалинской свит.

Венлокско-пржидольская пульгонская свита слагает нижнюю часть разреза. В ее составе преобладают песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, песчаные разности представлены аркозовыми вакками и аренитами, реже отмечаются аркозы и субвакки, лититовые и полевошпатовые граувакки.

Верхняя часть СВК, относимая к джидалинской свите ранне-позднедевонского возраста, имеет более пестрый состав. Здесь широко распространены однородные алевролиты и алевропелиты, а также тонкоритмичные турбидиты с хорошо выраженной градационной слоистостью.

Специфическая особенность СВК - широкое распространение олистостромов гравитационного типа. Они отмечаются практически на всех участках развития терригенных отложений, на различных стратиграфических уровнях, слагают участки до нескольких километров площадью. Глыбы имеют различный вещественный состав, претерпевающий изменения в зависимости от участка. Они сложены известняками верхнего силура - нижнего девона, массивными фтанитами аккудукской свиты кембрия, углеродисто-кремнистыми сланцам сюгетской свиты  $S_1$ , битуминозными известняками кембрия и ордовика, а также базальтами, андезитами, риолитами контрастной вулканогенной серии кембрийско-ордовикского возраста, габбро и серпентинитами.

СВК континентального склона и его подножий характеризуются различной степенью металлоносности - от субкларковых кластогенных пород до эмбрионально-рудных биогенно-углеродистых образований.

Значительное распространение здесь получили углеродистые породы лландовери (сюгетская свита). Они представлены углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, по классификации Я.Э. Юдовича /1988/, относящимися к гипоалюмосиликатам – гидролизатный модуль (ГМ) - 0,14-0,18 и 0,23-0,27 соответственно, реже – к эвсилитам и сиаллитам (ГМ - 0,09 и 0,35-0,42). В широких пределах изменяются содержания кремнезема (50,14-79,96%), глинозема (6,25-14,82%), CaO (0,22-10,65%), характерно преобладание калия над натрием ( $K_2O/Na_2O = 1,2-15,7$ ). Повышенные содержания железа ( $FeO+Fe_2O_3$  - до 8,25%) и восстановительные условия привели повсеместно к образованию пирита и марказита в виде глобулей, вкрапленников, прослоев и желваков. В бассейне р. Акбура, отмечены прослои пирита мощностью до 2-5 см и протяженностью до 20

м и более. При окислении сульфидной серы до сульфатной часто образуются кристаллы и прослойки гипса, а содержание SO<sub>3</sub> в породах достигает 4,22%. Содержание органического углерода закономерно увеличивается от силицитов (0,05%) к углеродисто-кремнистым и углеродисто-глинистым сланцам (1,5-7%) и достигает максимума в кахитолитах (19-36%). Биогенный характер углерода подтверждается резким преобладанием легкого изотопа ( $\delta C$  PDB = 28,4-35,2‰). По данным С. Аматава /1990/ органическое вещество имеет сапропелевую природу, характерную для океанических и морских обстановок, прилегающих к континентальному склону.

В углеродистых породах сюгетской свиты S<sub>1</sub> выделено более 20 элементов, участвующих в син-диагенетическом накоплении (табл. 3.5, данные по 74 пробам).

Таблица 3.5.

**Максимальные и средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в черносланцевых отложениях лландовери северной континентальной окраины**

Эл-ты	Макс	Среднее	КК	Эл-ты	Макс	Среднее	КК
<b>Au</b>	0.12	0.014	3.3	<b>Tl</b>	7	2.3	2.3
<b>Hg</b>	2	0.69	8.3	<b>In</b>	0.3	0.11	0.44
<b>Mn</b>	400	108	0.11	<b>Bi</b>	15	1.05	10
<b>Ni</b>	495	67	1.2	<b>Be</b>	2	1.4	0.37
<b>Co</b>	15	7	0.39	<b>Nb</b>	45	12.1	0.61
<b>Ti</b>	3000	2220	0.49	<b>Sc</b>	20	10	1.0
<b>V</b>	3200	516	5.7	<b>W</b>	96	13	10
<b>Cr</b>	750	114	1.4	<b>Y</b>	200	51	1.8
<b>Mo</b>	500	39	36	<b>Yb</b>	20	10.1	3.4
<b>Zr</b>	300	135	0.79	<b>La</b>	400	137	4.7
<b>Cu</b>	610	93	2.0	<b>Ce</b>	222	138	2.0
<b>Pb</b>	120	28.7	1.8	<b>Nd</b>	291	170	4.6
<b>Ag</b>	40	1.44	20.6	<b>Sm</b>	78	61	7.6
<b>Sb</b>	40	14.5	7.8	<b>Dy</b>	61	39.7	7.9
<b>As</b>	700	58.3	34.3	<b>Gd</b>	20	-	-
<b>Zn</b>	1500	115	1.4	<b>U</b>	185	44	17.6
<b>Sn</b>	40	4.1	1.6	<b>Th</b>	42	11.8	0.91
<b>Ge</b>	4	1.8	1.3	<b>Se</b>	118	19.1	31.8
<b>Ga</b>	50	11.1	0.58	<b>C<sub>орг.</sub> %</b>	36.0%	2.31%	9.2

Геохимический спектр углеродистых пород в порядке убывания КК (в г/т):

**Mo 39, As 58, Se 19, Ag 1.4, U 44, W 13, Bi 1.05, C<sub>орг.</sub> 2.32%, Hg 0.69, Dy 40, Sb 14.5, Sm 61, V 516, La 137, Nd 170, Yb 10, Au 0.014, Tl 2.3, Cu 93, Ce 138, Y 51, Pb 29, Sn 4.1, Zn 115.....**

Рассматриваемые элементы находятся здесь главным образом в форме металлоорганических соединений, изредка встречаются диагенетические конкреции валентинит-антимонит-гематит-карбонат-баритового состава /Шамшиев, 1987/. Примеси Sb (до 20 г/т), As (до 300 г/т), Au (до 0,5 г/т), Pb, Zn, Se отмечены в ранних син- диагенетических пиритах. В пиритах эпигенетического происхождения примесный состав значительнее и шире. В них фиксируется Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, Se, Sb (до 400 г/т), As (до 700 г/т), Au (до 2 г/т).

Помимо пирита и марказита в углеродистых сланцах изредка встречается тонкая вкрапленность патронита, молибденита, халькопирита, клокманнита(?), галенита, киновари, антимонита, арсенопирита, шеелита, тунгстенита(?), флюорита, образовавшихся как при диагенезе, так и в эпигенетическую стадии. В зоне окисления образуются смитсонит, малахит, урано-ванадаты.

При тектонизации, слагая существенную часть матрикса полимиктового терригенного меланжа, углеродистые сланцы лландовери определяют специфику этого тектоногенного комплекса. Данное обстоятельство сыграло важную роль в становлении металлогенического облика региона и в размещении ртутно-сурьмяного оруденения, так как воздействие теплового потока коллизионного магматизма на металлоорганические соединения регенерировало легкоподвижные элементы, что в свою очередь послужило предпосылкой для образования месторождений сурьмы и ртути джаспероидного типа (**Хайдаркан, Кадамжай, Чаувай** и пр.). Примесный состав руд и метасоматитов этих месторождений близок геохимической специализации черных сланцев северной континентальной окраины.

Образования пульгонской и джидалинской свит ( $S_{1-2}$  и  $D_{1-3}$ ) Алыш-Сарыкамышской единицы в геохимическом плане разделяются на две основные группы: фации межфеновых пространств и фации долинно-веерных систем и подводящих каналов. Фоновые осадки по химическому составу близки углеродистым сланцам лландовери и большей частью по классификации Я.З. Юдовича представлены миосилитами ( $GM = 0,25$ ). Их образование контролировалось одновременно кластическими и биогенными процессами в бассейне с восстановительным режимом осадконакопления ( $C_{орг.}$  - до 3%, наличие послойных вкрапленников, линзочек и глобулей пирита) и с кратковременным участием процессов апвеллинга, о чем свидетельствует содержание фосфора, в отдельных прослоях превышающее 1,0%.

Геохимическая специализация пород, их рудный потенциал сохраняется и в силурийско-девонских литологических разностях, а также при их последующей тектонизации в составе меланжей (табл. 3.6).

Таблица 3.6.

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентраций (г/т/КК) в терригенных СВК континентального склона и матриксе терригенного меланжа**

Фации СВК	1	2	3	4	5
Число проб	475	450	31	191	1293
Au	0.003/0.7	0.0037/0.86	—	0.0064/1.5	0.008/1.86
Hg	0.2/2.4	0.16/1.9	0.3/3.6	н/а	0.69/8.3
Mn	534/0.53	635/0.64	418/0.42	н/а	663/0.66
Ni	59/1.0	36/0.63	107/1.8	59/1.0	73/1.3
Co	11.5/0.64	10/0.54	20/1.1	8.5/0.47	11.5/0.64
Ti	2962/0.66	2125/0.47	3336/0.75	н/а	2433/0.54
V	174/1.9	114/1.3	145/1.6	120/1.3	288/3.2
Cr	73/0.88	83/1.0	93/1.1	76/0.91	96/1.2
Mo	4.2/3.8	2.2/2.0	1.6/1.4	1.2/1.1	5.5/5.0
Zr	110/0.64	95/0.56	120/0.71	н/а	111/0.65
Cu	92/1.9	43/0.91	92/1.9	36/0.76	78/1.7
Pb	29/1.8	14.4/0.9	25/1.6	16.7/1.0	14.2/0.89
Ag	0.32/4.6	0.13/1.9	0.14/2.0	0.12/1.7	0.37/5.3
Sb	9.8/4.9	—	21/10.5	5/2.5	7/3.5
As	13.9/8.2	—	—	—	10/5.9
Zn	156/1.9	86/1.0	160/1.9	67/0.81	96/1.2
Sn	5.9/2.4	2.3/0.92	4.7/1.9	5.5/2.2	2.7/1.1
Ga	10.4/0.55	9.3/0.49	15.5/0.82	н/а	7.0/0.37
Y	33/1.1	33/1.1	30/1.0	н/а	29.4/1.0
P	1751/1.9	346/0.37	1490/1.6	330/0.35	1048/1.1
Ba	7007/10.8	1034/1.6	1260/1.9	1039/1.6	1362/2.1
Be	1.5/0.39	2.2/0.58	1.3/0.34	н/а	1.4/0.36
Nb	8.0/0.4	10/0.5	12.8/0.64	н/а	9.9/0.49
Bi	-	-	11.1/11	-	-
W	8.0/6.1	-	8/6.1	-	7/5.4
Li	26.8/0.84	-	24/0.75	-	-
C <sub>орг.</sub>	0.18%	н/а	н/а	н/а	0.84%

Примечание:

- 1 - углеродистые межфеновые осадки, пульгонская свита (S<sub>1-2</sub> pl);
- 2 - сероцветные фации долинно-верных систем, конусов выноса, подводных каналов, пульгонская свита (S<sub>1-2</sub> pl);
- 3 - межфеновые алевролиты, джидалинская свита (D<sub>1-3</sub> dz);
- 4 - песчаники, гравелиты, конгломераты, джидалинская свита (D<sub>1-3</sub> dz);
- 5 - матрикс терригенного меланжа (S<sub>1</sub> + S<sub>1-2</sub>) тульского типа.

Геохимическая специализация алевролитов фоновых фаций пульгонской свиты S<sub>1-2</sub> в целом характерна для металлоносных черных сланцев (в г/т):

**Ba 7007, As 14, W 8.0, Sb 9,8, Ag 0.32, Mo 4,2, Hg 0.2, Sn 5.9, Cu 92, Zn 156, V 174, P 1751, Pb 29.....**

Сходным спектром концентрирующихся элементов обладают фоновые алевриты джидалинской свиты D<sub>1-3</sub> (в г/т):

**Sb 21, Bi 1.1, W 8, Hg 0.3, Ag 0.14, Cu 92, Zn 160, Sn 4,7, Ba 1260.....**

Потенциал металлов, заложенный здесь, возможно, явился благоприятным и достаточным фактором для образования и локализации в пределах данного фациального литотипа золото-полисульфидного оруденения (**Абшир-Гезартское, Ничкесуйское** рудные поля и др.). Реализация потенциала происходила главным образом под влиянием термального поля коллизионного магматизма и сопровождающих его флюидов.

### **3.3.2.1.2. СВК барьерных гряд и межрифовых каналов**

Существенно карбонатные отложения СВК барьерных гряд и межрифовых каналов /бг S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ик/ широко распространены в предгорьях и на северных склонах Туркестано-Алая, где образуют серию субширотно вытянутых скальных гряд. Эти массивы представляют собой крупные аллохтонные пластины или останцы покровов, часто структурно подстилающихся терригенными образованиями континентального шельфа или терригенным полимиктовым меланжем.

К данному СВК относятся отложения нескольких типов разрезов: Ишметау-Тамчинского (матчайская серия, актурская, тамчинская, богашинская, кичикустайская, шютская свиты), Тамчинского, Актурского, Шахимарданского (круккельская, хоздыбельская, шахимарданская, куралимтауская, сангибальяндская, пумская, шютская свиты), Сарыташского, Кекликтауского, Катарского.

Для этого СВК характерно преобладание обломочных фаций известняков с примесью терригенного материала. Их можно сопоставить с отложениями подножья рифов и передового склона рифов (третий и четвертый пояса Уилсона) расположенных на краю карбонатных платформ.

Породы СВК являются в целом низкокарбонными, геохимически почти "стерильными" образованиями и в металлогеническом плане служат лишь контрастным барьером при рудогенезе (табл. 3.7).



**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в карбонатных СВК барьерных гряд и межрифовых каналов северной окраины Алайского микроконтинента**

Фации СВК	1	2
Кол-во проб	86	61
Hg	0.044/0.53	0.07/0.84
Mn	139/0.14	300/0.3
Ni	4.3/0.07	14.7/0.25
Co	0.9/0.05	0.6/0.03
Ti	158/0.04	120/0.03
V	11/0.12	20/0.22
Cr	8.7/0.1	16.3/0.2
Mo	3.5/3.2	0.5/0.45
Zr	26/0.15	6/0.04
Cu	5.7/0.12	12.7/0.27
Pb	5.2/0.33	3.0/0.19
Ag	-	-
Zn	-	-
Sn	0.9/0.36	0.6/0.24
Ge	-	-
Li	-	-
P	-	-
Sr	160/0.46	-
Ba	55/0.08	130/0.2
Bi	-	-

Примечание:

1 - известняки обломочные и рифоидные, прослои алевролитов и кремней, Ишметау-Тамчинская единица (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> mt, D<sub>1-2</sub> at, C<sub>1-2</sub> st);

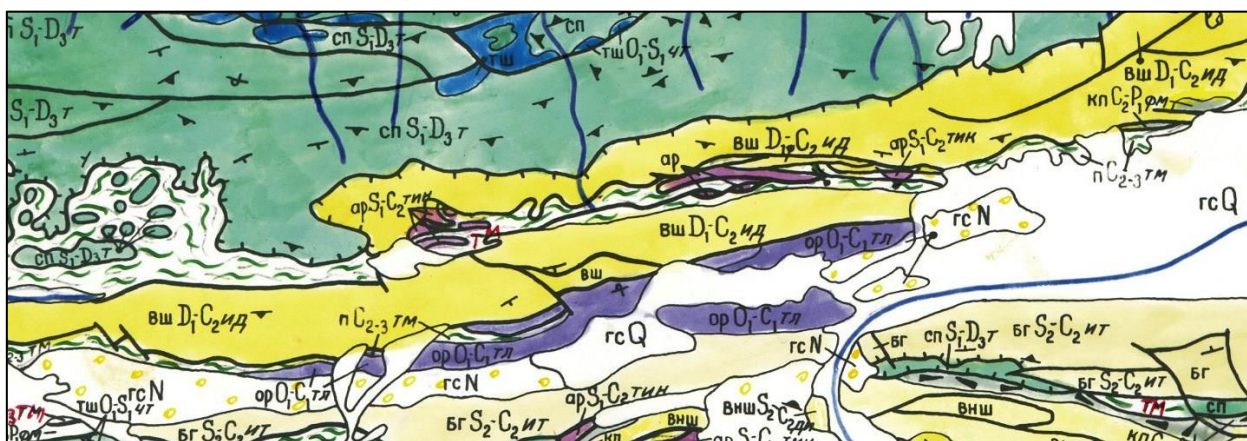
2- известняки обломочные, кремни, алевролиты, Шахимарданская единица;

### 3.3.2.1.3. СВК внешней части шельфа

Образования СВК внешней части шельфа /вш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ид/ широко распространены в северной части Туркестано-Алая, где они слагают несколько скальных широтно вытянутых гряд, разделяемых и структурно залегающих на терригенных отложениях континентального склона, терригенно-кремнистых породах абиссальных равнин или на терригенном полимиктовом меланже. Южнее известняки внешнего шельфа, как правило, надвинуты на карбонатный СВК внутренней его части. На многих участках отложения внешнего шельфа с размывом или тектоническими границами перекрываются флишоидными фациями верхнепалеозойских наложенных прогибов.

Слагающие их известняки сформированы в открыто-морских условиях, без застойных явлений под влиянием вдольбереговых прибрежных течений. Часть из них (Катранский, Ярунтузский типы) представляла собой крупные органогенные

рифовые массивы (пятый пояс Уилсона), часть формировалась в зонах открытых карбонатных платформ (седьмой пояс Уилсона).



**Рис.3.5. Положение СВК внешнего шельфа /вш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> ид/ в структуре Туркестано-Алая**

К СВК внешней части шельфа отнесены образования Катранбашинского (катранбашинская, кызылкувашская, акшагыльская /охнинская серия/, тикеская, сангибальяндская, ташбулакская свиты), Катранского (аккульская, катранская, ярунтузская, курчаувайская, сангибальяндская, пумская, пыркафская свиты), Ярунтузского типов разрезов в возрастном интервале от позднего силура, до среднего карбона.

Карбонатные СВК внешней части шельфа являются в целом низкокларковыми, геохимически почти "стерильными" образованиями и в металлогеническом плане служат лишь контрастным барьером при рудогенезе (табл. 3.8).

Таблица 3.8

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в карбонатных СВК внешней части шельфа северной окраины Алайского микроконтинента**

Фации СВК	1	2
Кол-во проб	65	39
Hg	0.29/3.5	-
Mn	-	400/0.4
Ni	1.6/0.03	10.5/0.18
Co	0.6/0.03	1.9/0.11
Ti	-	-
V	1.8/0.02	35/0.39
Cr	5.0/0.06	130/1.6
Mo	0.3/0.27	0.6/0.55
Zr	-	75/0.44
Cu	1.7/0.04	5.5/0.12
Pb	9.8/0.61	6.5/0.41

Ag	-	-
Zn	-	-
Sn	3.5/1.4	1.7/0.68
Ge	-	-
Li	-	-
P	-	-
Sr	-	-
Ba	-	-
Bi	-	-

Примечание:

1 - известняки рифоидные, Катранская единица ( $D_{1-2} kt$ ,  $D_{2-3} jar$ ,  $D_3-C_1 sb$ ,  $C_2 pr$ );

2 - известняки и доломиты, Катранбашинская единица ( $D_2 kk$ ,  $D_{2-3} aks$ );

В пределах этих СВК известны мелкие проявления ртути трещинного типа (**Охнинское** и др.), свинца и цинка (**Шорбулак**), а перспективы для обнаружения более значительных объектов крайне низки.

#### 3.3.2.1.4. СВК терригенного шельфа

К СВК терригенного шельфа /тш  $O_1-S_2$  чт/ отнесены углеродисто-кремнистые отложения ордовика - нижнего силура, распространенные в основном в центральной и восточной частях региона. Их выходы часто пространственно совпадают с районами распространения терригенных образований рифтогенного СВК, а также карбонатными СВК внутренней части шельфа.

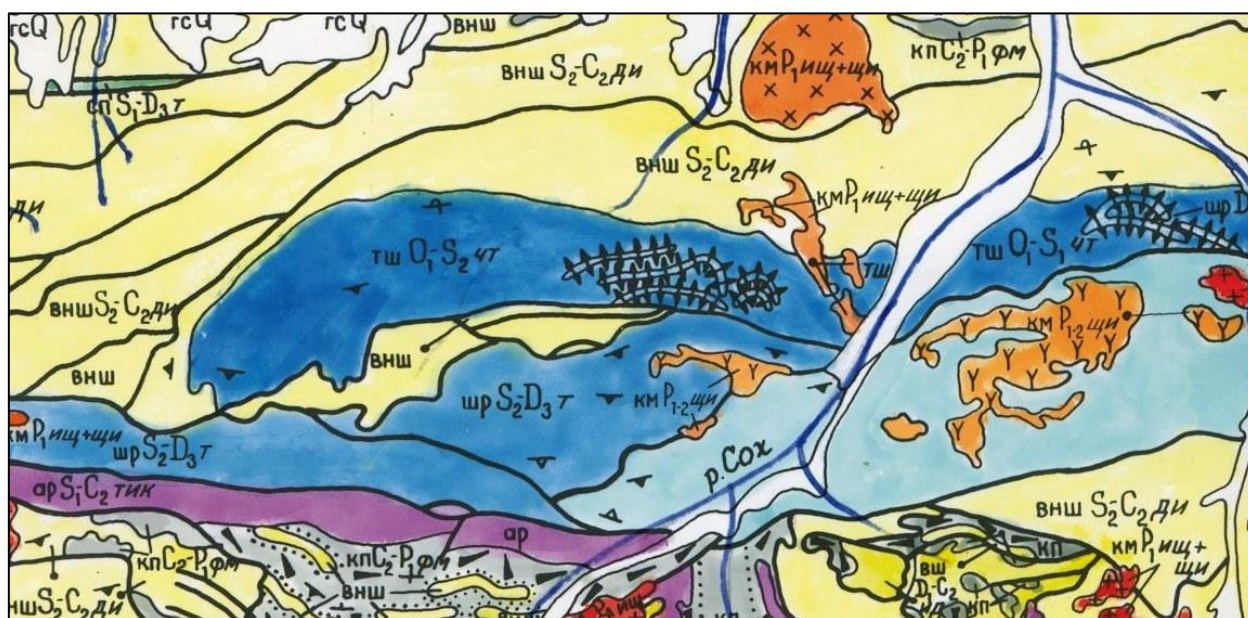


Рис.3.6. Положение СВК терригенного шельфа /тш  $O_1-S_2$  чт/ в структуре Туркестано-Алая

Нижняя часть СВК, выделяемая как булаксайская свита, состоит из алевролитов, редко кремнистых пород и характеризуется значительной степенью химического выветривания. Гидролизатный модуль ( $ГМ = 0,40-0,59$ )

определяет породы как сиаллиты и гидролизаты, для которых характерны повышенные значения глинозема (до 21,24%), FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 12,6%), MgO (до 4,54%), содержания кремнезема снижается до 49,5%, а концентрации рассеянных элементов находятся на околокларковом уровне.

Верхняя часть СВК (чакушская свита) слагается углеродистыми сланцами, лидитами, алевролитами и граувакками, реже отмечается примесь туфогенного материала. По классификации Я.Э. Юдовича эти углеродисто-кремнистые породы относятся к гипо - и эвсилитам (ГМ = 0,17-0,06), для которых характерны высокие содержания кремнезема (78,87-90,74%), низкие - железистость (1,2-4,7%) и глиноземистость (3,21-8,57%), преобладание калиевого типа щелочности. Углеродистые алевролиты по гидролизатному модулю (ГМ = 0,29-0,35) классифицируются как сиаллиты с пониженным содержанием кремнезема (63,35-68,82%) и повышенными - глинозема (11,78-15,71%), железа (3,6-8,4%) и щелочности (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O = 4,2-5,5%).

Усредненный коэффициент стагнации Mo/Mn = 0,21 фиксирует существование здесь обстановки сероводородного заражения, выражающейся в образовании аутигенного пирита, содержащего примеси Au, As, Cu, Pb.

Наряду с C<sub>орг.</sub> (до 7,2%) здесь концентрируются Mo (до 70 г/т), Ag (до 12 г/т), Hg (до 3 г/т), Ti, Ba (>1%), Bi (до 4 г/т), Zn, V (до 1200 г/т), Au (до 0,4 г/т), W (до 40 г/т), Cu (до 150 г/т), As (до 1500 г/т), Pb (до 168 г/т).

Содержания рассеянных элементов в СВК терригенного шельфа приведены в таблице 3.9.

Таблица 3.9

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в СВК терригенного шельфа микроконтинента (Чакушская единица)**

Фации СВК	1	2	3	4	5
Кол-во проб	36	237	88	9	40
Au	-	0.005/1.2	н/а		0.0031/0.72
Hg	0.16/1.9	0.46/5.5	н/а	0.61/8.0	-
Mn	746/0.75	486/0.49	141/0.14	167/0.17	813/0.81
Ni	70/1.2	33/0.57	36/0.62	98/1.7	58.3/1.0
Co	19/1.1	8.5/0.47	<8.0	7.0/0.59	11/0.61
Ti	3330/0.74	2311/0.51	8688/1.9	5000/1.1	2232/0.5
V	110/1.1	241/2.7	226/2.5	444/4.9	206/2.3
Cu	94.1/1.1	42.3/0.51	120/1.4	91/1.1	91/1.1
Mo	1.1/1.0	7.3/6.6	6.8/6.2	42/38	12.3/11.2
Zr	83/0.49	100/0.59	244/1.4	212/1.2	90/0.53
Cr	38.6/0.82	46/0.98	<80.0	33/0.76	77.5/1.7
Pb	13/0.81	13.9/0.87	30.4/1.9	12.7/0.79	11.6/0.72
Ag	-	0.4/5.7	0.46/6.5	0.8/11.4	0.84/12.0

<b>Sb</b>	-		<40.0	-	13.9/7.0
<b>As</b>	-	-	<24.0	-	51.3/30
<b>Zn</b>	111/1.3	112/1.3	140/1.7	-	108/1.3
<b>Cd</b>	-	-	<8.0	-	-
<b>Sn</b>	3.3/1.3	3/1.2	3.7/1.5	1.2/0.48	7.4/3.0
<b>Ge</b>	2.5/1.8	-	<0.8	-	3.4/2.4
<b>Ga</b>	16/0.84	7.9/0.42	18/0.95	7.1/0.37	11.6/0.61
<b>Y</b>	30/1.0	34.2/1.2	30/1.0	37/1.3	35.4/1.2
<b>P</b>	808/0.87	410/0.44	н/а	1722/1.8	5802/6.2
<b>Ba</b>	703/1.1	1955/3.0	>1650	1622/2:5	1153/1.8
<b>Be</b>	1.9/0.5	2.2/0.59	4.4/1.15	1.8/0.47	2.1/0.55
<b>Bi</b>	-	-	<0.8	-	1.45/14.5
<b>Nb</b>	12.0/0.6	19.1/0.96	24.7/1.2	-	12/0.6

Примечание:

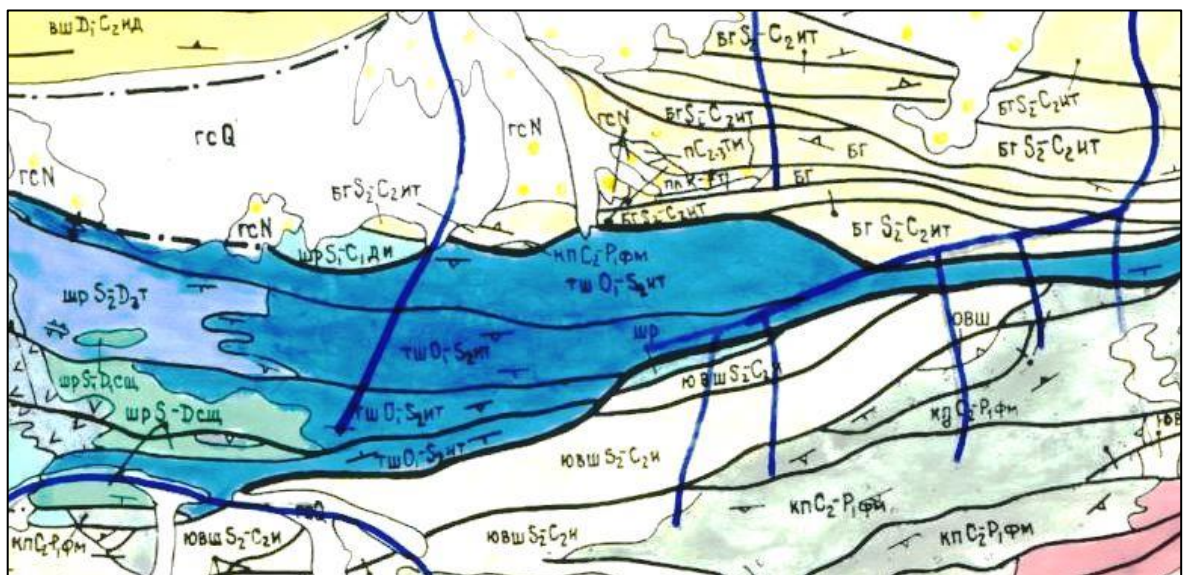
- 1 - кремнистые алевролиты (O<sub>1-2</sub> bs);
- 2 - углеродистые сланцы, алевролиты, кремни (S<sub>1</sub> ск, басс. р. Сох);
- 3 - то же, определенное методом АЭКСА;
- 4 - углеродистые сланцы, кремни, алевролиты (S<sub>1</sub> ск, пер. Андыген);
- 5 - высокоуглеродистые кремнистые сланцы (S<sub>1</sub>).

Обобщенный геохимический спектр углеродистых пород чакушской свиты в порядке убывания КК (в г/т):

**Mo 7.3, Ag 0.46, Hg 0.46, Ba 1955, V 226, Zn 140, Sn 3.7, Au 0.005.....**

В пределах данного СВК известны месторождения золота **Чакуш** и **Сугут**. Руды месторождения Чакуш несут примеси Ag, Mo, W, Bi, Cu, As. Оно образовано в результате взаимодействия коллизионных гранитоидов и металлоносных пород чакушской свиты в зоне эндоконтакта интрузии.

На западе региона отложения терригенного шельфа широко распространены в бассейнах ручьев Тегермалик, Шаабас, откуда прослеживаются вдоль долины р. Сарыкунгей до русла р. Ляйляк.



**Рис.3.7. Положение СВК терригенного шельфа /тш O<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> чт/ в структуре западной части Туркестано-Алая**

Эти отложения отнесены здесь к ранне-позднесилурийской майданской свите /Березанский, 1987ф/.

Комплекс в основании слагается углеродисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми сланцами и лидитами, которые вверх по разрезу сменяются углеродистыми алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями туфов основного состава и туфопесчаников.

Для пород комплекса характерны повышенные содержания железа ( $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  - до 13,28%, среднее - 4,87%), щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  - до 8,85%, среднее - 5,35%), титана ( $\text{TiO}_2$  - до 3,4%, среднее - 0,91%), умеренные значения кремнезема (среднее - 67,5%) и глинозема (среднее - 12,59%). По гидролизатному модулю они классифицируются главным образом как миосилиты, реже как гипосилиты и сиаллиты. Наиболее металлоносны пелитовые углеродистые разности основания комплекса.

Наряду с  $\text{C}_{\text{орг}}$  (до 31,08%) в них концентрируются Ag, Hg (до 20 г/т), Mo (до 400 г/т), As (до 9000 г/т), Sb (до 200 г/т), U (до 8,3 г/т), Zn, Cu (до 3000 г/т), V (до 9000 г/т), Pb (до 400 г/т), Ba (до >1%), Au (до 0,1 г/т). Отмечаются также значительные вариации содержаний металлов по латерали (табл. 3.10).

Таблица 3.10

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в СВК терригенного шельфа, северного склона Алайского микроконтинента.**

Фации СВК	1	2	3	4
Кол-во проб	329	77	78	34
<b>Au</b>	0.007/1.6	-	0.0135/3.1	-
<b>Hg</b>	1.0/12.1	3.08/3.7	0.27/3.3	0.15/1.8
<b>Mn</b>	370/0.37	378/0.38	626/0.63	531/0.53
<b>Ni</b>	102/1.8	106/1.9	89.3/1.6	46.9/0.82
<b>Co</b>	11.5/0.64	15/0.75	13.4/0.74	7/0.39
<b>Ti</b>	3238/0.72	1540/0.34	4050/0.9	5937/1.3
<b>V</b>	772/8.6	340/3.8	251/2.8	139/1.5
<b>Cr</b>	146/1.8	124/1.5	142/1.7	62.2/0.75
<b>Mo</b>	66.4/60	86.7/81	8.0/7.3	7.6/6.9
<b>Zr</b>	180/1.1	100/0.59	206/1.2	340/2.0
<b>Cu</b>	197/4.2	294/6.2	66.4/1.4	37/0.79
<b>Pb</b>	45.3/2.8	47.8/3.0	19.3/1.2	16.9/1.1
<b>Ag</b>	2.61/37	6.16/88	0.45/6.4	0.17/2.4
<b>Sb</b>	10/5	32.3/16.1	-	-
<b>As</b>	44.7/26.	95/56	24/14.1	-
<b>Zn</b>	360/4.3	111/1.2	296/3.6	141/1.7
<b>Cd</b>	1.4/10.8	-	-	-

<b>Sn</b>	4.6/1.8	2.2/0.88	4.6/1.8	4.8/1.9
<b>Ge</b>	1.4/1.0	-	1.2/0.86	-
<b>Ga</b>	9.7/0.51	2.8/0.15	9.9/0.52	9.8/0.51
<b>Y</b>	57.4/2.0	н/а	36.1/1.2	37.7/1.3
<b>P</b>	827/0.89	1030/1.1	1176/1.3	1023/1.1
<b>Ba</b>	1707/2.6	1170/1.8	276/0.42	1711/2.6
<b>Be</b>	2.1/0.55	1.1/0.29	1.5/0.39	1.7/0.44
<b>Bi</b>	-	-	-	-
<b>Nb</b>	10.9/0.55	-	15/0.75	42.4/2.1
<b>U</b>	8.91/3.6	29.87/11.9	-	-
<b>Th</b>	17.56/1.35	4.84/0.37	-	-
<b>Li</b>	-	-	-	31.6/1.0

Примечание:

1 - высокоуглеродистые кремнистые сланцы бассейна руч. Тегермалик майданская свита (S<sub>1-2</sub>);

2 - высокоуглеродистые кремнистые сланцы бассейна руч. Ангуш (S<sub>1</sub>);

3 - углеродистые алевролиты, песчаники, сланцы бассейна руч. Тегермалик майданская свита (S<sub>1-2</sub>);

4 - углеродистые алевролиты, песчаники, сланцы бассейна р. Ляйляк майданская свита (S<sub>1-2</sub>);

Так, если в урочище Тегермалик геохимический спектр отложений майданской свиты в порядке убывания КК (в г/т):

**Mo 66, Ag 2.6, As 45, Hg 1.0, Cd 1.4, V 772, Sb 10.0, Zn 360, Cu 197, U 8.9, Pb 45, Ba, 1707, Y 57, Ni 102, Cr 146, Sn 4.6, Ni 102, Cr 146, Au 0.007.....,**

то в районе ручья Ангуш -

**Ag 6.2, Mo 89, As 95, Hg 3.1, Sb 32, U 30, Cu 294, V 340, Pb 48, Ni 106, Cr 124, Ba 1170, Zn 111.....,**

а еще восточнее, в бассейне ручья Раут –

**Ag 1.1, Mo 20, Cu 122, V 336, Ba 1384, Cr 147, Zn 231, Pb 28.....**

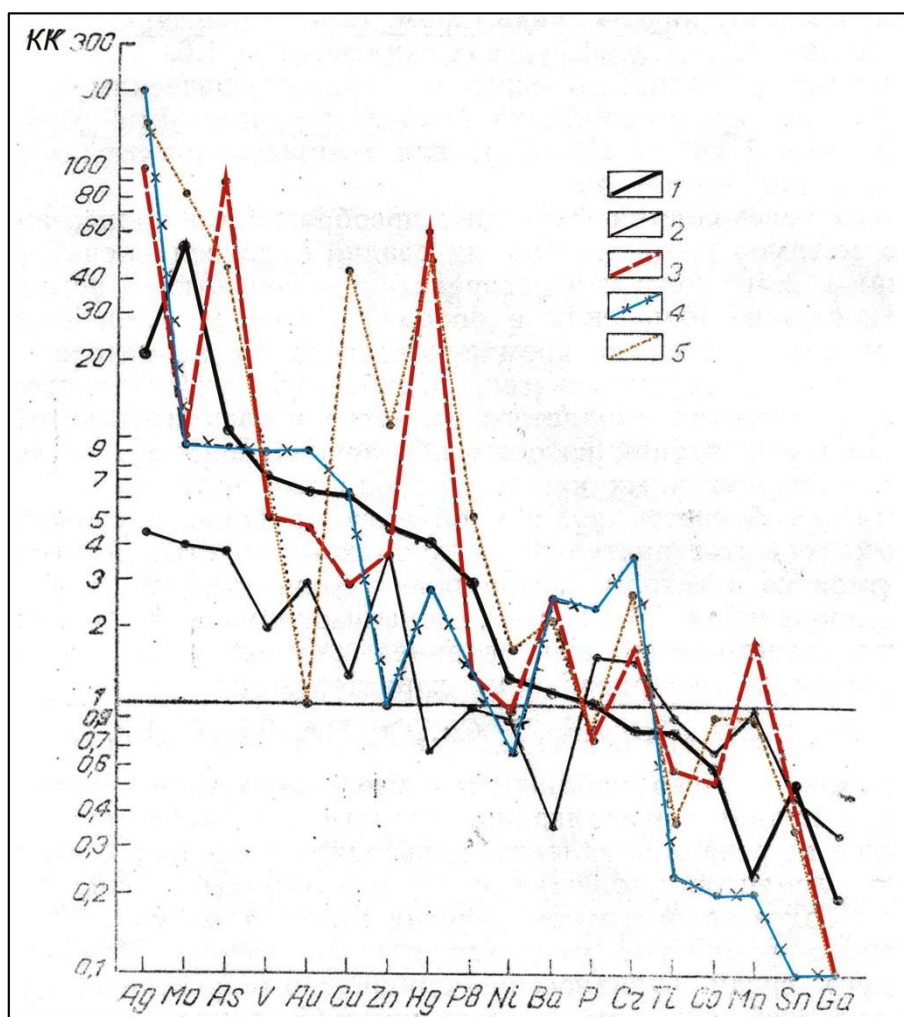
В слабоуглеродистых алевролитах и песчаниках верхней части СВК концентрации металлов несколько ниже:

**As 14.1, Mo 8.0, Ag 0,45, Zn 296, Hg 0.27, Au 0.135, V 251, Sn 4.6, Cr 142, Ni 89, Cu 66, H 1176, Y 36.....**

Углеродистые породы комплекса несут обильную вкрапленность, стяжения и тонкие (до 1 мм) линзовидные прослойки син- и диагенетического пирита, в котором установлены высокие содержания Zn (>1%), As (0,3%), Cu (0,2%), Sb (50 г/т), Cd. В то же время Au, Mo, Hg, V, U, Ag или отсутствуют, или находятся в незначительном количестве. Это говорит о том, что данные элементы могли накапливаться в породах в виде металлоорганических соединений. Генетическая связь металлонакопления и углеродистого литогенеза подтверждается тесной положительной корреляцией между Ag, Mo, Cr, V, U, Au, Ni, Hg, As и P. По-

видимому, кластогенную природу имеют Ti, Sn, Ga, Mn, Co, которые образуют собственную коррелятивную ассоциацию.

Наибольшие изменения в породах связаны с линейными зонами постметаморфического кремнещелочного метасоматоза. В среде влияния этих зон, на тектонически ослабленных участках, происходила активная миграция углеродистого вещества и элементов-примесей, при повышении концентраций которых образована основная часть рудных объектов (**Шаабас, Тегермалик, Саркат, Ангуш, Раут**). Особенность этих рудопроявлений, расположенных в различных геолого-структурных позициях – сходство их геохимических спектров со спектром углеродистых толщ /Ваулин, 1991/ (рис 3.1).



**Рис. 3.8. Геохимические спектры углеродистых толщ и рудопроявлений:**  
 1 - углеродисто-кремнистые сланцы сюгетской свиты (S<sub>1</sub>); 2 - вулканогенно-терригенные отложения майданской свиты (S<sub>1-2</sub>); Рудопроявления: 3 - Шаабас-Активный, 4 - Шаабас, 5 - Саркат.

Для проявления **Шаабас-Активный**, локализованного в зоне меланжа с интенсивно проявленной хлоритизацией и окварцеванием, характерен спектр



**Ag 20, U 106, As 63, Mo 19, Au 0.043, V 1120, Cu 357, Cr 363, Hg 1.1, Ba 1940, P 1610....**

В составе меланжированных сланцев наблюдается увеличение доли органического вещества, а рудная минерализация представлена преимущественно пиритом, реже встречаются галенит, халькопирит, киноварь.

Аналогичные сочетания элементов наблюдаются и для группы проявлений **Тегермалик** при более значительном участии Zn и Cd.

На проявлении **Шаабас**, оруденелые кварцево-кремнистые метасоматиты имеют геохимический спектр:

**Ag 10.4, As 600, Hg 24, Cd 4.6, Mo 21, Sb 10, V 644, Au 0.022, Zn 298, Cu 156, Ba 1870, Mn 1180, Cr 163, Pb 27....**

Практически единственный рудный минерал – пирит, образующий тонкую рассеянную вкрапленность в метасоматитах. В отличие от проявлений Шаабас-Активный и Тегермалик, в составе метасоматитов отсутствует углеродистое вещество и развита более поздняя барит-киноварная рудная генерация, наложившаяся на метасоматиты.

Ближкий к предыдущему спектр имеет и проявление **Саркат**:

**Ag 15.1, Cd 28,5, Mo 165, Hg 18.5, As 291, Cu 2400, Sb 75, U 54, Zn 880, V 1115, Pb 103, Cr 266, Ba 1760, Ni 152....**

Оно расположено в зоне меланжа с углеродистым матриксом. Рудная минерализация проявления представлена преимущественно пиритом, реже встречается халькопирит. Ее поздняя фаза представлена барит-киноварной ассоциацией. В пиритах проявления отмечаются высокие концентрации Cu и Zn. Увеличение содержаний углеродистого вещества привело к накоплению Mo, U, V, отчасти As и Ag.

Минералого-геохимические особенности этих многочисленных проявлений свидетельствуют об участии в метасоматическом процессе избыточных количеств серы, в полном соответствии с содержаниями которой, образуется прежде всего пирит – основной рудный минерал объектов, а затем и другие сульфиды (халькопирит, галенит, киноварь) и барит /Бадалов С.Т., 1982, 1991/.

Сходство минералогических особенностей и геохимических спектров рудопроявлений с исходными углеродистыми образованиями рассматриваемого СВК однозначно указывает на источник рудного вещества.

Этот СВК также следует рассматривать в качестве источника рудных элементов в коллизионном этапе при воздействии на него гранитоидных

магматитов. Такие условия реализуются восточнее меридиана р. Сох, где известны многочисленные проявления золото-полисульфидной формации.

### 3.3.2.1.5. СВК внутренней части шельфа

СВК внутренней части шельфа /внш  $S_2-C_2$  ди/ широко распространены в осевой зоне Алая, прослеживаются от р. Исфара до р. Акбура, образуя серию субширотно вытянутых полос. Структурно эти образования выступают в качестве пород паравтохтона, которые, по-видимому, на глубине сорваны со своего основания, но прямых геологических данных этому не имеется. В современной структуре данный СВК чаще всего тектонически перекрывается терригенными отложениями континентального склона, на многих участках прорван интрузиями коллизионных магматитов и перекрыт образованиями наложенных позднепалеозойских прогибов, а также кайнозойских межгорных впадин. В междуречье Сох - Шахимардан карбонатный разрез стратиграфически подстилается отложениями терригенного шельфа.

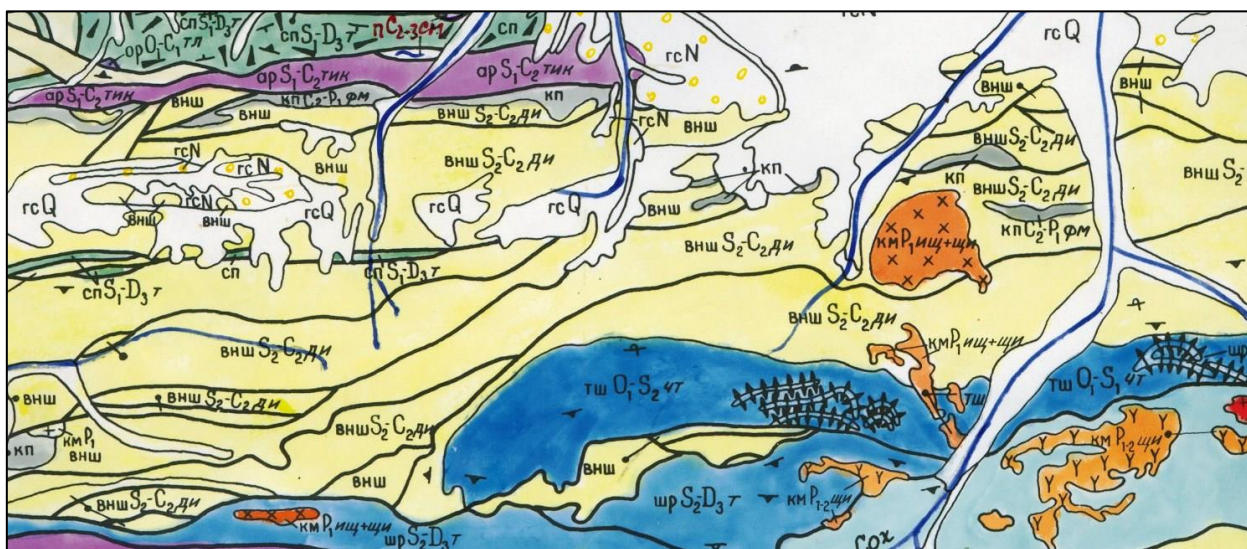


Рис.3.9. Положение СВК внутреннего шельфа /внш  $S_2-C_2$  ди/ в структуре Туркестано-Алая

К СВК карбонатного внутреннего шельфа относятся образования Алайского типа разрезов, в составе которого выделяются несколько подтипов, например: северный и южный /Белов, 1988ф/, Экидаванский и Адыракоуский /Березанский, 1992ф, Лыточкин, 1992ф, Ненахов, 1987ф/.

Согласно Легенде к геологические карты Туркестано-Алая /Болгарь, 1987ф/, отложения Алайского типа разрезов, сформированы в позднесилурийском - среднекаменноугольном интервале, разделяются на ряд свит: аксуйскую, арпалыкскую, боординскую, сарыбельскую, кштутскую, назаринскую,

карадаванскую, пешкаутскую, метингбельскую, туюкдангинскую, газскую, пыркафскую. Эта последовательность изменяется на отдельных участках, где из разреза выпадают те или иные стратоны.

Отложения Алайского типа разрезов сложены главным образом известняками со значительной примесью доломита или доломитами. В основании разреза - аксуйской свите - содержатся в большом объеме терригенные породы: сланцы, алевролиты, песчаники; горизонт базальных конгломератов. Слагающие выше арпалыкская, карадаванская свиты подставлены в основном доломитами, а в верхней части разреза – пешкаутской и пыркафской свитах - преобладают известняки.

Карбонатные СВК внутренней части шельфа образованы в аридных условиях лагун и полуизолированных бассейнов. В отличие от существенно известняковых СВК внешней части шельфа, они сложены не только известняками, но и доломитами и часто обогащены органическим веществом. Эти отличия, а также сопряженность этих СВК с внутриконтинентальной рифтогенной структурой, по-видимому, явились причиной повышенной металлоносности и, прежде всего ртути. Если породы Экидаванской единицы вследствие их пространственной сопряженности с массивами коллизионных магматитов интенсивно преобразованы тепловым воздействием этого магматизма и, следовательно, наиболее летучие элемента частично экстрагированы из них, то породы Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы относительно первозданны и поэтому более насыщены металлами (табл. 3.11).

Таблица 3.11

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в карбонатных СВК внутренней части шельфа Алайского микроконтинента**

Фации СВК	1	2
Кол-во проб	520	491
Hg	0.54/6.5	0.22/2.6
Mn	334/0.33	199/0.2
Ni	5.4/0.09	2.8/0.05
Co	1.4/0.08	2.0/0.11
Ti	502/0.11	716/0.16
V	28.6/0.32	19.6/0.22
Cr	8.8/0.11	9.8/0.12
Mo	1.2/1.1	2.3/2.0
Zr	12/0.07	10.3/0.06
Cu	6.1/0.13	3.0/0.06
Pb	18.5/1.2	15.4/0.96
Ag	0.11/1.6	0.07/1.0

<b>Sn</b>	1.0/0.4	2.3/0.92
<b>Ga</b>	1.7/0.09	1.6/0.08
<b>Y</b>	7.4/0.26	-
<b>Ba</b>	189/0.29	110/0.17
<b>Se</b>	2.0/3.3	-

Примечание:

1 - доломиты и известняки, Карадаван-Адыракоуская единица (S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>);

2 - доломиты и известняки, Эккидаванская единица (S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>);

Наибольшие концентрации элементов-примесей в пределах Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы наблюдаются в богатых органикой "зевровидных" доломитах арпалыкской свиты, геохимический спектр которых в порядке убывания КК (в г/т):

**Hg 1.13, C<sub>орг.</sub> 0.2-3.8%, Se 6.0, Ag 0.14, F (S Sr Ba Fe Mn Pb Sb As Cu Zn).**

Возможно существование и других металлоносных возрастных уровней, менее выдержанных по мощности, литорали и насыщенности. Ряд исследователей /Попов, 1970, Сургай, 1970, Турдукеев, 1970/ отмечает такие участки в пределах боординской и назаринской свит. Они же выделяют три основные генерации сульфидов ртути: седиментационно-диагенетическую, катагенетическую и эпигенетическую.

Седиментационно-диагенетические сульфиды ртути встречаются в неизменной массе доломита в виде мелкой неравномерной вкрапленности, точечно-сгустковых выделений, псевдоморфоз по органическим остаткам (главным образом по амфипорам), конкреционных образований, сутуро-стилолитов. Кроме того, ртуть частью изоморфно входит в состав карбонатов Ca и Mg, и частью сорбирована глинистым и органическим веществом.

Основная масса кристаллической киновари имеет катагенетическое происхождение и связана с перекристаллизацией вмещающих пород.

Эпигенетическая ртутная минерализация представлена порошковатой киноварью, сопровождается глинисто-железисто-карбонатным материалом и связана с вадозно-инфильтрационными процессами. Эта киноварь развивается в трещинно-карстовых зонах и как следствие возникает кажущаяся афациальность оруденения. Для металлоносных горизонтов типоморфны Mg, Ca, S, C<sub>орг.</sub>, Hg, Se, в сверхкларковых количествах присутствуют Sr, Ba, F, закисное железо, Mn, Pb, Ag, иногда Cd, Sb, As, Cu, Zn, редко - Au. Селеноносность является существенным геохимическим признаком сингенеза ртути вмещающим породам /Сургай, 1986/.

Минеральный состав рудных объектов довольно простой: доломит, кальцит, киноварь, реже метациннабарит, пирит, лимонит, малахит, азурит, совсем редко

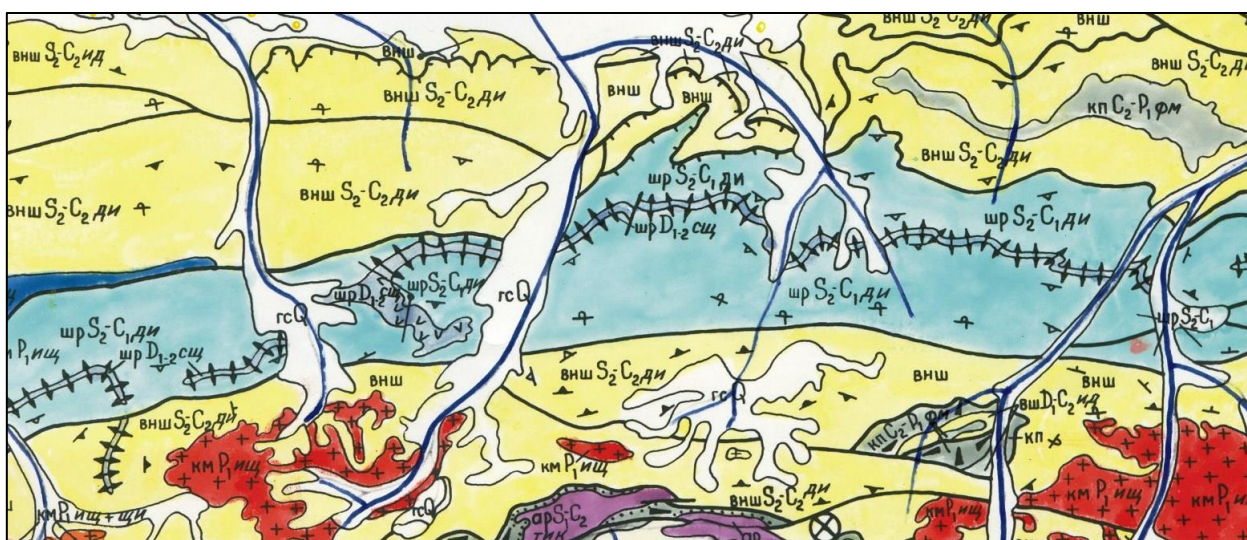
выделяются антимонит, кремнезем, барит, гипс, ангидрит, флюорит, галит. Изотопный состав серы сульфидных минералов и, прежде всего, киновари ( $\delta^{34}\text{S} - +13 - +20\text{‰}$ ).

За счет металлоносных доломитов Адыракоуской единицы образованы ртутные месторождения и проявления **Биркусуйского, Черектинского, Сымап-Адыракоуского** и **Карадаванского** рудных полей и, по-видимому, часть мономинеральных рудных тел **Хайдарканского** поля.

В пределах Экидаванской единицы, в зонах взаимодействия ее с гранитоидными коллизионными магматитами, образуются магнезиальные скарны, локализующие многочисленные полисульфидные проявления и месторождения (Au, Ag, Cu, As, Pb, Sb, Bi, W, Sn, Mo) источником которых могли быть как металлоносные углеродистые сланцы терригенного шельфа, так и сами магматические породы.

### 3.3.2.2. СВК рифтогенной структуры внутри шельфа

СВК рифтогенной структуры имеют широкое распространение на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов. От верховьев р. Шахимардан они прослеживаются далеко на запад на расстояние до 200 км, образуя субширотную полосу шириной несколько километров, приуроченную к зоне Акташ-Даудинского и Каравшинского разломов.



**Рис.3.10. Положение комплексов рифта внутри шельфа /шр S<sub>2</sub>-С<sub>1</sub> ди, т, сщ/ в структуре Туркестано-Алая**

В рассматриваемые СВК входят образования различного состава: карбонатные, терригенные, осадочно-вулканогенные и интрузивные, как правило, обнаруживающие между собой тесную пространственную связь. В

междуречье Сох - Шахимардан распространены в основном карбонатные отложения, включающие осадочно-вулканогенный комплекс (Асангаварский тип разрезов). К западу карбонатные отложения сменяются терригенными (Даудинский тип разрезов). Западнее р. Ляйляк вновь появляется карбонатный рифтогенный комплекс, ассоциирующий здесь с вулканитами и терригенными отложениями.

### 3.3.2.2.1. СВК карбонатных отложений рифтогенной структуры

Комплекс карбонатных отложений рифтогенной структуры /шр S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> ди/ представлен в основном известняково-доломитовыми фациями. В центральной части региона к нему отнесены отложения Асангаварского типа разрезов, слагающие одноименную структурную единицу. В интервале от позднего силура до раннего карбона здесь выделен ряд свит (пальминская, аугульская, кокталинская, урусайская, толбоскульская, боординская, сарыбельская, назаринская и карадаванская).

На западе к данному комплексу следует относить карбонатные образования с возрастом от среднего девона до раннего карбона, которые со стратиграфическим несогласием перекрывают арпапаятскую свиту. Основными особенностям разреза являются преобладание в нем доломитов, присутствие мергелистых известняков, отдельных прослоев песчаников и алевролитов.

В геохимическом отношении карбонатные породы СВК практически стерильны (табл. 3.12).

Таблица 3.12

#### Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в карбонатных СВК рифтогенной структуры микроконтинента.

Фации СВК	Доломиты, известняки и гипсы, Асангаварская единица (D <sub>1</sub> -C <sub>1</sub> )	Доломиты, известняки, бассейн руч. Карабукка
Кол-во проб	352	25
Hg	-	-
Mn	229/0.23	237/0.24
Ni	3.4/0.06	8.8/0.15
Co	2.8/0.16	2.0/0.11
Ti	524/0.12	600/0.13
V	16.2/0.18	60/0.67
Cr	7.6/0.09	16.3/0.2
Mo	1.5/1.4	4.2/3.8
Zr	6.5/0.04	10.4/0.06
Cu	6.1/0.13	3.4/0.07
Pb	12.6/0.79	19.9/1.2
Ag	0.1/1.4	-

<b>Sn</b>	1.8/0.72	5.8/2.3
<b>Ga</b>	н/а	3.3/0.17
<b>Y</b>	5.0/0.17	-
<b>Ba</b>	115/0.18	563/0.87
<b>Se</b>	-	-

В пределах Асангаварской единицы, в зонах взаимодействия ее с гранитоидными коллизионными магматитами, образуются магнезиальные скарны, локализирующие многочисленные полисульфидные проявления и месторождения (Au, Ag, Cu, As, Pb, Sb, Bi, W, Sn, Mo). С Акташским типом ассоциируют редкие пункты ртутной минерализации.

### **3.3.2.2. СВК терригенных отложений рифтогенной структуры**

Комплекс терригенных отложений /шр S<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> т/ объединяет отложения Даудинского типа разрезов, слагающие одноимённую структурную единицу. Они прослеживаются от р. Сох до р. Ляйляк в виде субшироко вытянутой полосы шириной от 0,5-1,5 км до 5 км.

В левом борту р. Сох комплекс представлен верхнесилурийской - верхнедевонской даудинской серией, состоящей из неравномерно переслаивающихся серицит-глинистых, серицит-хлоритовых алевритистых сланцев, полимиктовых и существенно карбонатных песчаников, гравелитов, конгломератов и линзовидных прослоев органогенно-обломочных известняков, соотношения между которыми меняется в широких пределах.

В междуречье Сох - Исфара комплекс представлен джасылькульской свитой позднего силура - раннего девона, которая вместе с арпапаятской осадочно-вулканогенной свитой объединяется в даудинскую серию. Джасылькульская свита имеет аналогичный вышеописанному состав, который сильно изменчив по простиранию, с латеральными замещениями одних фаций другими. Установлено присутствие в составе свиты вулканомиктовых песчаников, а также, в нижней части, отдельных прослоев туфов, лав андезитов и андезито-дацитов.

Общая мощность терригенных отложений достигает 1300-2200 м.

Геохимически эти породы околоскарновые, в них несколько повышены концентрации Mo, Ag, Hg, реже – Ba, Nb, Zr, Sn (табл. 3.13).

Таблица 3.13

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в терригенных СВК рифтогенной структуры микроконтинента.**

<b>Фации СВК</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
<b>Кол-во проб</b>	136	178	359	122
<b>Au</b>	-	-	-	-
<b>Hg</b>	0.083/1.0	0.14/1.7	0.19/2.2	0.3/3.6
<b>Mn</b>	889/0.89	667/0.67	557/0.56	640/0.64
<b>Ni</b>	42/0.74	31.3/0.54	24.3/0.43	54.6/0.94
<b>Co</b>	14.3/0.8	8.7/0.48	12/0.66	15.8/0.88
<b>Ti</b>	2998/0.67	3384/0.75	2840/0.63	2681/0.6
<b>V</b>	126/1.4	88/0.98	91.7/1.0	141/1.6
<b>Cr</b>	61.4/0.74	49.9/0.6	54.7/0.96	100/1.2
<b>Mo</b>	3.9/3.5	2.1/1.9	2.2/2.0	7.3/6.6
<b>Zr</b>	58.4/0.34	78/0.46	63.7/0.37	161/0.95
<b>Cu</b>	31/0.66	22/0.47	18/0.38	41.3/0.88
<b>Pb</b>	11.7/0.73	10/0.62	13/0.81	21/1.3
<b>Ag</b>	0.1/1.5	0.07/1.0	0.13/1.9	0.3/4.3
<b>Sb</b>	-	-	-	-
<b>As</b>	-	-	-	-
<b>Zn</b>	46/0.55	42.6/0.47	67.1/0.81	77/0.93
<b>Cd</b>	-	-	-	-
<b>Sn</b>	1.9/0.75	2.2/0.9	2.6/1.1	4.3/1.7
<b>Ge</b>	-	-	-	3/2.1
<b>Ga</b>	7.9/0.42	7.6/0.4	3.7/0.19	8.2/0.43
<b>Y</b>	н/а	25.8/0.89	17.6/0.61	29.8/1.0
<b>P</b>	430/0.46	646/0.69	407/0.44	881/0.94
<b>Ba</b>	418/0.64	1189/1.8	887/1.4	2292/3.5
<b>Be</b>	2.06/0.54	1.8/0.47	1.35/0.36	1.6/0.42
<b>Bi</b>	-	-	-	-
<b>Nb</b>	7/0.35	8.1/0.41	10.7/0.53	16.8/0.84
<b>U</b>	-	-	-	-
<b>Th</b>	-	-	-	-
<b>Li</b>	16/0.5	28.8/0.9	17.6/0.55	38.2/1.2

Примечание:

1 - песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, олистостромовые фации склонов рифта (S<sub>1-2</sub>);

2 - известковистые сланцы, песчаники, алевролиты (S<sub>2</sub> pm);

3 - песчаники, алевролиты, сланцы даудинской серии (S<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> dd);

4 - динамосланцы акмуйнакского комплекса.

Динамометаморфические преобразования СВК, по-видимому, способствовали частичному перераспределению и/или привносу наиболее подвижных металлов, на что указывает повышение содержаний Hg, Ag, Ba, Mo в метасланцах акмуйнакского комплекса.



### 3.3.2.2.3. Осадочно-вулканогенный СВК рифтогенной структуры

Осадочно-вулканогенный комплекс /шр D<sub>1-2</sub> сщ/, хотя в целом и занимает незначительную часть объема рифтогенного СВК, однако имеет довольно широкое площадное распространение, с перерывами прослеживаясь от р. Шахимардан до руч. Арпапаят.

В междуречье Сох - Шахимардан рифтогенные вулканиты представлены урусайской свитой живетского возраста и одноименным вулканоплутоническим комплексом. В составе урусайской свиты преобладают пестроокрашенные псефитовые и псаммитовые спекшиевые туфы, реже встречаются лавы. Петрографические и петрохимические исследования показывают, что вулканиты, имеют базальтовый, андезитовый, дацитовый, риодацитовый состав, при этом большинство пород принадлежит к группе средних (андезиты – дациты). По содержанию щелочей, а также по величине индекса Пикока вулканиты относятся к субщелочной петрохимической серии.

Осадочно-вулканогенные образования прорываются жерловыми, представленными значительным по размерам (700 x 1300 м) нечком, сложенным гранитами и сиенитами.

Туфы трахиандезитов и дацитов урусайского комплекса обогащены Nb, Ta, Sn, и, соответственно, им сопутствует Ta-Nb минерализация.

Кроме урусайского комплекса, к данному СВК отнесены вулканогенные и субвулканические образования (арпапаятская свита), распространенные к западу от реки Сох.

Арпапаятская свита средне-верхнедевонского возраста установлена в составе двух разрезов, относящихся к рифтогенному СВК: Акташского, где она согласно перекрывает терригенные отложения джесылькульской свиты и со стратиграфическим перерывом перекрывается доломитами карабукинской свиты; а также Даудинского, где свита занимает среднюю часть разреза и имеет стратиграфические контакты с джесылькульской и ангушской свитами.

Арпапаятская свита представлена туфосланцами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, имеющими андезит-дацит-риолитовый состав и лавами того же состава. По содержанию кремнезема и других петрогенных окислов в бассейне р. Арпапаят породы образуют непрерывный ряд от базальта до дацита. Для этого участка характерно исключительное преобладание дацитов. Восточнее в составе свиты появляются риолиты. Все образования свиты обладают повышенной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  - до 9%) и относятся к субщелочной петрохимической

серии, причем содержания щелочей испытывают широкие колебания. По сравнению с урусайскими, породы арпапаятской свиты являются более высокожелезистыми и менее щелочными.

Субвулканические образования в западной части региона представлены Ашатским силлом, субсогласно залегающим среди вулканогенных пород, имеющим размеры 0,5-0,8 км x 2,8 км. Силл сложен однородными андезитодацитовыми порфиритами. По петрографическому и химическому составу они близки к вулканитам арпапаятской свиты.

Распределение рассеянных химических элементов породах СВК показано в таблице 3.14.

Таблица 3.14.

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в осадочно-вулканогенных, вулканогенных, интрузивных СВК - индикаторах внутриконтинентального рифтинга**

Фашии СВК	1	2	3	4	5	6
Кол-во проб	113	191	278	50	219	211
Au	0.006/1.4	0.012/2.1	-	-	-	-
Hg	0.23/2.8	0.16/1.9	0.11/1.3	н/а	0.29/3.5	0.11/1.3
Mn	1130/1.1	512/0.51	341/0.34	478/0.48	410/0.41	1248/1.2
Ni	57/1.0	57.7/1.0	9.4/0.17	18.4/0.32	34.8/0.61	18.3/0.32
Co	23.5/1.3	10.5/0.58	6/0.33	16.1/0.89	10.6/0.59	19.8/1.1
Ti	6352/1.4	3700/0.82	571/0.13	5030/1.1	2621/0.58	10618/2.4
V	173/1.9	171/1.9	16.7/0.19	58.4/0.65	117/1.3	179/2.0
Cr	47.4/0.57	79/0.95	13.6/0.16	48.5/0.58	50.5/0.61	37.2/0.45
Mo	1.62/1.5	5.2/4.7	3.4/3.1	2.16/1.96	4.6/4.2	2.1/1.9
Zr	99.6/0.59	136/0.8	126/0.74	159/0.94	92/0.54	218/1.3
Cu	84.1/1.8	63.7/1.4	8/0.17	7.6/0.16	37.1/0.79	19.4/0.41
Pb	2.9/0.18	18/1.1	10.5/0.66	11/0.69	17.7/1.1	11/0.69
Ag	0.064/0.91	0.135/2.0	0.11/1.6	-	-	-
Zn	86.7/1.0	182/2.2	20/0.24	29.2/0.35	30/0.36	87.6/1.1
Sn	1.9/0.76	4.9/2.0	2.2/0.89	4.9/2.0	3.2/1.3	2.6/1.1
Ga	9.5/0.5	8.9/0.47	11.1/0.58	13.1/0.69	11/0.65	9.5/0.5
Y	37.9/1.3	н/а	31.2/1.1	34.1/1.2	15.6/0.54	53.1/1.8
Li	23.4/0.73	23/0.72	-	23.6/0.82	-	23/0.72
P	1582/1.7	888/0.95	345/0.37	262/0.28	357/0.38	1568/1.7
Ba	1293/2.0	390/0.60	1415/2.2	582/0.9	1970/3.0	463/0.71
Be	1.16/0.3	2.2/0.58	2.15/0.57	2.5/0.65	1.46/0.38	2/0.54
Nb	12.7/0.63	15.4/0.77	21/1.1	42/2.1	11.6/0.58	20.9/1.0

Примечание:

- 1 - силлы диабазовых порфиритов среди углеродистых отложений (S<sub>1</sub> ск);
- 2 - туфоалевролиты, туфосланцы, туфы андезитовых порфиритов (D<sub>1-2</sub> ар);
- 3 - лавы риодацитов и дацитов (D<sub>1-2</sub> ар);
- 4 - туфы трахиандезитов и трахидацитов (D<sub>2</sub> ус);
- 5 - андезитовые порфириты, Ашатский силл (D<sub>2</sub> ус);
- 6 - трахидолериты, монзониты, габбро-долериты (S<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> б).

#### **3.3.2.2.4. Интрузивные образования рифтогенного СВК**

Интрузивные образования рифтогенного СВК /шр S-D сщ/ представлены Бульджуминским силурийско-девонским габбро-долеритовым комплексом. Тела комплекса имеют небольшие размеры, но широкое пространственное распространение - от самых западных границ региона до правого борта р. Шахимардан. Как правило, они прорывают терригенные отложения даудинской серии рифтогенного СВК (Арпапаятские, Бульджуминские тела). Однако отмечается ассоциация их также с терригенными образованиями шельфа Алайского микроконтинента (Шалтайские тела) и его склонов и подножия (Джидалинские, Заркарские тела).

Массивы бульджуминского комплекса представлены штоками, силами, дайками. Ширина их колеблется от нескольких метров до сотен метров, протяженность - от сотен метров до первых километров. В строении тел преобладают габбро-долериты и трахидолериты, присутствуют также кварцевые габбро, кварцевые монцодиориты. Породы, в том числе габбро-долериты, постоянно содержат кварц, калишпат, апатит, что отличает их от габброидов офиолитовой ассоциации.

По химическому составу эти образования относятся к субщелочному ряду, для них характерно повышенное содержание окислов титана (до 4%), железа, фосфора, а также значительные концентрации рубидия, стронция, бария, циркония, ниобия.

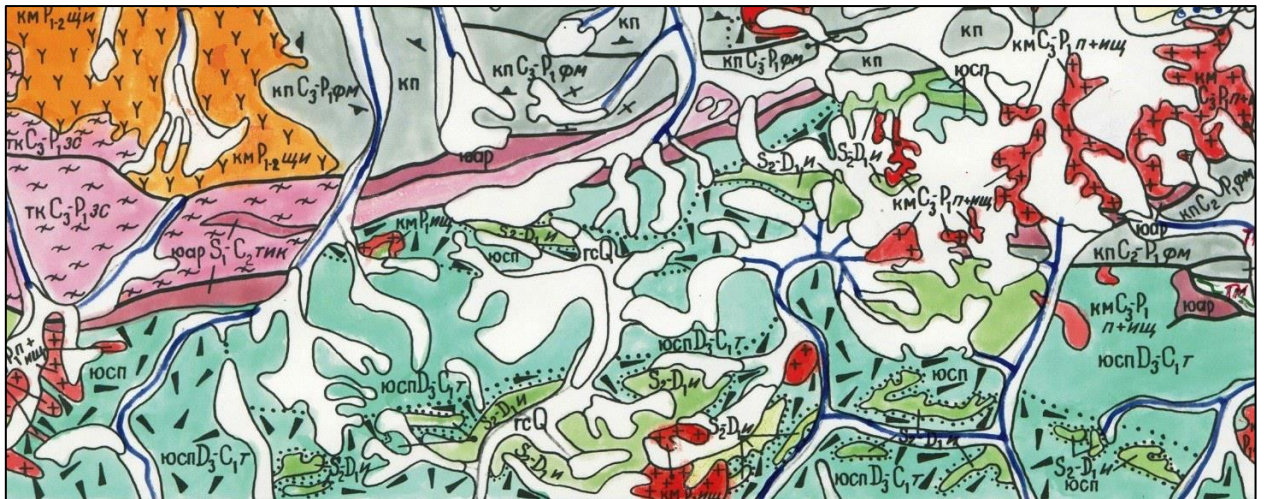
#### **3.3.2.3. СВК южной окраины Алайского микроконтинента**

Из комплексов, соответствующих южной окраине микроконтинента, в современной структуре сохранились: СВК континентального склона и его подножий, терригенного и внешнего шельфа. Также как и в северной части, эти комплексы слагают серию тектонических фрагментов, надвинутых на карбонатные отложения паравтохтона.

##### **3.3.2.3.1. СВК континентального склона и его подножий южной окраины Алайского микроконтинента**

Отложения СВК континентального склона и его подножий /юсп D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> тн/ распространены в основном в самой южной полосе центрального сектора региона, в бассейнах рек Катта-Карамык, Джаман-Кырчин, Янгидаван (южный и северный), Арчабаши, где они занимают обширные площади. Контакты их с

терригенным меланжем или карбонатно-терригенно-кремнистыми образованиями СВК абиссальных равнин тектонические. В пределах СВК широко проявлены зоны динамометаморфических и, реже, термально-купольных преобразований. Отложения СВК прорываются интрузиями коллизионных гранитоидов.



**Рис.3.11. Положение СВК континентального склона южной окраины /юсп D<sub>3</sub>-С<sub>1</sub> ти/ в структуре Туркестано-Алая**

По своему строению этот СВК имеет много общего с образованиями северного континентального склона. Основной объем СВК, который в литературе получил название "Зеравшанский" составляет позднедевонская – раннекаменноугольная маргузорская свита /Козарь, 1983ф/. Ее слагают разнообразные фации глубоководного терригенного осадконакопления - от ламинационно-слоистых пелитов и алевролитов фации контуритов фонового осадконакопления, до грубообломочных конгломератов фаций заполнения каналов и проксимальных частей подводных конусов выноса. В целом преобладают ритмично слоистые песчаники и алевролиты дистальных частей конусов выноса и фоновые алевролиты. По составу песчаники маргузорской свиты относятся к лититовым, реже - к аренитовым ваккам, как правило, с невысокой степенью зрелости. Конгломераты - полимиктовые с алевропелитовым и песчанниковым цементом базального типа и хорошо окатанными гальками песчаников и алевролитов, реже известняков и кремней.

Значительную часть отложений маргузорской свиты (до 80% ее объема) составляют олистостромы. Они состоят из глыб-олистолитов погруженных в нормально стратифицированные терригенные отложения. Размеры глыб изменяются от первых метров до первых километров. Глыбы представлены известняками, в основном, верхнесилурийской - нижнедевонской зеравшанской

толщи и ниже-среднекаменноугольной вольгондской свиты. Реже встречаются глыбы, сложенные кремнями и кремнистыми алевролитами верхнего девона. Единичные олистолиты сложены базальтами и их туфами, серпентинитами.

Данных о геохимической специализации этого СВК не имеется.

### 3.3.2.3.2. СВК терригенного шельфа южной окраины

СВК терригенного шельфа /ютш  $S_1-D_1$  т/ имеет довольно значительное распространение на южных и северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов, протягиваясь широкой (до 8 км) полосой от верховьев р. Зеравшан на западе до р. Янгидаван на востоке. Его выходы ограничены крупными региональными разломами - Туркестанским с севера и Северо-Зеравшанским с юга.

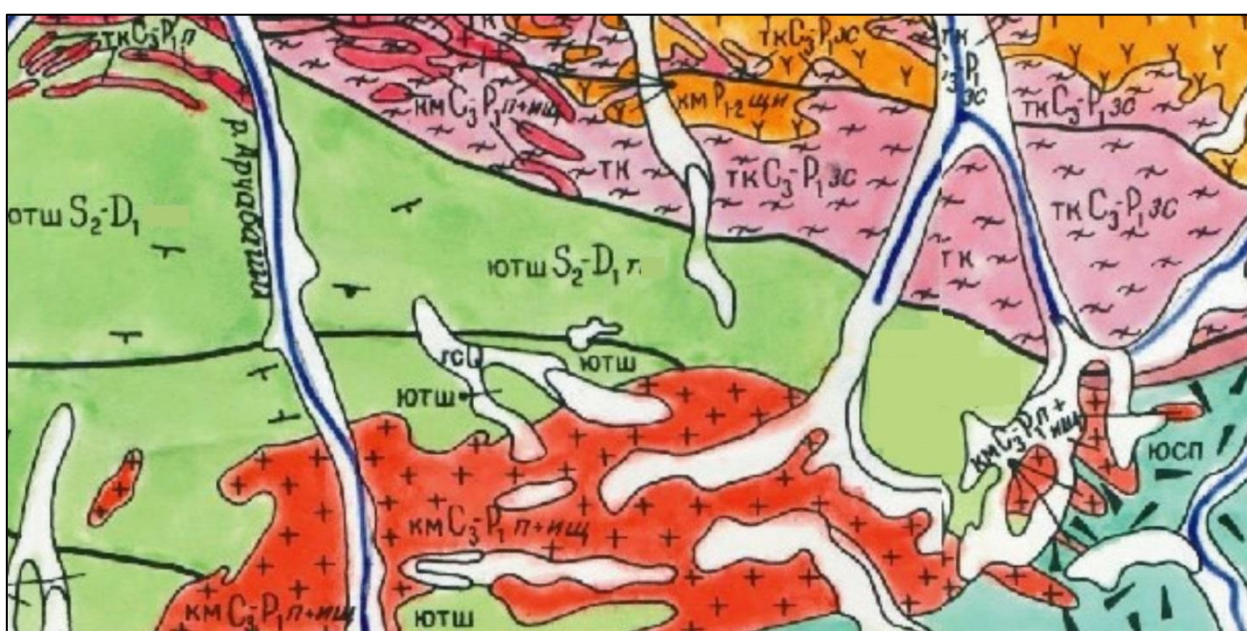


Рис.3.12. Положение СВК терригенного шельфа южной окраины /ютш  $S_1-D_1$  т/ в структуре Туркестано-Алая

В бассейнах рек Сох - Ходжаачкан отложения данного СВК отнесены к Туркестанской единице, в составе которой выделяются лянгарская, кштудакская, падаская, палдоракская, гарибакская, кульская свиты. Все они, за исключением нижнего и верхнего таксонов, имеют достаточно близкий вещественный состав и на многих участках объединяются в шудманскую серию.

По своему литологическому составу отложения данного СВК сходны с описанными выше терригенными фациями шельфа северной части микроконтинента. Отложения описываемого СВК представлены в основном сероцветными сланцами и песчаниками, часто с горизонтами углеродисто-

глинистых сланцев. Нижняя часть СВК (лянгарская свита) отличается повышенной углеродистостью и наличием прослоев замусоренных кремней.

К западу от бассейна р. Сох СВК терригенного шельфа представлен ранне-позднесилурийской осадочной толщей, которая, начинаясь в верховьях р. Арчабаши, протягивается на запад до р. Зеравшан. Толща сложена преимущественно глинистыми и углеродистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и песчаников, на которую наложены процессы интенсивного метаморфизма, в результате чего большинство пород превращено в кристаллические сланцы, кварциты. На участках развития палингено-анатектических гранитоидов степень метаморфизма усиливается и, сформированные здесь метаморфиты вместе с гранитоидами, отнесены к СВК термального купола.

Породы СВК отличаются весьма пестрым петрохимическим составом. По гидролизатному модулю здесь выделяются сиаллиты, миосилиты, гипосилиты и эвсилиты, содержания кремнезема изменяются от 60,67% до 73%, глинозема – от 4,28 до 17,14%, окислов железа - 1,68-6,23%, щелочность – 1,6-6,65% с резким преобладанием калия над натрием. Все породы в той или иной мере обогащены органическим веществом ( $C_{орг.} = 0,3-13,68\%$ ). Углерод имеет облегченный изотонный состав ( $PDB \delta C = 22,4-27,3\text{‰}$ ), что явно указывает на его биогенную природу. Характерно, что углерод в метасоматических прожилках кальцита имеет так же облегченный изотопный состав ( $\delta C$  - до 20,9‰).

Ниже приведены усреднённые данные по породам всего СВК (табл. 3.15, данные по 497 пробам).

Таблица 3.15

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в СВК терригенного шельфа южного склона микроконтинента**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	0.002	0.47
<b>Hg</b>	-	-
<b>Mn</b>	640/	0.64
<b>Ni</b>	59.3	1.0
<b>Co</b>	10.4	0.58
<b>Ti</b>	2591	0.58
<b>V</b>	244	2.7
<b>Cr</b>	103	1.2
<b>Mo</b>	8.5	8.0
<b>Zr</b>	131	0.77
<b>Cu</b>	64.4	1.4
<b>Pb</b>	26	1.6

<b>Ag</b>	0.56	8.0
<b>Sb</b>	8.9	4.5
<b>As</b>	21.4	12.6
<b>Zn</b>	153	1.8
<b>Cd</b>	-	-
<b>Sn</b>	5.9	2.4
<b>Ge</b>	3.3	2.3
<b>Ga</b>	12.6	0.66
<b>Y</b>	38.3	1.3
<b>P</b>	3219	3.5
<b>Ba</b>	4290	6.6
<b>Be</b>	2.3	0.6
<b>Bi</b>	1.17	12
<b>Nb</b>	16.1	0.8
<b>U</b>	-	-
<b>Th</b>	-	-
<b>Li</b>	-	-

Геохимический спектр СВК в порядке убывания КК (в г/т):

**As 21.4, Bi 1.17, C<sub>орг.</sub> 2.5%, Ag 0,56, Mo 8.5, Ba 4290, Sb 8,9, P 3219, V 244, Sn 5.9, Ge 3,3, Zn 153, Pb 26, Cu 64.....**

В породах комплекса концентрируются Bi (до 9 г/т), Ag (до 4 г/т), Mo (до 150 г/т), Ba, P (>>1%), V (до 1500 г/т), Sn (до 30 г/т), Cu (до 200 г/т), Pb (до 150 г/т), Zn (до 1200 г/т), Au (до 0,3 г/т), As (до 1000 г/т), W (до 300 г/т), причем наивысшие значения достигаются в пелитовых углеродистых разностях.

Содержания золота, по-видимому, могут быть и выше приводимых значений, так как не существует удовлетворительной методики его определения в углеродистых породах. На это указывает и повышение концентраций золота в метаморфизованных аналогах СВК, когда оно из металлоорганической формы переходит в самородное состояние. В целом же метаморфические процессы, разрушая металлоорганические соединения, сопровождаются выносом многих рудных элементов.

В пределах неметаморфизованной части СВК известны многочисленные пункты минерализации и аномалии Sb, Pb, Ag, Cu, Au, а для наиболее метаморфизованных участков характерны проявления Sn, Be, Li, W.

### **3.3.2.3.3. Карбонатные СВК внешней части шельфа южной окраины**

Карбонатные отложения, относимые к СВК внешней части шельфа /ювш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> и /, широко развиты на южных склонах и в осевой части Алая. Они слагают серию субшироко вытянутых фрагментов, ограниченных разломами или перекрытых верхнепалеозойскими отложениями. Фрагменты образований СВК в

виде глыб-олистолитов, достигающих 3-5 км, часто фиксируются в олистостромовых фациях янгидаванской свиты.

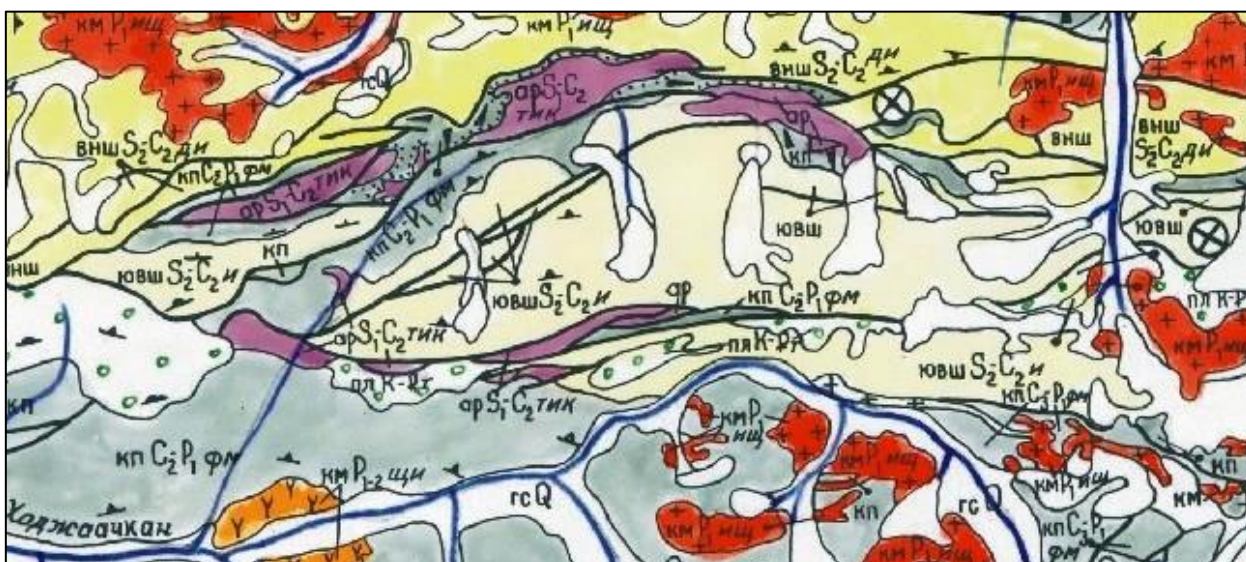


Рис.3.13. Положение СВК внешнего карбонатного шельфа южной окраины /ювш S<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> и/ в структуре Туркестано-Алая

К СВК внешнего шельфа отнесены образования Гаумышского типа разрезов. В центральной части региона, в бассейне р. Гаумыш, они подразделяются на кызталинскую толщу (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>), кызылсайскую (D<sub>1-2</sub>), горимсайскую (C<sub>1-2</sub>), мусторскую (D<sub>2-3</sub>), аялминскую (C<sub>1</sub>), кииксуйскую (C<sub>2</sub>) свиты. За исключением кызталинской толщи, представленной кремнистыми сланцами с прослоями алевролитов, кремней, известняков, породы СВК имеют преимущественно известняковый состав с обилием органических остатков.

Так же как и большинство карбонатных СВК северной окраины микроконтинента, образования рассматриваемого комплекса являются в целом, низколарковыми, почти "стерильными" образованиями (табл. 3.16, данные по 128 пробам).

Таблица 3.16

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в известняках Гаумышской единицы**

Элементы	Среднее	КК
Hg	0.11	/1.3
Mn	277	/0.28
Ni	19	/0.33
Co	3.6	/0.2
Ti	110	/0.02
V	11	/0.12
Cr	65	/0.78
Mo	1.4	/1.3



<b>Zr</b>	н/а	-
<b>Cu</b>	19.1	/0.41
<b>Pb</b>	15.8	/0.99
<b>Ag</b>	0.12	/1.7
<b>Zn</b>	-	-
<b>Sn</b>	2.1	/0.84
<b>Ge</b>	-	-
<b>Li</b>	-	-
<b>P</b>	-	-
<b>Sr</b>	-	-
<b>Ba</b>	342/	0.53
<b>Bi</b>	-	-

На контакте с интрузиями караказыкского комплекса в породах СВК фиксируются многочисленные скарновые проявления и месторождения золото-полисульфидной формации (Караказыкское рудное поле).

### **3.3.3. СВК Южной палеоокеанической структуры**

Образования Южного палеоокеана менее разнообразны по составу, чем СВК северного (Ферганского) океана. Они представлены только одним СВК, сформированным в обстановке абиссальных равнин. К ним отнесены пестрые по составу карбонатно-терригенно-кремнистые отложения.

#### **3.3.3.1. СВК абиссальных равнин Южной палеоокеанической структуры**

Карбонатно-терригенно-кремнистые образования абиссальных равнин Южной палеоокеанической структуры /юар S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> тик/ широко распространены в осевой части и на южных склонах Алайского хребта. Они слагают отдельные фрагменты, мощные покровы, тектонические чешуи, а также глыбы и олистолиты в терригенном полимиктовом меланже.

Структурно породы СВК находятся в аллохтонном залегании. Они шарьированы на карбонатные комплексы южного внешнего шельфа и на образования терригенного шельфа и, как правило, перекрыты верхнепалеозойскими флишоидно-молассоидными отложениями.

Характерная особенность рассматриваемого СВК - присутствие в осадочных толщах вулканических образований, представленных миндалекаменными базальтами, андезитами, туфами базальтового и базальт-риолитового состава, силлами долеритов.



джекендинская толща представлена переслаивающимися вулкано-терригенными сланцами и алевролитами, кремнями и вулкано-терригенными песчаниками. Толща стратиграфически согласно перекрывается сарыбулакской средне-позднедевонской толщей. В ее составе преобладают кремнистые алевролиты и кремни с прослоями алевролитов, туфопесчаников, эффузивов.

Ко второй группе отнесены Ходжаачканский и Кызылэшминский карбонатно-терригенно-кремнистые разрезы. По сравнению с первой группой в составе этой большую роль играют карбонатные осадки, тесно ассоциирующие с кремнистыми и терригенными разностями.

Отложения Ходжаачканского типа имеют широкое распространение в основном к западу от районов выходов разрезов Дараутского типа. Нижняя часть разреза сложена неравномерно чередующимися углеродисто-кремнистыми аргиллитами и калькаренитами (устьголидская ранне-среднесилурийская свита) или глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями алевролитов, кремней известняков, песчаников (кызталинская толща). Выше залегают ранне-среднедевонские кремнистые алевролиты, калькарениты, полимиктовые песчаники, относимые к бозской или кызылсайской свитам. Верхняя часть разреза представлена средне-позднедевонской калаймахмудской свитой преимущественно кремнистого состава и средне-позднекаменноугольной кульдунтауской свитой кремнисто-карбонатного состава.

Образования Кызылэшминского типа разрезов распространены в тех же районах, что и толщи Дараутского типа. Основание Кызылэшминского разреза сложено позднесилурийской – раннедевонской каравакской толщей, представленной органогенно-детритовыми известняками с прослоями известково-глинистых алевролитов. Согласно перекрывающая эту толщу ранне-среднедевонская уканская свита представлена доломитами, известняками, реже – кремнями.

В составе разрезов третьей группы существенную роль играют терригенные осадки, наряду с которыми присутствуют карбонатные и кремнистые отложения. Они установлены в междуречье Тильбе - Янгидаван, в верховьях ручьев Иалису, Янгидаван, Арчабаши, Яшилькуль. Сюда относятся разрезы Урмитан-Демноринской и Вашанской единиц.

Отложения Урмитан-Демноринского разреза слагают тектонический блок значительных размеров (ширина до 12 км, протяженность - 30-35 км), с юга по разломам граничащий с Дархским разрезом и верхнепалеозойскими

терригенными толщами. С севера на него надвинуты отложения терригенного шельфа южной окраины Алайского микроконтинента. В его составе выделяются несколько подразделений. Гарибакская свита (ранний-поздний силур) представлена темными углеродисто-кремнистыми алевросланцами с прослоями битуминозных калькаренитов. Позднесилурийскую рочскую свиту слагают аргиллиты, алевропелиты с редкими прослоями полимиктовых песчаников и калькаренитов. Даинтинская свита (ранний - средний девон) представлена кремнистыми алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников и органогенных известняков. Демноринская свита (средний - поздний девон) сложена тонкослоистыми и листоватыми кремнистыми алевролитами с подчиненным количеством прослоев песчаников, кремней, редко обломочных известняков.

Нижняя часть Вашанского типа разрезов сложена углеродистыми граптолитовыми алевропелитами (имбефская свита венлока – лудлова). В средней части выделяются плитчатые кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями полимиктовых песчаников и калькаренитов - дархская свита позднего силура - раннего девона. Венчает разрез ранне-среднедевонская вашанская свита, в составе которой преобладают обломочные, окремненные известняки (калькарениты), содержащие в виде маломощных прослоев алевролиты и кремни.

*Вулканогенные образования* установлены практически на всем протяжении выходов данного СВК на южных склонах Алая, в разрезах всех трех указанных выше групп. Однако они распространены весьма ограниченно, составляя менее 1% общего объема СВК.

Широкое распространение эффузивы имеют на правом борту р. Кызылсу и на южных склонах водораздела Кызылсу - Текелик, среди терригенно-кремнистых отложений Сарыбулакского типа разрезов.

Вулканиды встречаются практически по всему разрезу, среди пород джекендинской и сарыбулакской толщ. Они образуют невыдержанные по простирацию потоки мощностью от 1 м до 40 м, чередующиеся с терригенными и кремнистыми осадками. Среди вулканогенных образований преобладают базальты, в подчиненном количестве присутствуют вулканокластические породы. Вулканиды относятся к низкокалиевой, низкотитанистой толеитовой серии.

Наиболее широкое распространение вулканиды имеют среди отложений Кызылэшминского типа разрезов. Они встречаются практически по всей полосе

выходов образований этого разреза и приурочены как к терригенно-карбонатно-кремнистым отложениям каравакской толщи, так и к доломитам уканской свиты и слагают пласты и пачки мощностью до первых метров, протяженностью в десятки метров и мощностью до 100 м. Вулканы представлены базальтами, туфами базальтового и базальт-риолитового состава. Отмечаются также отдельные силлы долеритов, относящиеся к субвулканической фации.

Ходжаачканская, Урмитан-Демноринская, Вашанская и Дараутская единицы обладают не только сходными литолого-седиментологическими особенностями, но и близкой геохимической специализацией (табл. 3.17).

Таблица 3.17

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентраций (г/т/КК) в терригенно-кремнистых СВК "Южного" палеоокеана**

Фации СВК	1	2	3	4	5	6
Кол-во проб	48	35	42	32	24	25
Hg	-	0.08/0.96	-	-	-	0.16/1.9
Mn	506/0.51	1020/1.0	1014/1.0	173/0.17	377/0.37	1100/1.1
Ni	86.4/1.5	39.1/0.67	30.2/0.52	67.2/1.2	80.0/1.4	76/1.3
Co	12.7/0.71	10.3/0.57	7.5/0.42	-	11.3/0.63	11/0.61
Ti	2821/0.63	н/а	н/а	2825/0.63	3130/0.70	н/а
V	236/2.6	54/0.6	38/0.42	347/3.9	189.5/2.1	90/1.0
Cr	116/1.4	31.4/0.41	18.4/0.22	157.5/1.9	125.5/1.5	н/а
Mo	7.4/6.7	3.4/3.1	3.9/3.5	4.3/3.9	2.16/2.0	3.7/3.4
Zr	134/0.79	н/а	н/а	132/0.77	159/0.94	138/0.81
Cu	91/1.94	128/2.7	102.6/2.2	70/1.5	108.5/2.3	105/2.2
Pb	19.2/1.2	12.1/0.76	10.0/0.62	12.5/0.78	24.5/1.5	78/4.9
Ag	0.73/10.4	0.084/1.2	0.082/1.2	1.16/16.6	0.4/5.7	0.2/2.9
Zn	206/2.5	56/0.67	39/0.47	90/1.1	280/3.4	70/0.84
Sn	5.8/2.3	3.5/1.4	4.9/2.0	5.3/2.1	8.6/3.4	14.3/5.7
Ga	12.2/0.64	н/а	н/а	15.2/0.8	18.1/0.95	13.5/0.71
Y	27.8/0.96	30.0/1.0	19.8/0.68	38.8/0.63	38.0/1.3	19/0.66
P	2567/2.8	н/а	н/а	4500/4.8	1445/1.6	720/0.77
Ba	3962/6.1	679/1.0	703/1.1	4350/6.7	3120/4.8	860/1.3
Au	-	-	0.01/2.3	-	-	-
Li	29.8/0.93	25.3/0.79	-	-	28.5/0.89	-
Nb	12.8/0.64	-	-	15.4/0.77	16.1/0.8	-
Be	1.36/0.36	2.3/0.60	-	1.7/0.45	1.8/0.47	1.7/0.45
Bi	1.3/13	-	-	1.4/14	1.3/13	-
W	-	-	-	-	10.3/7.9	-
Ge	3.0/2.1	-	-	3.3/2.4	3.4/2.4	-

Примечание:

Ходжаачканский аллохтон:

- 1 - кремнисто-углеродистые сланцы, алевролиты, устьголидская свита (S<sub>1-2</sub>ug);
- 2 - кремни, кремнистые сланцы, калькарениты, калаймахмудская свита (D<sub>1-3</sub>km);
- 3 - калькарениты, кремни, кремнистые алевролиты, кульдунтауская свита (C<sub>1-2</sub>kt).

Вашанский аллохтон:

- 4 - глинисто-углеродистые алевросланцы, имбефская свита (S<sub>1-2</sub>im);
- 5 - глинистые алевролиты, аргиллиты, кремни, песчаники, дархская свита (S<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>drh);
- 6 - калькарениты, кремни, кремнистые алевролиты, вашанская свита (C<sub>1-2</sub>vs);

Продолжение таблицы 3.17

Фации СВК	7	8	9	10
Кол-во проб	124	423	34	67
Hg	0.32/3.9	0.13/1.6	0.14/1.7	-
Mn	454/0.45	743/0.74	973/0.97	636/0.64
Ni	28.8/0.5	40.7/0.7	9.1/0.16	96/1.7
Co	5.3/0.29	10.3/0.57	1.8/0.1	14.9/0.83
Ti	н/а	н/а	н/а	2140/0.48
V	94.3/1.0	68/0.76	27/0.3	196/2.2
Cr	42.2/0.51	39.2/0.47	12.3/0.15	91.5/1.1
Mo	3.9/3.5	3.3/3.0	3.3/3.0	8.1/7.4
Zr	30.3/0.18	60/0.35	62/0.36	109/0.64
Cu	33.1/0.7	51.5/1.1	6.8/0.14	107/2.3
Pb	6.7/0.42	7.7/0.48	3.9/0.24	19.1/1.2
Ag	0.11/1.6	0.06/0.86	0.03/0.43	0.67/9.6
Zn	44/0.53	55/0.66	11/0.13	179/2.2
Sn	1.1/0.44	1.8/0.72	-	4.7/1.9
Ga	12.3/0.65	н/а	5.6/0.19	12/0.63
Y	22.2/0.77	21.4/0.74	10.5/0.36	40/1.43
P	364/0.39	253/0.27	-	6660/7.2
Ba	837/1.3	623/0.96	329/0.51	699/1.1
Au	0.003/0.74	0.004/0.93	0.006/1.4	-
Li	-	-	-	21.8/0.68
Nb	4.5/0.23	7.8/0.37	-	14.8/0.74
Be	2.0/0.52	2.0/0.52	-	3.9/0.77
Bi	-	-	-	1.1/11
W	-	-	-	-
Ge	-	-	-	3.2/2.3

Примечание:

Дараутский аллохтон:

7 - углеродистые алевросланцы, кремни, ириджилгинская свита (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> ir);

8 - кремнистые алевролиты, дараутская толща (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub> dr);

9 - известняки, кремни, кремнистые алевролиты, устьтерекская свита (C<sub>1-2</sub> ust);

Урмитан-Демноринский аллохтон:

10 - углеродисто-кремнистые алевролиты, гарибакская свита (S<sub>1-2</sub> gb).

Во всех единицах основание слагается глинисто-углеродистыми, кремнисто-углеродистыми сланцами и алевролитами с линзами калькаренитов (устьголидская, гарибакская, имбефская, ириджилгинская свиты), охватывающими в целом возрастной интервал от раннего силура до части раннего девона. Судя по значительным концентрациям фосфора и появлению кремнистых фосфоритов, здесь осадконакопление в значительной мере контролировалось процессами апвеллинга. Помимо фосфора, в черных сланцах этих обстановок концентрировались Ag, Ba, Mo, Bi, Cu, V, незначительно повышены Ni, и Cr, реже – Zn, Sn, Sb, As, Au. Осадконакопление в устьголидской, имбефской и гарибакской свитах сопровождалось незначительным сероводородным заражением, на что указывает коэффициент стагнации Mo/Mn > 0,01 /Холодов, 1991/.

Ниже приведены геохимические спектры углеродистых образований СВК в порядке убывания КК (в г/т).

Устьголидская свита: **Bi 1.3, Ag 0.73, Mo 7.4, Ba 3962, P 2567, V 236, Zn 206, Sn 5.8, Ge 3.0, Cu 91, Ni 86.4, Cr 116, Pb 19.2.....**

Имбефская свита: **Ag 1.16, Bi 1.4, Ba 4350, P 4500, Mo 4.3, V 347, Ge 3.3, Sn 5.3, Cr 157.5, Cu 70, Ni 67.2, Zn 90.....**

Ириджилгинская свита: **Hg 0.32, Mo 3.9, Ag 0.11, Ba 837.....**

Гарибакская свита: **Bi 1.1, Mo 8.1, P 6660, Cu 107, Ge 3.2, Zn 179, V 196, Sn 4.7, Ni 96, Y 40 Pb 19.1, Cr 91.5.....**

В углеродистых породах этих обстановок четко фиксируются три основные петрогенетические ассоциации элементов: Ag, Mo, V, Bi, Ba, Hg, Ge – элементы связанные с биогенной концентрацией; Zn, Ni, Co, Cu, Mn – элементы связанные с влиянием основного вулканизма; Ti, Ga, Sn, Zr, Pb, Nb, Be – группа инертных элементов, связанных с кластогенными процессами.

Кремнистым кластическим осадкам девонского периода отвечает преимущественно околосларковое распределение элементов с незначительным повышением содержаний Cu, Mo, Mn, иногда и Bi. Образования Вашанской единицы в девонское время находились под влиянием процессов апвеллинга и, соответственно, спорадически отмечаются фосфоритсодержащие углеродистые осадки с концентрирующимися Bi, Ag, Zn, W, Sn, Ba, V, Cu, Mo, Ni.

На ранне-среднекаменноугольном этапе фоновое кремнистое осадконакопление, в результате разрушения карбонатных барьерных гряд, дополняется горизонтами калькаренигов, следствием чего является общее снижение концентраций металлов. В ряде случаев в осадках C<sub>1-2</sub> отмечаются повышенные значения Mo, Mn, Cu, Sn, Pb, Au.

С терригено-кремнистым СВК генетически связана рассеянная медная, молибденовая, серебряная минерализация. На уровне нижнего - среднего карбона отмечаются мелкие проявления Cu и Mn. Под воздействием гранитоидов коллизионного этапа в пределах СВК локализуются проявления Au, Ag, Sn, а также блеклосульфидно-сульфосольная минерализация.

В целом околосларковое распределение металлов в кремнистых пелагических осадках, незначительная мощность металлоносных углеродистых толщ не благоприятствует образованию здесь промышленного оруденения. Последние могли служить лишь дополнительными источниками Ag, Mo, Cu, Hg и Au при становлении плутоногенно-гидротермальных систем.

### 3.4. СВК этапа взаимодействия океанической и континентальных плит

Этап взаимодействия охватывает период времени от позднего девона до верхов позднего карбона. Для него характерен тектонический режим сжатия на фоне процессов субдукции коры Ферганского палеоокеана под Алайский микроконтинент и частичной ее обдукции, вместе с шарьированием осадочных СВК абиссальных равнин, континентального склона и частей внешнего шельфа на паравтохтонные образования внутренней части шельфа.

В Туркестано-Алае из образований, которые можно связывать с субдукцией, установлены фрагменты СВК вулканогенной островной дуги, фрагменты СВК субдукционного желоба, а также принадлежащие непосредственно зоне субдукции динамосланцы и полимиктовый серпентинитовый меланж.

С более поздними процессами субдукции и шарьирования также связано формирование ряда специфических комплексов: фронтальных олистостромов, полимиктовых терригенных и мономиктового серпентинитового меланжей.

#### 3.4.1. СВК зоны субдукции Б

К СВК зоны субдукции Беньофа относятся динамосланцы, полимиктовый серпентинитовый меланж, субдукционный жёлоб, вулканическая островная дуга.

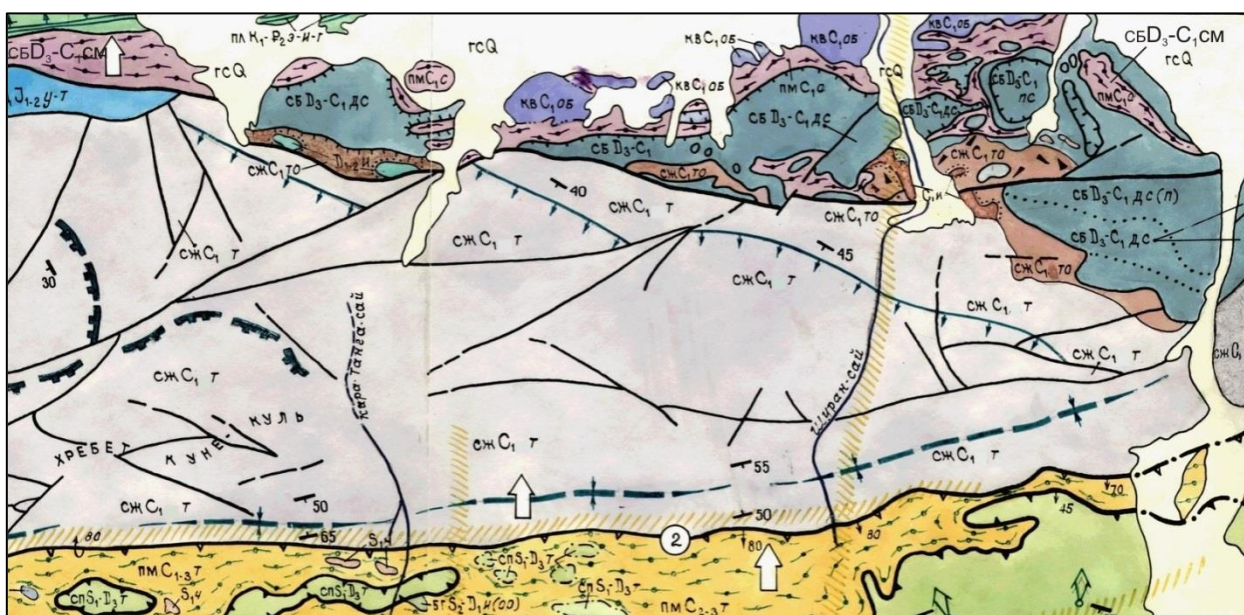


Рис.3.15. Положение СВК зоны субдукции Беньофа /сб D<sub>3</sub>-С<sub>1</sub> дс, см / /од С<sub>1-2</sub> ищ/ /сж С<sub>1</sub> т/ в структуре Туркестано-Алая. Канский фрагмент



#### 3.4.1.1. Динамосланцы зоны субдукции

Из метаморфических образований с зоной субдукции Беньофа связано формирование существенно метабазитовых зеленых и голубых сланцев канского комплекса /сб D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> дс/. Эту интерпретацию "канские сланцы" получили сравнительно недавно / Бискэ, 1989, Лыточкин, 1992/. Ранее они традиционно рассматривались как реликты докембрийского фундамента. Однако многочисленные данные о возрасте показывают, что метаморфизму подвергались и более молодые образования (по крайней мере, силурийские и позднедевонские – раннекаменноугольные).

Происхождение зеленых и голубых глаукофансодержащих сланцев связывается здесь с субдукцией холодной океанической плиты под край континента /Колман, 1979; Шульц, 1991/. По-видимому, только в этой обстановке могут реализоваться те специфические условия, при которых происходит формирование глаукофановых фаций: сочетание низких температур с высоким давлением. Подобный механизм, вероятно, является единственной приемлемой моделью формирования метаморфитов канского комплекса. При этом северная полоса динамосланцев является реликтом сутурной зоны, а более южные фрагменты - выдавленными из этой зоны бескорневыми аллохтонами.

Структурная позиция канского комплекса подробно изучена Г.С. Бискэ /1989/. Он отмечает, что зеленые сланцы слагают серию покровов, занимающих структурное верхнее положение в надвиговой полосе северной ветви герцинид. Они залегают на офиолитовых пластинах или серпентинитовом меланже.

В Туркестано-Алае выходы метаморфитов канского комплекса отмечаются в основном в северной части, в Канской полосе и в горах Карачатыр. Серия выходов зеленых сланцев установлена так же в бассейне р. Акбура.

Более широкое распространение зеленые сланцы имеют в смежных с Туркестано-Алаем фрагментах Южно-Тянь-Шанской покровно-складчатой области. На западе зеленосланцевые покровы, подстилаемые офиолитовым меланжем, установлены в Северном Тамдытау и Букантау. Еще более полно представлены зеленосланцевые покровы вместе с подстилающими их тектоническими пластинами офиолитов на востоке, в бассейне р. Нарын. Аналогичные сланцам канского комплекса образования установлены и в Кокшаальском секторе Южного Тянь-Шаня.

Наиболее представительные разрезы метаморфитов в Туркестано-Алае установлены в Канской полосе. Здесь сланцы тектонически перекрывают

серпентинитовый меланж, образуя множество крупных пластин и тектонических останцов, а также встречаются в виде глыб в меланже. Метасланцы канского комплекса образовались в основном по вулканитам (базальтам), реже – серпентинитам и габброидам офиолитовой ассоциации и терригенно-кремнистым отложениям. Каждая из перечисленных разновидностей пород при метаморфизме дала свой минеральный парагенезис, как правило, относящийся к глаукофансодержащей субфации фации зеленых сланцев.

Основные разновидности пород канского комплекса следующие: апобазитовые, апосерпентинитовые, апогаббровые, аподиабазовые, апокремнистые динамосланцы и метапелиты. Наиболее разнообразные минеральные ассоциации установлены в апобазитовых динамосланцах: альбит-эпидот-хлорит-стильпномелан-кварц; актинолит-роговая обманка-эпидот-хлорит; карбонат-эпидот-хлорит-кварц. Спорадически встречаются глаукофансодержащие ассоциации. В целом минеральные парагенезисы метаморфитов показывают их соответствие фации глаукофановых сланцев, средне- и высокотемпературным субфациям зеленых сланцев.

Геохимические и петрохимические характеристики метаморфитов сходны с основными особенностями подвергшегося метаморфизму пород офиолитового комплекса (табл. 3.18, количество проб - 837).

Таблица 3.18

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в динамосланцах зоны субдукции Беньофа**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Hg</b>	0.6	7.3
<b>Mn</b>	1746	1.7
<b>Ni</b>	126	2.2
<b>Co</b>	24.1	1.3
<b>Ti</b>	3130	0.7
<b>V</b>	110	1.2
<b>Cr</b>	135	1.6
<b>Mo</b>	1.64	1.5
<b>Zr</b>	54.7	0.32
<b>Cu</b>	64	1.4
<b>Pb</b>	9.9	0.62
<b>Ag</b>	-	-
<b>Sb</b>	-	-
<b>As</b>	-	-
<b>Zn</b>	49.7	0.6
<b>Sn</b>	1.8	0.72
<b>Ga</b>	4.3	0.23
<b>Y</b>	24.9	0.86

<b>P</b>	430	0.46
<b>Ba</b>	210	0.32
<b>Be</b>	0.7	0.18
<b>Nb</b>	7.9	0.46
<b>Sr</b>	-	-

Специализация динамосланцев на ртуть может быть связана с ртутной дегазацией мантийных уровней и последующим перераспределением ртути при динамометаморфических процессах в зоне субдукции.

#### **3.4.1.2. Серпентинитовый меланж зоны субдукции**

К СВК зоны субдукции относится полимиктовый серпентинитовый меланж Южно-Ферганского комплекса /сб D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> см/. Меланж имеет в основном общие с динамосланцами районы распространения. Наиболее значительные его выходы - Канский, Абширский и Араванский фрагменты, серия мелких выходов известна в горах Карачатыр. Отдельные пластины серпентинитового меланжа установлены в бассейнах рек Чиле, Киргизата, Акбура.

Серпентинитовый меланж детально изучен в Канской полосе /Куренков, 1983, Абакумова, 1992; Лыточкин, 1992; Ненахов, 1992/. Эта полоса имеет значительный размеры (3,5-4 км x 30 км), крутые тектонические контакта с мезокайнозойскими и верхнепалеозойскими отложениями. Матричный тектонит меланжа сложен апогарцбургитовыми и аподунитовыми, реже аполерцолитовыми серпентинитами. В меланже содержатся многочисленные глыбы - включения различного состава и возраста, с размерами от первых десятков сантиметров до нескольких сотен метров. Широко распространены глыбы осадочных пород: кремней-радиоляритов, кремнистых алевроитов, яшмоидов среднего - позднего девона, органогенных известняков раннего - среднего девона; офиолитокластовые брекчии. Многочисленные глыбы представлены разнообразными динамосланцами, а также метасоматитами: родингитами, листовенитами, биотит-скаполитовыми породами. Часто встречаются глыбы магматических пород. Это образования офиолитовой ассоциации: базальты, габбро-долериты, габбро-нориты, габбро, пироксениты, лерцолиты, а также магматические породы, формационная принадлежность которых не выяснена: лавы и туфы плагиориолитов, альбититы, амфиболовые габбро и горнблендиты. Установлены также очень редкие глыбы шпинелевых габбро и хромититов, являющихся, по-видимому, мантийными ксенолитами.

Серпентинитовый меланж в Канской полосе на многих участках перекрывается своеобразным комплексом осадочно-метасоматических образований - офиолитокластовыми брекчиями орусбулакского комплекса, которые возникли за счет подводного размыва и гальмиролиза меланжа.

Араванский фрагмент полимиктового серпентинитового меланжа расположен к юго-западу от одноименного поселка, имеет размеры 1 x 6 км. Здесь установлена серия пластообразных тел серпентинитов, вытянутых в субширотном направлении и чередующихся с динамосланцами канского комплекса, с которыми серпентиниты имеют тектонические контакты. Араванский меланж сложен практически нацело рассланцованными антигоритовыми серпентинитами. Глыбы в меланже встречаются значительно реже, чем в Канской полосе. Они сложены габбро-пегматитами, родингитами, апобазитами, динамосланцами. Отдельные глыбы представляют собой фрагменты габбро-перидотитового расслоенного комплекса.

Наиболее крупный из фрагментов серпентинитового меланжа в данном районе – Абширский, имеющий размеры 0,2-0,5 км x 13 км. Серпентинитовое тело представляет собой пластину, падающую на юг под углами 60-70°. Контакты тела с окружающими силурийскими терригенными отложениями тектонические. С южной стороны к телу примыкает полоса терригенного полимиктового меланжа. Абширский фрагмент сложен апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, которые часто передроблены и рассланцованы. Среди серпентинитов встречается немногочисленные глыбы габбро, габбро-норитов, габбро-долеритов, плагиогранитов.

Возрастной предел формирования меланжа определяется присутствием в глыбах позднедевонских кремней, а также офиолитокластовых брекчий раннекаменноугольного орусбулакского комплекса.

Серпентинитовый полимиктовый меланж Туркестано-Алая является типичным примером субдукционного меланжа. Составляющий его основную часть серпентинитовый матрикс сформирован за счет преобразования перидотитов: дунитов и гарцбургитов. Серпентиниты содержат мантийные ксенолиты, а также многочисленные глыбы различных СВК. Среди магматических образований в глыбах, помимо офиолитовой ассоциации рифтовой зоны, можно выделить также фрагменты СВК островной дуги (плагиориолиты) и реликты зрелых океанических островов (амфиболовые габбро, горнблендиты). Это свидетельствует о том, что Ферганский океан в ордовикско-девонское время представлял собой громадную

океаническую структуру с зонами спрединга, океаническими островами и вулканическими островными дугами.

Геохимическая специализация серпентинитового меланжа зоны субдукции приведена в таблице 3.19 (данные по 332 пробам).

Таблица 3.19

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в серпентинитовом меланже зоны субдукции**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Hg</b>	0.29	3.4
<b>Mn</b>	1370	1.4
<b>Ni</b>	1610	28
<b>Co</b>	86.5	4.8
<b>Ti</b>	700	0.15
<b>V</b>	53	0.59
<b>Cr</b>	1510	18
<b>Mo</b>	2.1	1.9
<b>Zr</b>	32.3	0.19
<b>Cu</b>	19	0.4
<b>Pb</b>	3.0	0.19
<b>Ag</b>	-	-
<b>Sb</b>	-	-
<b>As</b>	-	-
<b>Zn</b>	38	0.46
<b>Sn</b>	1.6	0.64
<b>Ga</b>	-	-
<b>Y</b>	12.9	0.44
<b>P</b>	330	0.37
<b>Ba</b>	256	0.39
<b>Be</b>	1,0	0.26
<b>Nb</b>	13	0.65
<b>Sr</b>	-	-

Геохимический спектр серпентинитового меланжа (в г/т):

**Ni 1610, Cr 1510, Co 86.5, Hg 0.29.....**

Специализация серпентинитового меланжа на ртуть также может быть связана с ртутной дегазацией мантийных уровней.

**3.4.1.3. СВК вулканической островной (энсиалической?) дуги**

В регионе СВК вулканической островной (энсиалической?) дуги /од С<sub>1-2</sub> ищ/ представлен имеющей незначительное распространение караташской осадочно-вулканогенной свитой и еще более редкими образованиями караташского вулканоплутонического комплекса. Выходы караташской свиты отмечаются от правого борта р. Сох до перевала Баткен. Вулканиды слагают здесь несколько

останцов тектонического покрова размерами от нескольких метров до 300 x 850 метров, залегающих на полимиктовом терригенном меланже тульского комплекса, а также глыбы в последнем.

В составе свиты преобладают спекшиеся и агломератовые туфы базальт-андезит-дацит-риолитового состава, реже встречаются лавы того же состава, широко распространены вулканомиктовые породы, встречаются прослои и линзы глинистых и кремнистых сланцев и алевролитов, известняков. Все магматические образования караташской свиты и караташского комплекса принадлежат к непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии. Ранне-среднекаменноугольной возраст караташской свиты установлен по находке конодонтов в линзе известняков.

Геохимическая специализация пород караташской свиты изучена слабо (табл. 3.20, данные по 87 пробам).

Таблица 3.20

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в кислых и средних вулканитах (С<sub>1-2</sub> krt) островной дуги**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Hg</b>	0.59	7.2
<b>Mn</b>	1977	2.0
<b>Ni</b>	24.3	0.43
<b>Co</b>	15.3	0.85
<b>Ti</b>	1714	0.38
<b>V</b>	103	1.1
<b>Cr</b>	24.6	0.3
<b>Mo</b>	2.3	2.1
<b>Zr</b>	57.4	0.34
<b>Cu</b>	41.2	0.88
<b>Pb</b>	16.2	1.0
<b>Ag</b>	-	-
<b>Sb</b>	-	-
<b>As</b>	-	-
<b>Zn</b>	42.9	0.52
<b>Sn</b>	1.4	0.56
<b>Ga</b>	10.0	0.53
<b>Y</b>	31	1.1
<b>P</b>	879	0.95
<b>Ba</b>	479	0.74
<b>Nb</b>	-	-
<b>Sr</b>	-	-

Как с современными, так и с древними островными дугами и вулканоплутоническими поясами над зонами субдукции связаны месторождения

золота, серебра, полиметаллов и т. д. /Магматические... 1987/. Однако весьма незначительное развитие СВК этого типа в регионе не позволяет предполагать для них каких-либо перспектив в этом отношении.

#### 3.4.1.4. СВК субдукционного желоба

К СВК субдукционного желоба /сж С<sub>1</sub> т/ отнесены своеобразные терригенные и глыбово-хаотические образования, ассоциирующиеся с описанными выше СВК зон субдукции. Они установлены на двух участках: в восточной части Канской полосы и в горах Карачатыр, где выделены, соответственно, в аккапчигайскую и коксарайскую свиты. В обоих случаях брекчии с разрывом залегают на динамосланцах канского комплекса и перекрываются терригенными отложениями Карачатыр-Шуранского прогиба.

Раннекаменноугольная аккапчигайская свита представлена брекчиями, сложенными обломками динамосланцев канского комплекса, с беспорядочной хаотической внутренней структурой. В брекчиях содержатся глыбы-олистолиты тех же динамосланцев, а также кремней и кремнистых алевролитов. Эти особенности строения и состава характерны для всех участков распространения свиты.

Металлогеническая специализация пород субдукционного желоба показана в таблице 3.21 (данные по 120 пробам).

Таблица 3.21

#### Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в СВК субдукционного желоба

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Hg</b>	0.16	1.9
<b>Mn</b>	733	0.73
<b>Ni</b>	32.2	0.56
<b>Co</b>	10.8	0.6
<b>Ti</b>	400	0.09
<b>V</b>	58.2	0.65
<b>Cr</b>	94.6	1.1
<b>Mo</b>	3.0	2.7
<b>Zr</b>	56.7	0.33
<b>Cu</b>	16.4	0.35
<b>Pb</b>	9.0	0.33
<b>Ag</b>	-	-
<b>Sb</b>	-	-
<b>As</b>	-	-
<b>Zn</b>	14	0.17
<b>Sn</b>	1.9	0.76

<b>Ga</b>	н/а	н/а
<b>Y</b>	н/а	н/а
<b>P</b>	150	0.16
<b>Ba</b>	547	0.84
<b>Be</b>	н/а	н/а
<b>Nb</b>	н/а	н/а
<b>Sr</b>	1160	3.4

**Все СВК - индикаторы этапа субдукции Бенъофа** - обладают хорошо выраженной ртутной специализацией. Так, в metabазитовых динамосланцах средние содержания ртути 0,6 г/т, в матриксе серпентинитового меланжа – 0,29 г/т, в островодужных вулканитах – 0,59 г/т, что превышает кларк земной коры в 3-7 раз. В меньшей степени обогащены ртутью терригенные образования компенсированного субдукционного желоба (0,16 г/т).

Специализация указанных СВК может быть связана с ртутной дегазацией мантийных уровней и последующим перераспределением ртути при динамометаморфических процессах в зоне субдукции. В дальнейшем ртуть попадает в субдукционный желоб с обломками пород. Так, в кунякульских конгломератах раннего - среднего карбона известны находки галек лиственитизированных известняков и вулканитов с прожилками киновари, не выходящими за пределы этих галек /Белоусов, 1983/.

В зонах метаморфических процессов, связанных с субдукцией, обогащенные участки ультрабазитового комплекса могли стать источником ртути при формировании месторождений лиственитового типа (**Чонкой, Калача, Сарыташ** и др.). В современной структуре региона эти рудные объекты располагаются в виде глыб-отторженцев в матриксе серпентинитового и терригенного меланжей или находятся среди пластин офиолитов, обдуцированных на шельфовые комплексы микроконтинента.

Помимо ртути матрикс серпентинитового меланжа несет высокие концентрации Mn, Ni, Cr, Co (тысячи г/т), что вполне соответствует вещественному составу этих ультраосновных пород.

Высокие содержания Cr, Ni (до 1,03%), Au (до 1,4 г/т), Pd (до 0,4 г/т), Pt (до 0,12-0,2 г/т) установлены и в эдафогенных образованиях - офиокальцитовых брекчиях, сформированных за счет гальмиролиза (подводного выветривания) ультрабазитов.

С серпентинитами связаны проявления хромитов, магнезита, талька и асбеста, а также никелевая минерализация (**Шуран, Шаматал, Карагой** и др.).



С серпентинитовым меланжем пространственно (но не генетически) ассоциирует и полиметаллическое оруденение (**Канское** рудное поле), приуроченное к аллохтонным глыбам доломитов, метасланцев, базальтоидов к плагиориолитов. Помимо ведущих свинца и цинка, здесь отмечаются существенные примеси Ag, Hg, Cu, Sb, Cd, Mn, Ba, Sr. Эти руды по своему составу и составу вмещающих толщ приближаются к рудам Учкулач-Гузанского района и являются, по-видимому, островодужными (энсиалическими) эксгальционно-осадочными образованиями /Панкратьев, 1990/. Высокая марганцовистость канских руд весьма показательна для данной обстановки формирования.

Южнее Канского рудного поля располагается полоса мелких рудных проявлений (Шунк-Птоуский участок), приуроченных к серии кварц-анкеритовых, кварц-кальцит-анкеритовых жил среди конгломератов. Помимо киновари, здесь отмечены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Геодинамическая интерпретация данных объектов позволяет предполагать на глубине наличие серпентинитового меланжа, включающего глыбы с полиметаллическим оруденением, аналогичным Канскому.

### 3.4.2. СВК - индикаторы покровообразования

К данной группе СВК относятся комплексы, формирование которых происходило в процессе тектонических деформаций, связанных с покровообразованием. Это меланжи различных типов. По составу матрикса здесь выделяются серпентинитовые и терригенные меланжи /Лыточкин В.Н., 1993ф/.



Рис. 3.16. Принципиальная схема образования меланжей

#### **3.4.2.1. Серпентинитовые меланжи**

В Туркестано-Алае серпентинитовые меланжи /п С<sub>2-3</sub> см/, связанные с покровообразованием, установлены в Сарталинской полосе, на Каракольском участке, а также в Джейранбельском массиве.

На участке Каракол серпентинитовый меланж слагает полосу 50-200 м x 10 км. Полоса меланжа здесь разделяет две офиолитовые пластины, сложенные вулканитами киргизатинского комплекса. Матриksom меланжа являются серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, на одних участках интенсивно тектонизированные, развальцованные, перетертые, на других - плотные, массивные. Глыбы занимают около 15% объема меланжа, имеют размеры от нескольких метров до 100 x 300 м, сложены лерцолитами, оливиновыми пироксенитами, габбро, габбро-норитами, долеритами, оливиновыми базальтами с прорывающими их дайками габбро-долеритов.

Серпентинитовый меланж слагает также большую часть Джейранбельского массива. Матрикс здесь представлен апогарцбургитовыми, аподунитовыми, в отдельных случаях аполерцолитовыми серпентинитами, в различной степени тектонизированными. Глыбы имеют размеры от нескольких метров до сотен метров. Среди них установлены габбро, оливиновые пироксениты, базальты, фрагменты нетектонизированных серпентинизированных перидотитов расслоенного габбро-перидотитового комплекса /Абакумова, 1992/. Встречаются отдельные блоки перидотитов или базальтов, прорванных штоками габброидов.

Серпентинитовые меланжи оснований покровов, в отличие от меланжей зоны субдукции, имеют значительно меньшие масштабы проявления. Они формируются в ходе движения офиолитовых пластин. Серпентинизированные гипербазиты, участвующие в строении этих ассоциаций, легко подвергаются деформациям и превращаются в тектониты, в которые в виде глыб попадают фрагменты других комплексов офиолитов. Характерной чертой, отличающих меланжи этого типа от субдукционных, является более однообразный (мономиктовый) состав обломков, которые в основном представлены породам офиолитовой ассоциации.

#### **3.4.2.2. Терригенные меланжи**

Тектонизированные глыбово-хаотические комплексы – терригенные меланжи /п С<sub>2-3</sub> тм/ - имеют в Туркестано-Алае широкое распространение. Здесь выделены несколько различных по составу и структурному положению

тектоногенных комплексов: тувльский, алайский, суратский, музкаринский. Все они имеют средне-позднекаменноугольной возраст.

#### **3.4.2.2.1. Суратский мономиктовый меланж**

Терригенный мономиктовый автокластический меланж суратского комплекса имеет незначительное распространение. Он развит по терригенным отложениям сарыкамышской серии (СВК северного континентального склона и его подножий), структурно приурочен к подошвам чешуйчатых надвигов, осложняющих внутреннюю структуру этих отложений, слагает пластобразные линзовидные тела мощностью до 200-300 м. Матричный тектонит меланжа этого типа развивается по высокопластичным, преимущественно глинистым породам *пульгонской* свиты или алевролитам джидалинской свиты. Глыбы обычно представлены грубообломочными породами (песчаники, гравелиты, конгломераты), входящими состав тех же терригенных пачек, что и матрикс. Нередко суратский меланж развивается по гравитационным олистостромам, которые имеют широкое распространение среди отложений сарыкамышской серии. В этом случае он имеет более пестрый состав за счет чужеродных глыб-олистолитов, представленных известняками, фтанитами, углеродисто-кремнистыми сланцами.

Суратский терригенный мономиктовый меланж развит по терригенному комплексу Алыш-Сарыкамышской единицы и, потому, в геохимическом отношении наследует специфику слагающих этот комплекс пород различных фаций пульгонской и джидалинской свит. Здесь могут наблюдаться как участки с повышенными значениями Hg, Au, Sb, As, Ba, Mo, Sn W, Bi, так и участки с околочларковым распределением элементов.

#### **3.4.2.2.2. Музкаринский полимиктовый меланж**

Музкаринский комплекс также распространен локально. Меланж этого типа развивается за счет тектонизации фронтальных олистостромовых комплексов, распространенных в подошвах тектонических покровов. Мощности этих меланжей не превышает 100-250 м. Тела микститов этого типа были установлены в верховьях руч. Гаумыш. Матрикс музкаринского комплекса развивается по флишевым образованиям янгидаванской свиты.

Музкаринский терригенный полимиктовый меланж, развитый по флишевым образованиям янгидаванской свиты и включающий глыбы пород из Гаумышской и

Ходжаачканской единицы, наследует геохимические особенности Янгидаванской единицы и рудной минерализации не содержит.

#### **3.4.2.2.3. Алайский полимиктовый меланж**

Алайский комплекс выявлен в междуречье Джилису – Янгидаван. Матричный тектонит меланжа развивается по высокопластичным породам рочской и гарибакской свит (СВК абиссальных равнин южной палеоокеанической структуры). Он включает недеструктурированные блоки, пород этих свит, а также органогенных известняков и кремнистых алевролитов.

Алайский терригенный полимиктовый меланж, развитый по высокопластичным глинистым породам рочской и гарибакской свит, также наследует их специфику. По данному комплексу специальные геохимические исследования не производились, однако, судя по входящим в него углеродистым металлоносным сланцам гарибакской свиты, меланж должен быть специализирован на Ag, Bi, Mo, C<sub>орг.</sub>, S, P, Cu, Ge, V, Zn (КК - 2-16). Металлогеническая значимость комплекса как потенциального источника рудного вещества неясна, но в его пределах обнаружена молибденовая минерализация, а также арсенопирит-пиритовые прожилки с повышенными концентрациями золота (до 4 г/т), висмута, серебра.

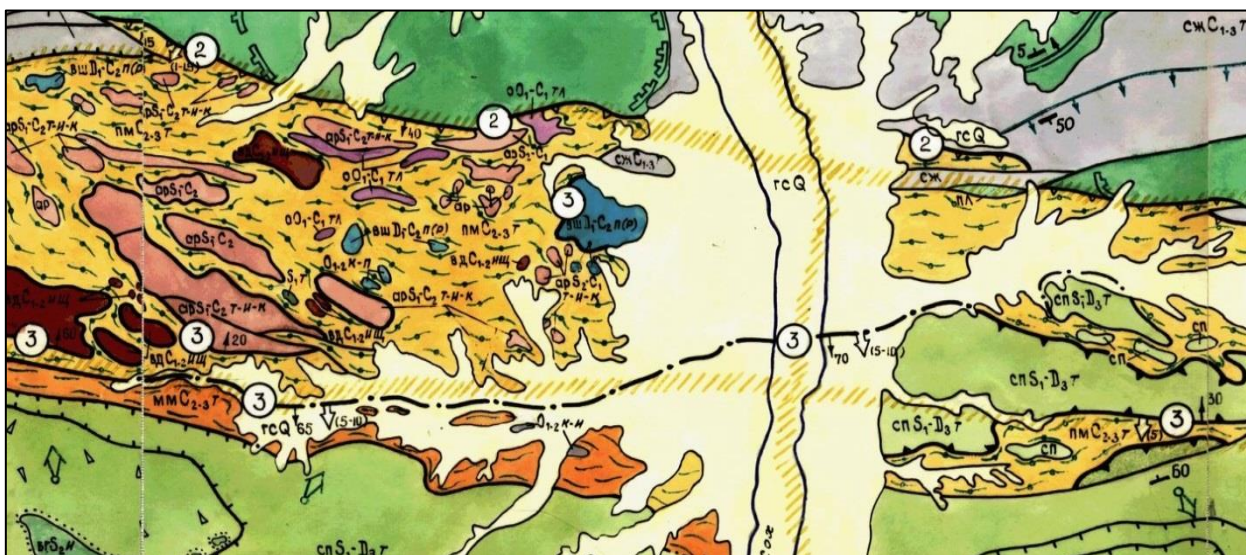
#### **3.4.2.2.4. Бурусундинский полимиктовый меланж**

Терригенный меланж бурусундинского комплекса распространен в основном в междуречье Коксу - Кызылсу и западне, до верховьев р. Карамык. Меланж слагает тектонический блок, ограниченный крутыми разломами. Его структурную позицию определить сложно: подстилающие и перекрывающие комплекс отложения не установлены. Матриksom меланжа служат тектонизированные породы ранне-среднемосковской горундинской толщи: серицит-глинистые, глинисто-кремнистые, глинисто-алевритистые сланцы. Глыбовые включения разнообразны как по размерам - от нескольких метров до сотен метров, так и по составу. Часто они представлены крупными фрагментами нетектонизированными образований горундинской толщи, причем в этих фрагментах содержатся глыбы-олистолиды карбонатных отложений кембрия, полимиктовых конгломератов с хорошо окатанной галькой гранитоидов и гнейсов, а также крупные олистолиды гранитов кулчинского доордовикского комплекса. Кроме этих образований в составе глыб установлены кембрийские органогенные

известняки и доломиты, известняки девона – нижнего карбона, радиоляритов и калькаренитов верхнего девона – нижнего карбона, кремнистых алевролитов лландовери.

### 3.4.2.2.5. Тульский полимиктовый терригенный меланж

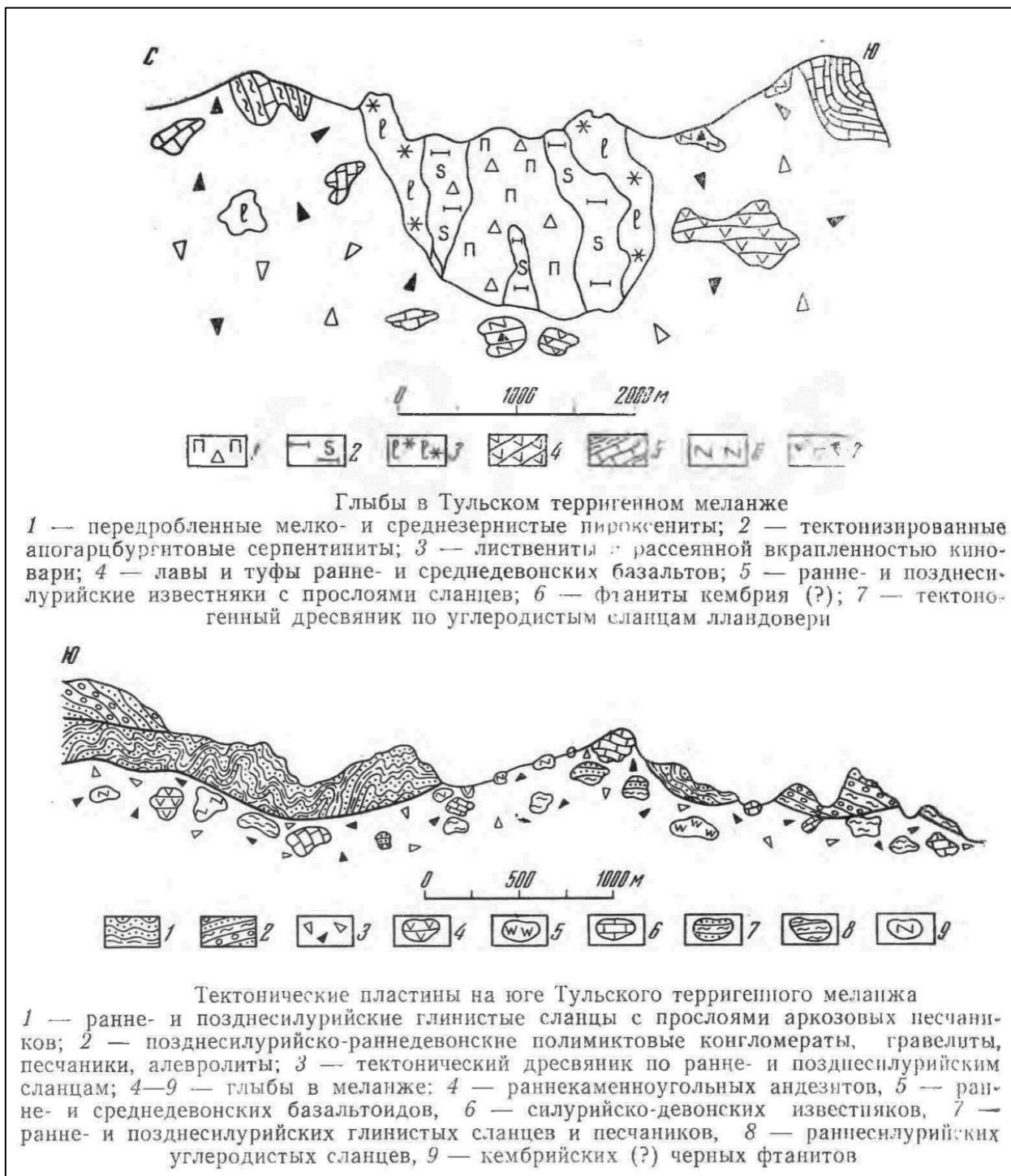
Наибольшее распространение в регионе имеет полимиктовый терригенный меланж, выделенный в пределах северного надвигового пояса как тульский комплекс /п С<sub>2-3</sub> тм/. Многочисленные выходы меланжа встречаются по всей площади - от западных границ, до восточных. Наиболее крупным фрагментом является Тульская полоса, расположенная по бортам р. Сох, ширина которой достигает 4 км, а протяженность - более 60 км.



**Рис.3.17. Положение Тульского полимиктового терригенного меланжа /п С<sub>2-3</sub> тм/ в структуре Туркестано-Алая**

Фрагменты меланжа, достигающие значительных размеров (до 2 км по данным бурения) установлены в основании практически всех офиолитовых пластин (Сарталинской, Киргизатинской, Баткенской). Широкое распространение терригенный меланж имеет также на западе (горы Тохтобуз, бассейны Тегермалик, Арпапаят) и востоке (горы Карачатыр, междуречье Чиле – Киргизата) площади. Образования тульского меланжа структурно подстилают СВК различного состава и возраста: карбонатные отложения внешнего шельфа и барьерных гряд, терригенные образования континентального склона, терригенно-кремнистые разрезы абиссальных равнин, офиолиты. Верхняя структурная граница тульского меланжа представляет собой единую поверхность меланжевого

срыва, нарушенную еще более поздними разрывными дислокациями, включая альпийские. Нижняя структурная граница меланжа достоверно не установлена.



**Рис. 3.18. Принципиальные геологические разрезы Тульского меланжа**

Терригенный полимиктовый меланж тульского комплекса состоит из матричного тектонита, который развивается по высокопластичным породам силура-девона. Это могут быть черные углеродистые сланцы сюгетской и майданской свит, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники пульгонской и

джидалинской свит. Степень тектонизации пород матрикса различна - от предельного милонита, до практически неизменных разностей.

Размеры глыбы в меланже варьируют от 0,5-1,0 м до десятков и сотен метров. Наиболее пестрый состав глыб установлен в Тульской полосе: среди них преобладают осадочные карбонатные и кремнистые отложения, установлены габбро-долериты, плагиограниты, риолиты, дациты, базальты, динамосланцы, фрагменты серпентинитового меланжа. В целом, состав глыб в терригенном меланже зависит от состава покрова или пакета покровов, за счет которого меланж формируется.

Тульский полимиктовый терригенный меланж наиболее масштабен, а потому более значим в металлогеническом отношении. Геохимическая характеристика этого типа меланжа определяется образующим матрикс ( $S_1 + S_{1-2}$ ) комплексом северного континентального склона и его подножия (табл. 3.22, данные по 1293 пробам).

Таблица 3.22

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) матрикса Тульского полимиктового терригенного меланжа**

Элемент	Среднее	КК
<b>Au</b>	0.008	1.86
<b>Hg</b>	0.69	8.3
<b>Mn</b>	663	0.66
<b>Ni</b>	73	1.3
<b>Co</b>	11.5	0.64
<b>Ti</b>	2433	0.54
<b>V</b>	288	3.2
<b>Cr</b>	96	1.2
<b>Mo</b>	5.5	5.0
<b>Zr</b>	111	0.65
<b>Cu</b>	78	1.7
<b>Pb</b>	14.2	0.89
<b>Ag</b>	0.37	5.3
<b>Sb</b>	7.0	3.5
<b>As</b>	10.0	5.9
<b>Zn</b>	96	1.2
<b>Sn</b>	2.7	1.1
<b>Ga</b>	7.0	0.37
<b>Y</b>	29.4	1.0
<b>P</b>	1048	1.1
<b>Ba</b>	1362	2.1
<b>Be</b>	1.4	0.36
<b>Nb</b>	9.9	0.49
<b>Bi</b>		-
<b>W</b>	7.0	5.4
<b>Li</b>	-	-
<b>C<sub>орг.</sub></b>	0.84%	

Если матрикс развивается за счет углеродистых сланцев лландовери, металлоносность меланжа весьма значительна (в г/т):

**Mo 39, AS 58, Se 19, Ag 1.44, U 44, W 13, Bi 1.0, C<sub>орг.</sub> 2.32%, Hg 0.69, Dy 40, Sb 14.5, Sm 61, V 516, La 137, Nd 170, Yb 10, Au 0.014, Tl 2,3, (F), Cu 93, Ce 138, Y 51, Pb 29.....**

В случае образование матрикса по фоновым осадкам пульгонской свиты специализация меланжа:

**Ba 7007, As 14.0, W 8.0, Sb 9.0, Ag 0.32, Mo 4.2, Hg 0.2, Sn 5.9, Cu 92, V 174, Zn 156, Pd 29, P 1751.....**

При смешанном характере матрикса меланжа:

**Hg 0.69, (Se), As 10.0, W 7.0, Ag 0.37, Mo 5.5, C<sub>орг.</sub> 0.84%, Sb 7.0, V 288, Ba 1362, (U, Th), Au 0.008, Cu 78.....**

Определенное участие в специализации, по-видимому, принимают и металлоносные фтаниты аккудукской свиты, присутствующие в составе меланжа в виде глыб и олистолитов. За их счет возможно повышение содержаний Mo, Ag, As, Se, U, V, Zn, Hg, Cu, Sb, TR.

Металлогеническое значение тульского меланжа достаточно велико.

Металлоносный матрикс меланжа является источником рудного вещества при образовании месторождений джаспероидного типа и, вполне закономерно, тульский меланж участвует в строении всех крупнейших полей ЮФСРП (**Хайдарканского, Кадамджайского, Чаувайского**).

Примесный состав руд этих месторождений хорошо коррелируется со специализацией матрикса меланжа. Сурьмяные руды содержат значительные примеси Se (до 1150 г/т), Tl (до 43 г/т), Ag (10-60 г/т), Au (до 3,4 г/т), Pb (40-2700), Zn (до сотен г/т), As (0,06-0,14), отмечено присутствие Sn (3-10), Mo (первые г/т), In (0,12).

В ртутных рудах зафиксированы высокие содержания Se (115-6300 г/т), Tl (до 12 г/т), In (0,12), Ag (до 40 г/т), Cu (10-500 г/т), Zn(до 1%), Pb (до 138 г/т), отмечено присутствие Cd, Sn, Mo, U, Th, элементов платиновой группы, высокомолекулярных углеводородов.

Анализ изотопного состава серы сульфидных минералов джаспероидных месторождений района показывает, что ее источником могли быть как сульфатсодержащие породы палеорифтогенной структуры, так и углеродистые породы матрикса меланжа. Изотопные соотношения серы этих месторождений характеризуются широким разбросом ( $\delta^{34}\text{S} = -99,8 - +13,0\text{‰}$ ), что значительно



отличается от серы метеоритного состава, при этом сульфиды руд с отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  могли иметь в качестве источника углеродистые (биогенные) сланцы, а сульфиды с положительными значениями  $\sigma\text{S}34$  - сульфатсодержащие породы. Наличие подстилающей структуры месторождений терригенного меланжа положительно решает и проблему источника кремнезема при образовании джаспероидов.

"Пусковым механизмом" мобилизации и переотложения рудного вещества послужило почти одновременное с формированием меланжей внедрение в ранней перми больших объемов коллизионных гранитоидов. В результате этого внедрения начал нарастать геотермический градиент и элементы с низкими энергетическими потенциалами (Hg, Ag, F, Sb) были вовлечены в перераспределение.

### 3.5. СВК коллизионного этапа

В коллизионный этап, занимающий интервал времени от позднего карбона до ранней перми, окончательно оформляется герцинская покровно-складчатая структура региона. В этот период завершается основная фаза складчатости и покровообразования, формируются наложенные прогибы, "запечатывая" ранее сформированные структуры.

К коллизионному времени относится образования термального купола, а также значительного по своим масштабам и разнообразного по составу пород коллизионного магматического пояса. К заключительной стадии коллизионного этапа относятся процессы внутриконтинентальной субдукции (субдукции Амштуца), с которыми связано появление специфических метаморфических образований.

#### 3.5.1. СВК наложенных прогибов

СВК наложенных прогибов /кп С<sub>2</sub>-Р<sub>1-2</sub> фм/ объединяет осадочные толщи, сложенные флишоидно-молассоидными отложениями, сформированными в интервале от среднего карбона до поздней перми. Они встречаются по всей площади и среди СВК, связанных с процессами сжатия и имеют наибольшее распространение.

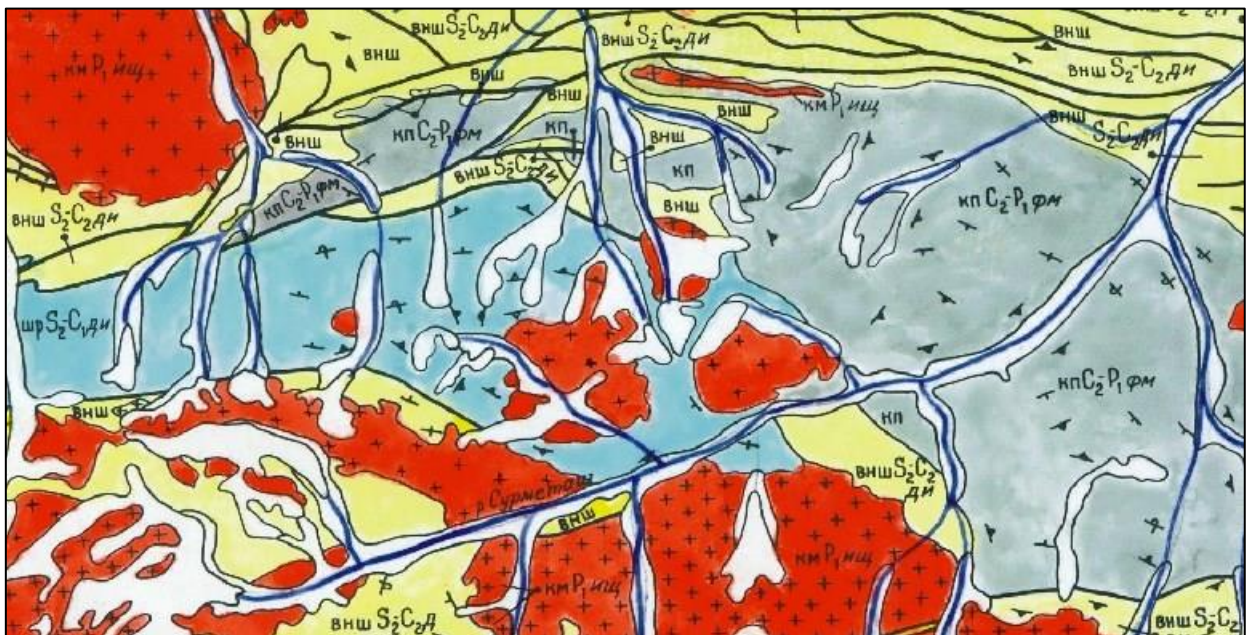
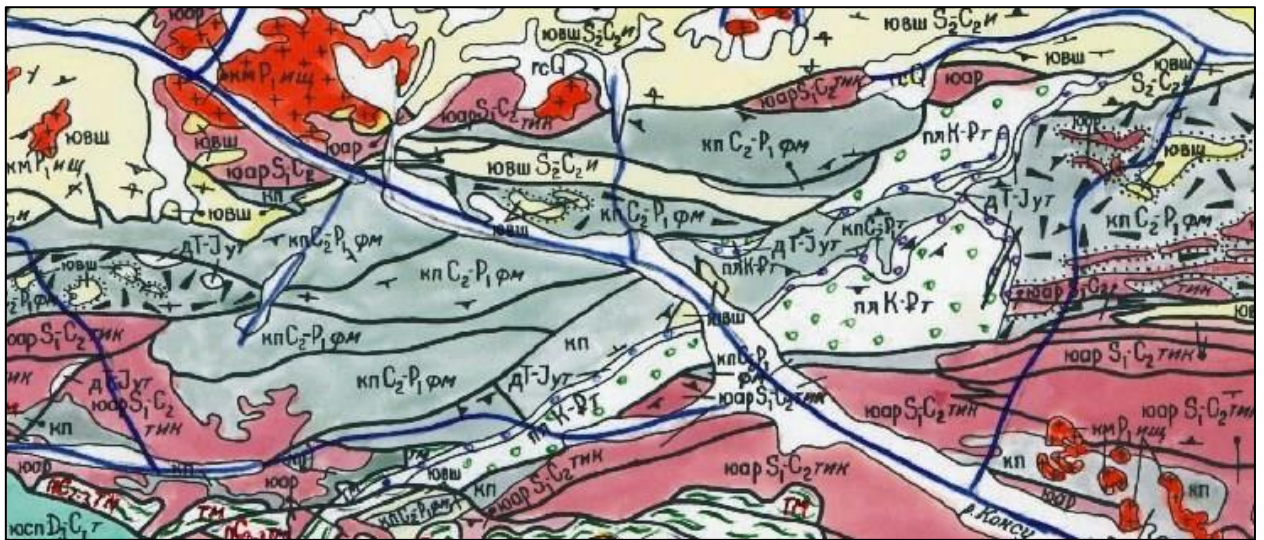
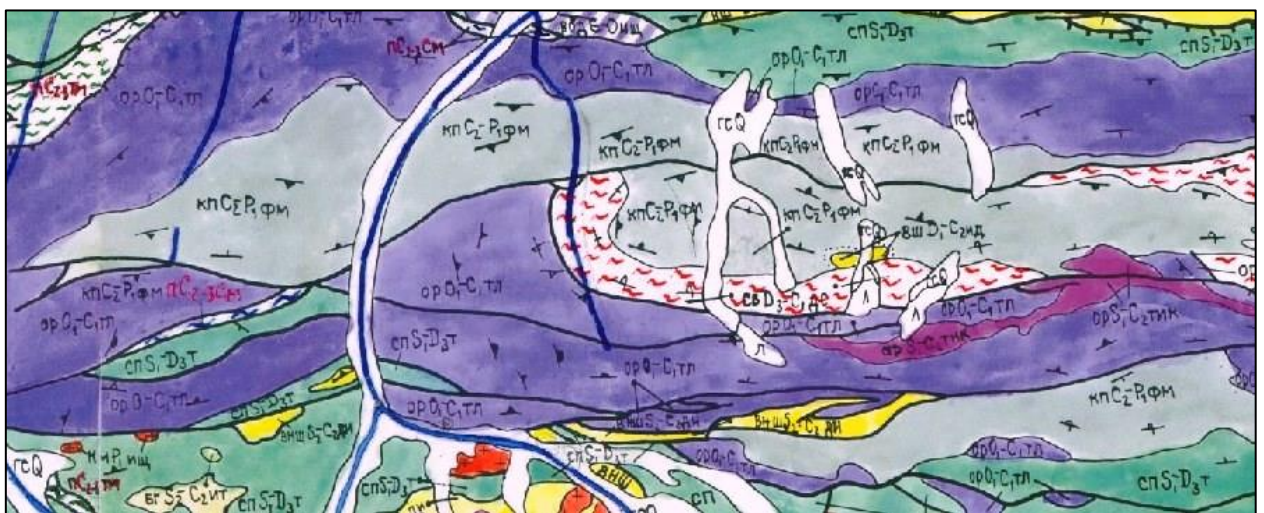


Рис.3.19. Положение СВК наложенных коллизионных прогибов /кп С<sub>2</sub>-Р<sub>1-2</sub> фм/ в структуре Туркестано-Алая. Сурметашский фрагмент



**Рис.3.20. Положение СВК наложенных коллизионных прогибов /кп С<sub>2</sub>-Р<sub>1-2</sub> фм/ в структуре Туркестано-Алая. Дараутский фрагмент**



**Рис.3.21. Положение СВК наложенных коллизионных прогибов /кп С<sub>2</sub>-Р<sub>1-2</sub> фм/ в структуре Туркестано-Алая. Киргизатинский фрагмент**

Заложение большинства наложенных прогибов происходит в московское время, когда идут интенсивные процессы покровообразования и формируются впадины перед фронтом надвигающихся пластин. Эти впадины заполняются флишоидными фациями и фронтальными олистостромами. Впоследствии, как правило, их разрез наращивается позднекаменноугольными - раннепермскими флишоидно-молассоидными отложениями, а в отдельных случаях - континентальной раннепермской молассой. Формирование СВК начинается на заключительной стадии этапа взаимодействия океанической и континентальной плит и завершается в конце коллизионного этапа. Терригенные толщи, слагающие наложенные прогибы, характеризуются непрерывной стратиграфической

последовательностью слагающих их отложений, имеют ряд общих особенностей и отнесены к единому флишоидно-молассоидному СВК.

Отложения этих прогибов перекрывают ("запечатывают") СВК различного состава и возраста: карбонатно-терригенно-кремнистые отложения северного и южного шельфа, рифтогенной структуры внутри шельфа и др. На отдельных участках СВК наложенных коллизионных прогибов прорываются интрузиями коллизионных магматитов.

К наиболее крупным структурам относятся Айкульский, Каравшинский, Ходжаачканский, Вашанский, Дараутский, Сурметаш-Гульчинский, Исфаринский прогибы. Как правило, их разрезы начинаются флишоидными толщами и венчаются молассоидными отложениями. Общая мощность терригенных разрезов в этих прогибах достигает нескольких километров.

Геохимический спектр позднепалеозойских терригенных СВК выполнения коллизионных прогибов и впадин перед фронтом надвигающихся пластин зависит главным образом от спектра тех или иных среднепалеозойских СВК, поставляющих при разрушении обломочный материал и, потому, эти СВК не имеют четко выраженной собственной геохимической специализации, наследуя в тех или иных пропорциях специфику материнских пород. В целом их геохимический спектр приближается к региональному геохимическому фону.

Таблица 3.23.

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в СВК выполняющих впадины перед фронтом надвигающихся пластин и наложенные коллизионные прогибы**

Фации СВК	1	2	3	4	5	6
Кол-во проб	30	40	1095	340	50	43
Au	-	-	-	-	0.012/2.8	0.001/2.3
Hg	-	-	0.27/3.2	0.13/1.6	0.54/6.5	н/а
Mn	1390/1.4	н/а	655/0.66	494/0.49	432/0.43	1370/1.38
Ni	31/0.54	24.5/0.43	31.3/0.55	15.7/0.28	86.2/1.5	13/0.23
Co	10.4/0.58	2.5/0.14	9.7/0.54	4.2/0.23	13.6/0.76	8.7/0.48
Ti	3300/0.73	н/а	2323/0.52	1869/0.42	3135/0.7	н/а
V	113/1.2	180/2.0	83.6/0.93	53.7/0.61	140/ 1.2	59/0.62
Cr	62.5/0.72	23.5/0.27	49.0/0.59	35.3/0.43	86.5/1.0	30/0.35
Mo	2.45/2.2	1.65/1.5	2.87/2.6	2.7/2.4	1.63/1.5	0.9/0.81
Zr	125/0.74	н/а	66.5/0.39	54/0.32	212/1.2	н/а
Cu	36/0.77	17.5/0.37	33.0/0.7	11.3/0.24	38.3/0.81	61/1.3
Pb	19.5/1.2	5.0/0.31	11.8/0.74	12.6/0.79	10.4/0.65	26/1.6
Ag	0.15/2.1	0.065/0.93	0.105/1.5	-	-	0.078/1.1
Sb	-	-	-	-	21/10.5	-
As	-	-	-	-	-	13/8.0

<b>Zn</b>	н/а	н/а	38.1/0.46	-	49/0.59	49/0.59
<b>Sn</b>	3.85/1.45	0.85/0.32	2.3/0.93	2.2/0.88	3.9/1.6	6.0/2.4
<b>Ga</b>	н/а	н/а	5.6/0.29	4.9/0.26	8.3/0.44	н/а
<b>Y</b>	18/0.62	н/а	12.0/0.41	16.1/0.56	27.8/0.96	н/а
<b>P</b>	190/0.2	н/а	304/0.33	-	1155/1.2	500/0.53
<b>Ba</b>	1300/2.0	645/1.0	1289/2.0	1184/1.8	962/1.6	360/0.55
<b>Be</b>	1.9/0.5	0.8/0.21	1.46/0.38	-	1.4/0.37	-
<b>Nb</b>	н/а	н/а	-	н/а	11.6/0.58	н/а

Примечание:

- 1 - песчаники, алевролиты, гравелиты толубайской свиты (C<sub>2</sub> tl);
- 2 - конгломераты, гравелиты, песчаники сурметашской свиты (C<sub>3</sub> sm);
- 3 - песчаники, алевролиты янгидаванской свиты (C<sub>2-3</sub> jad);
- 4 - конгломераты, гравелиты ходжаачканской свиты (C<sub>3</sub> hd);
- 5 - песчаники, алевролиты, гравелиты обизардской свиты (C<sub>2-3</sub> ob);
- 6 - алевролиты, песчаники, конгломераты тулейканской серии (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>).

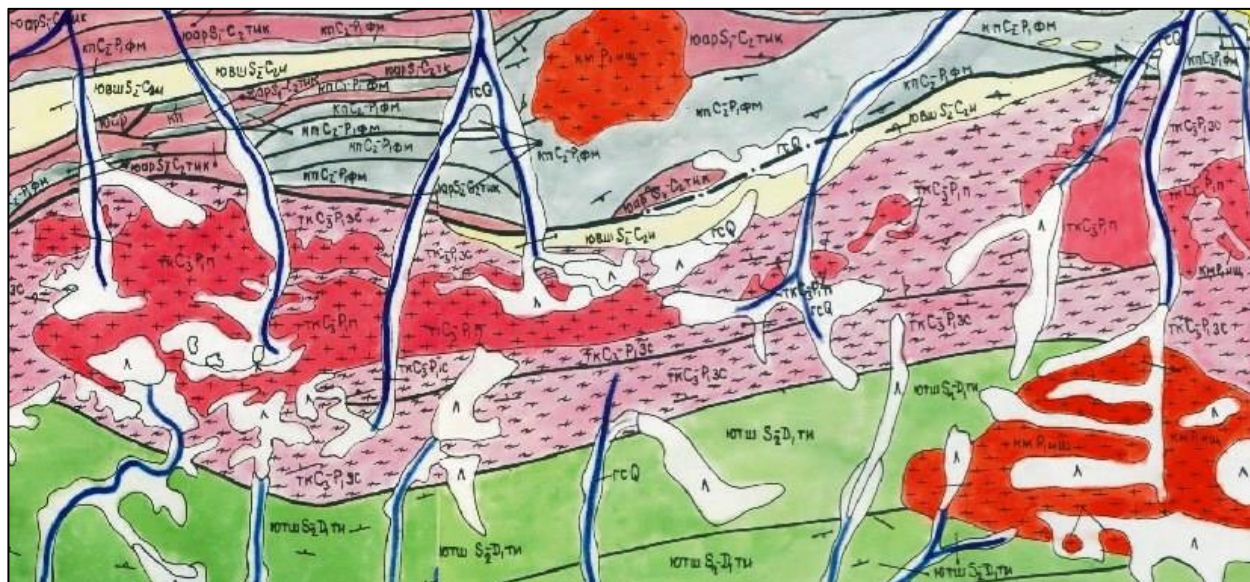
Анализ имеющихся данных позволяет говорить об общей специализации региона, по крайней мере, на Mo, Ag, Ba, Hg относительно кларка земной коры. Повышенные концентрации этих элементов (КК - 1,5-3,2) отмечаются в отложениях толубайской и янгидаванской свит. При огрублении гранулометрического состава пород содержания элементов-примесей закономерно снижаются (сурметашская, ходжаачканская свиты) и, в пределах ЮФСРП, комплекс служит кровлей (экраном) для рудоносных джаспероидов.

Несколько отличаются по концентрациям металлов алевролиты и песчаники обизардской свиты кровли Вашанской единицы. В верховьях Яшилькуль выявлены повышенные содержание Au (0,02 г/т), Hg (0,54 г/т), Sb (0,54 г/т), а также Sn, Zr, Ba, P. Эти концентрации вряд ли возможно связывать с сингенетическим осадконакоплением и распространять их на всю свиту. По-видимому, здесь мы имеем с ремобилизацией элементов в связи с воздействием щелочных сиенитов матчайского комплекса.

### 3.5.2. СВК термального купола

Данный СВК включает типичные коллизионные комплексы, формирование которых связано с анатектическим плавлением сиалических масс и обусловленных ими масштабными процессами регионального метаморфизма, происходящих близкоодновременно. В результате этих процессов образуются структуры, в которых в пространном, временном и генетическом плане неразрывно связаны собой интрузивные гранитоиды и метаморфиты. В Туркестано-Алае эти структуры выделены под названием "термально-купольных" (по аналогии с гранито-гнейсовыми куполами кристаллических щитов).

СВК термального купола в регионе приурочены к осевой части Туркестанского хребта, где метаморфические породы образуют широтно вытянутую зону. Ширина его составляет 5-15 км, протяженность более 120 км.



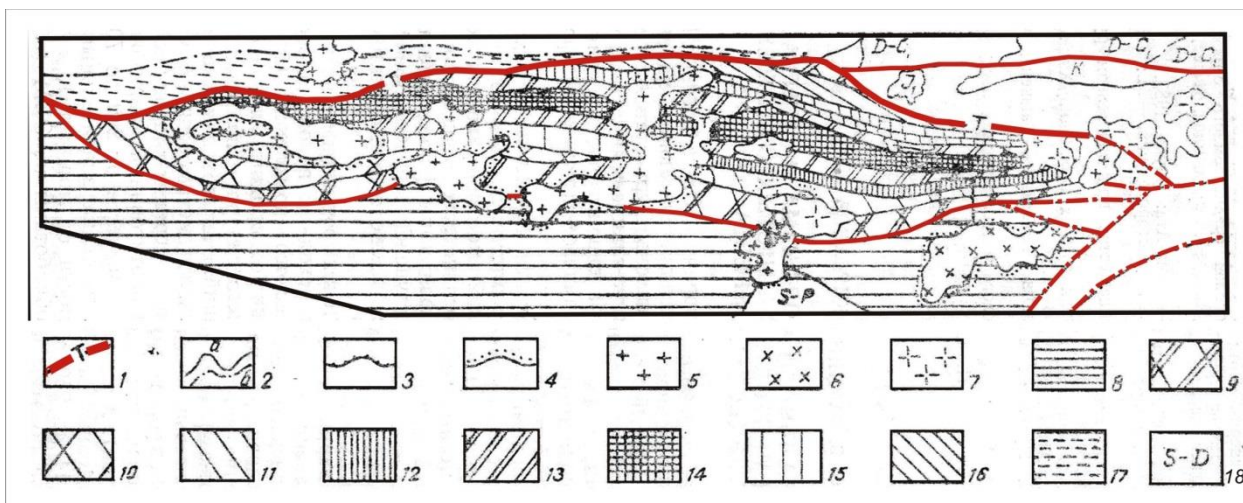
**Рис.3.22. Положение СВК термального купола /тк С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub> зс, п/ в структуре Туркестано-Алая**

Наиболее ярко процессы анатексиса и зонального метаморфизма проявлены в верховьях р. Каравшин, в районе одноименного массива гранитоидов. Отсюда термальную зону можно протянуть на запад - до Ляйлякского массива и на восток - в бассейн рек Актерек и Арчабаши, где отмечается серия небольших пластовых тел коровых гранитоидов. Термально-купольные образования развиты в основном в полосе распространения южного терригенного шельфа. В целом Туркестанский термальный купол представляет собой сложное геологическое сооружение, состоящее из зонально-метаморфизованных осадочных терригенных пород, "пропитанных" интрузиями коровых гранитов. Первичное строение купола значительно усложнено внедрением массивов известково-щелочных, щелочных и гибридных гранитоидов и тектоническими нарушениями.

Возраст термального купола оценивается как позднекаменноугольный - раннепермский. Этот вывод основан главным образом на геодинамической позиции метаморфитов и гранитоидов, являющихся субсинхронными главной фазе складчатости, а также истекает из общей модели коллизионного магматизма /Ненахов, 1990/.

### 3.5.2.1. Метаморфические образования термального купола

Метаморфические образования термального купола /тк С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub> зс/, относящиеся к туркестанскому метаморфическому комплексу, развиваются по аргиллитам, алевролитам, песчаникам СВК терригенного шельфа, имеющим раннесилурийский - раннедевонский возраст.



**Рис. 3.23. Схема Туркестанского зонального метаморфического комплекса**

1 - зона Туркестанского регионального разлома; 2 - геологические границы (а - прослеженные, б - предполагаемые); 3 - зоны грейзенизации; 4 - зоны ороговикования; 5 - интрузивные тела гранитного состава; 6 - интрузивные тела диоритового состава; 7 - интрузивные тела сиенитового состава.

Зоны метаморфизма: 8 - углисто-серицитовая (бластопелитовая) и кварц-хлорит-серицитовая; 9 - серицит-хлорит-биотитовая и биотит-мусковитовая; 10 - гранат-биотитовая, 11, 12 - кварц-мусковит-биотитовая (11 - мусковит-биотитовая подзона, 12 - кварц-графит-мусковит-биотитовая); 13 - кварц-биотит-андалузитовая; 14 - гранат-кордиерит-силлиманит-калишпатовая; 15 - андалузит-кордиерит-гранат-биотитовая; 16 - андалузит-кордиерит-биотитовая; 17 - метаморфизм зеленосланцевой фации в северном крыле Туркестанского разлома; 18 - неметаморфизованные отложения

В восточной части зоны развития метаморфитов, в бассейне р. Актерек - Арчабаши выделяются несколько минеральных зон, степень метаморфизма которых изменяется от низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев до начальных стадий амфиболитовой фации. Тип метаморфизма - андалузит-силлиманитовый. Последовательность зон, от периферических к центральным, следующая: 1) хлорит-мусковитовая; 2) мусковит-биотитовая; 3) биотит-гранатовая; 4) андалузит-кордиеритовая; 5) андалузит-фибrolит-мусковит-биотитовая; 6) калишпат-силлиманитовая; 7) двупироксеновых гнейсов.

**Метаморфическая зональность силурийских отложений бассейна р.  
Арчабаши**

Фация метаморфизма	Зона метаморфизма	Минеральный парагенезис
Зеленосланцевая	1. Углисто-серицитовые бластопелитовые сланцы	Кварц + серицит, хлорит, углистое вещество, пирит
	2. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	Кварц, хлорит, серицит, альбит, углистое вещество, пирит
	3. Серицит-хлорит-биотитовые сланцы	Кварц, биотит, хлорит, альбит, углистое вещество, пирит
Эпидот-амфиболитовая	4. Биотит-мусковитовые сланцы	Кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз, графит, пирит
	5. Кварц-мусковит-биотиовые сланцы	Кварц, биотит, мусковит, плагиоклаз, графит, пирит, арсенопирит
	6. Кварц-биотит-андалузитовые сланцы	Кварц, андалузит, плагиоклаз, биотит, графит, пирит, арсенопирит

### 3.5.2.2. Интрузивные образования термального купола

Интрузивные образования /тк С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub> п/ представлены каравшинским адамеллит-лейкогранитовым комплексом, относящимся к палингенной коровой серии, распространение которой полностью ограничено зоной туркестанского метаморфизма. Здесь выделяются несколько крутых, имеющих овальную форму, вытянутых в субширотном направлении массивов: Калаймахмудский, Каравшинский, Джиптыкский и Ляйлякский (размерами от 1 х 2 км до 8 х 25 км); несколько массивов в бассейне р. Актерек, а также многочисленные мелкие тела. Для последних характерна удлиненная форма, субсогласная по отношению к вмещающим породам. Все интрузии содержат многочисленные ксенолиты сланцев, сопровождаются зонами мигматизации, жилами пегматитов.

Интрузии каравшинского комплекса являются двухфазными. Породы первой фазы - крупнозернистые порфиробластовые гранодиориты-адамеллиты - слагают большую часть Ляйлякского, Джиптыкского, Каравшинского массивов. Породы второй фазы - мелкозернистые лейкократовые граниты - около трети Каравшинского и Джиптыкского интрузивов, Калаймахмудский массив и большую часть мелких тел.

Породы первой и второй фаз обладают целым рядом минералого-петрографических и петрохимических признаков, таких как широкое развитие протокластических структур, присутствие незонального плагиоклаза,



упорядоченного микроклина, кварца с волнистым угасанием, мусковита, турмалина, граната; отсутствие амфибола среди мафических минералов; специфический набор типоморфных акцессорных минералов (монацит, ксенотим, ильменит, гранат), высокая кремнекислотность и калиевость, редкометалльная геохимическая специализация. Эти признаки, а также тесная пространственная связь с зональными метаморфитами позволили интерпретировать гранитоиды как палингенно-анатектические, коровые (S-тип по Чеппелу и Уайту).

Адамеллиты первой фазы каравшинского комплекса концентрируют Mo (3,6 г/т), Sn (7,7 г/т), U (6,2 г/т), Ba (1446 г/т). Незначительно повышены содержания Pb (29,4 г/т), Th (24 г/т), Li (43,8 г/т) и легких лантаноидов.

В лейкогранитах второй фазы относительно адамеллитов концентрации большинства элементов снижаются, что, видимо, связано с процессами фракционирования плагиоклаза. В то же время увеличивается значения концентраций Sn (14,7 г/т), Li (106 г/т), Pd (38 г/т), Nb (24,3 г/т).

Жильные породы комплекса, расположенные в пределах интрузивных массивов, заметных примесей не несут, тогда как те же образования, залегающие в метаморфическом комплексе, резко обогащаются Sn, Be, Li, иногда Bi, Nb, Ta, W.

Геохимические особенности гранитоидов каравшинского комплекса тесно связаны со спецификой метаморфических пород, ведущих свою историю от углеродистых металлоносных толщ силура (табл. 3.25).

Таблица 3.25

**Средние содержания рассеянных элементов и кларки концентрации (г/т/КК) в главных типах пород термального купола.**

Фации СВК	1	2	3	4	5
Кол-во проб	497	404	531	282	256
Au	0.002/0.47	0.0053/1.2	0.0037/0.86	-	-
Mn	640/0.64	741/0.74	857/0.86	800/0.8	516/0.52
Ni	59.3/1.0	44.2/0.78	32.8/0.58	13.4/0.23	7.0/0.12
Co	10.4/0.58	9.7/0.54	9.1/0.5	7.1/0.39	2.9/0.16
Ti	2591/0.58	3068/0.68	2763/0.61	1970/0.44	1565/0.35
V	244/2.7	188/2.1	146/1.6	31.2/0.35	28.4/0.32
Cr	103/1.2	71.5/0.86	79.6/0.96	20.1/0.24	22.6/0.27
Mo	8.5/8.0	3.8/3.5	4.3/3.9	3.6/3.3	3.1/2.8
Zr	131/0.77	133/0.78	142/0.83	167/0.98	126/0.74
Cu	64.4/1.4	41.2/0.88	42.9/0.91	11.6/0.25	9.9/0.21
Pb	26/1.6	16.4/1.0	22.1/1.4	29.4/1.8	38.0/2.4
Ag	0.56/8.0	0.27/3.9	0.21/3.0	-	0.096/1.4
Zn	153/1.8	101/1.2	98.5/1.2	64/0.77	62.1/0.75
Sn	5.9/2.4	6.35/2.5	12.5/5.0	7.7/3.1	14.7/5.9
Ga	12.6/0.66	10.5/0.55	11.3/0.6	11.8/0.62	15.1/0.79

<b>Y</b>	38.3/1.3	34.0/1.2	36.7/1.3	27.9/0.96	27.8/0.96
<b>Li</b>	-	29.7/0.93	36.5/1.1	43.8/1.4	106/3.3
<b>P</b>	3219/3.5	1118/1.2	881/0.95	657/0.71	270/0.29
<b>Ba</b>	4290/6.6	2807/4.3	2343/3.6	1146/2.2	986/1.5
<b>Be</b>	2.3/0.6	2.2/0.58	2.5/0.65	4.0/1.1	3.8/1.0
<b>Bi</b>	1.17/12	1.04/10	0.9/9	-	-
<b>Nb</b>	16.1/0.8	14.0/0.7	15.4/0.77	14.8/0.74	24.3/1.2
<b>Sc</b>	н/а	н/а	32.3/3.2	14/1.4	6.5/0.65
<b>Rb</b>	н/а	н/а	179/1.2	158/1.05	27.5/0.18
<b>Sr</b>	н/а	н/а	121/0.36	345/1.0	147/0.43
<b>U</b>	-	н/а	1.1/0.44	6.2/2.5	5.7/2.3
<b>Th</b>	-	н/а	15/1.15	24/1.8	23/1.8
<b>F</b>	н/а	н/а	1000/1.5	500/0.76	400/0.61

**Примечание:**

1 – Шудманская серия (S<sub>1-2</sub>): песчаники, Алевролиты, сланцы.

Метаморфические породы туркестанского комплекса:

2 - терригенные породы зеленосланцевой фации;

3 - кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации.

Каравшинский комплекс:

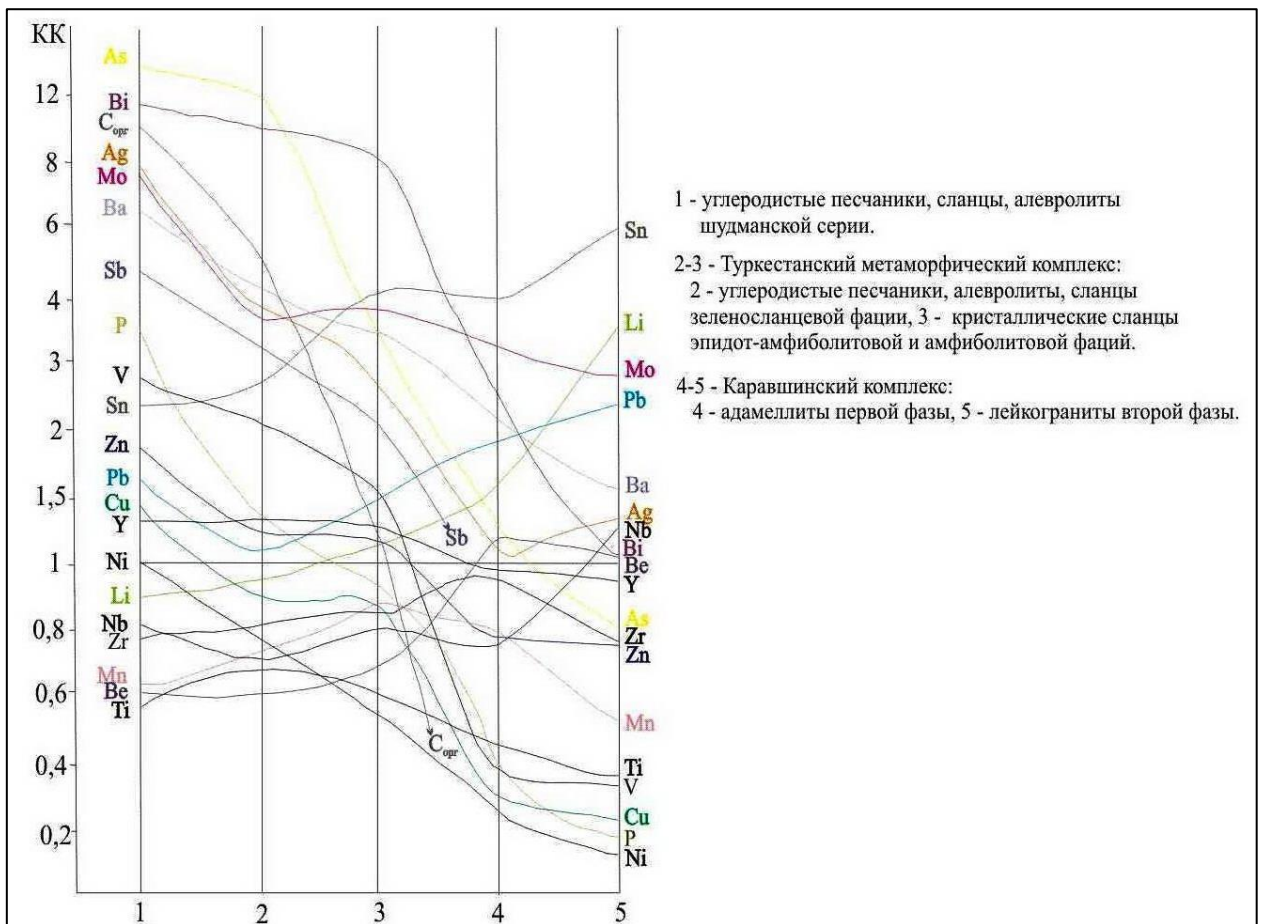
4-адамеллиты, гранодиориты первой фазы;

5 - лейкократовые граниты второй фазы.

Весьма наглядно направленность процессов метаморфизма и ультраметаморфизма может быть отражена геохимическими спектрами элементов накопления последовательного ряда преобразования пород от неизменных углеродистых пород силура, через зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации, к адамеллитам и лейкогранитам первой и второй фаз:

- Неизменные углеродистые породы - **As 21.4, Bi 1.17, C<sub>орг.</sub> 2.5%, (S), Ag 0.56, Mo 8.5, Ba 4290, Sb 8.9, P 3219, (W), V 244, Sn 5.9, Ge 3.3, Zn 153, Pb 26, Cu 64, Y 38, Cr 103, Ni 159.....**
- Зеленосланцевая фация - **As 12, Bi 1.17, C<sub>орг.</sub> 1.5%, Ba 2807, Ag 0.27, Mo 3.8, Sb 6.6, (W), Sn 6.3, V 188, Au 0.053, Zn 104, P 1118, Y 34, Pb 16.....**
- Эпидот-амфиболитовая фация - **Bi 0.9, Sn 12,5, (W), Ba 2343, As 6.2, Sc 32, Ag 0.21, Sb 4.6, V 146, F 1000, Pb 22, Y 37, Zn 98, Rb 179, Li 36, Th 15.....**
- Адамеллиты - **Mo 3.6, Sn 7.7, (W), U 6.2, Ba 1446, Pb 29, Th 24, (TR), Li 44, Sc 14, Be 4, Rb 158, Sr 345.....**
- Лейкограниты - **Sn 14.7, Li 106, (W), Mo 3.1, Pb 38, U 5.7, Th 23, Ba 986, Ag 0.1, Nb 24, (TR), Be 3,8...**

Поведение элементов-примесей в ходе прогрессивного метаморфизма показано на рис. 3.5.



**Рис. 3.24. Тенденции в поведении некоторых элементов в ходе прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма**

Сравнительный анализ содержаний микроэлементов в различных метаморфических зонах и участках гранитизации показывает, что под влиянием прогрессивного метаморфизма в металлоносных углеродистых осадках происходит интенсивная и неоднородная миграция рудогенных элементов, распад ассоциаций, связанных с сингенетичным осадконакоплением и образованием новых элементных и минеральных парагенезисов /Ваулин, 1990/.

В неизменных породах комплекса концентрируются Bi (до 9 г/т), Ag (до 4 г/т), Mo (до 150 г/т), Ba, P (>>1%), V (до 1500 г/т), Sn (до 30 г/т), Cu (до 200 г/т), Pb (до 150 г/т), Zn (до 1200 г/т), Au (до 0,3 г/т), As (до 1000 г/т), W (до 300 г/т), причем наивысшие значения достигаются в углеродистых пелитовых разностях.

Количество органического углерода при повышении степени метаморфизма закономерно уменьшается, в результате чего разрушаются металлоорганические соединения, происходит осветление сланцев. "Выгорание" органического углерода - следствие реакции  $C + 2Fe_2O_3 = CO_2 + 4FeO$ . Эндогенное окисление  $C_{ogr}$  определяет возникновение водно-углеродистых флюидов, которые в надкритических условиях высокотемпературного процесса обладают весьма

высокой агрессивностью и способны выносить из фильтрующей среды слабо закрепленные в ней элементы.

По мере углубления метаморфизма, на стадии анатексиса, происходит вынос Ag, Ba, Bi, As, Sb, P, V, Zn, Cu, Cr, Ni, Ti, Co, возрастает роль Sn, Li, W, Pb, Nb, Zr, Ga, Rb, Cs, Th и, возможно, TR.

Исходя из выявленных закономерностей, получает объяснение симметричная зональность в пространственном размещении рудных объектов относительно метаморфического комплекса. Для центральной зоны с наиболее ярко выраженными явлениями метаморфизма и гранитизации характерны проявления и месторождения Sn, Be, Li, W, Rb, Cs. В промежуточной зоне (Актерек и другие участки) эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма получает развитие шеелитовая минерализация, выявлены аномалии висмута и мышьяка. Во внешних зонах, относящихся к зеленосланцевой фации, и за ее пределами, располагаются многочисленные проявления Sb, Ag, Cu, Au, As (Зеравшано-Гиссарский золотосурьмяный пояс). Ещё далее отстоят ртутные объекты.

### **3.5.3. СВК коллизионного магматического пояса**

Коллизионный этап в Туркестано-Алае является временем проявления наиболее масштабных процессов интрузивного магматизма. Сложная геодинамическая обстановка, существовавшая в регионе в позднекаменноугольное - пермское время (постсубдукционная коллизионная) обусловила появление магматитов различных петрохимических серий. Анализируя верхнепалеозойский магматизм с позиции геодинамики В.М. Ненахов /1988/ доказал единство гранитоидов и щелочных пород, ранее подразделявшихся на орогенные и параплатформенные и провел разделение коллизионных магматитов на серии.

В Туркестано-Алае выделяются комплексы "чистой линии" и комплексы, произошедшие за счет смешения расплавов (гибридизма). Первые, кроме охарактеризованных уже коровых гранитоидов, представлены известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной сериями. Процессы гибридизма вызвали появление магматитов смешанных известково-щелочной и коровой, коровой и щелочной, известково-щелочной и щелочно-известковой серий.

Характерной особенностью коллизионного магматизма Туркестано-Алая является его почти исключительно интрузивный характер. Вулканизм на этом этапе проявлен крайне ограниченно.

Интрузии коллизионного магматического пояса концентрируются в основном в осевой части Туркестано-Алая, располагаясь дискордантно по отношению к покровно-складчатой структуре. Они прорывают различные палеозойские СВК: в основном это карбонатные образования внутреннего шельфа, слагающие паравтохтон; терригенно-карбонатно-кремнистые абиссальных равнин; терригенные отложения континентальных склонов и терригенного шельфа; СВК верхнепалеозойских наложенных прогибов.

### 3.5.3.1. Магматиты известково-щелочной серии

Магматиты известково-щелочной серии /км P<sub>1</sub> ищ/ представлены интрузиями караказыкского и вулканитами чалкуйрюкского комплексов.

Интрузивные образования караказыкского комплекса - наиболее распространенные в регионе магматиты. В "легенде интрузивного магматизма" описано 27 крупных массивов: Кичикалайский, Большой Караказыкский, Караказыкский, Машалянгский, Гавианский и др., а также несколько групп мелких тел. Размеры наиболее крупного - Кичикалайского массива - достигают 18 x 50 км. Большинство интрузивов являются штоками с круто падающими контактами, в плане они имеют неправильную, близкую к изометричной или овальную форму.

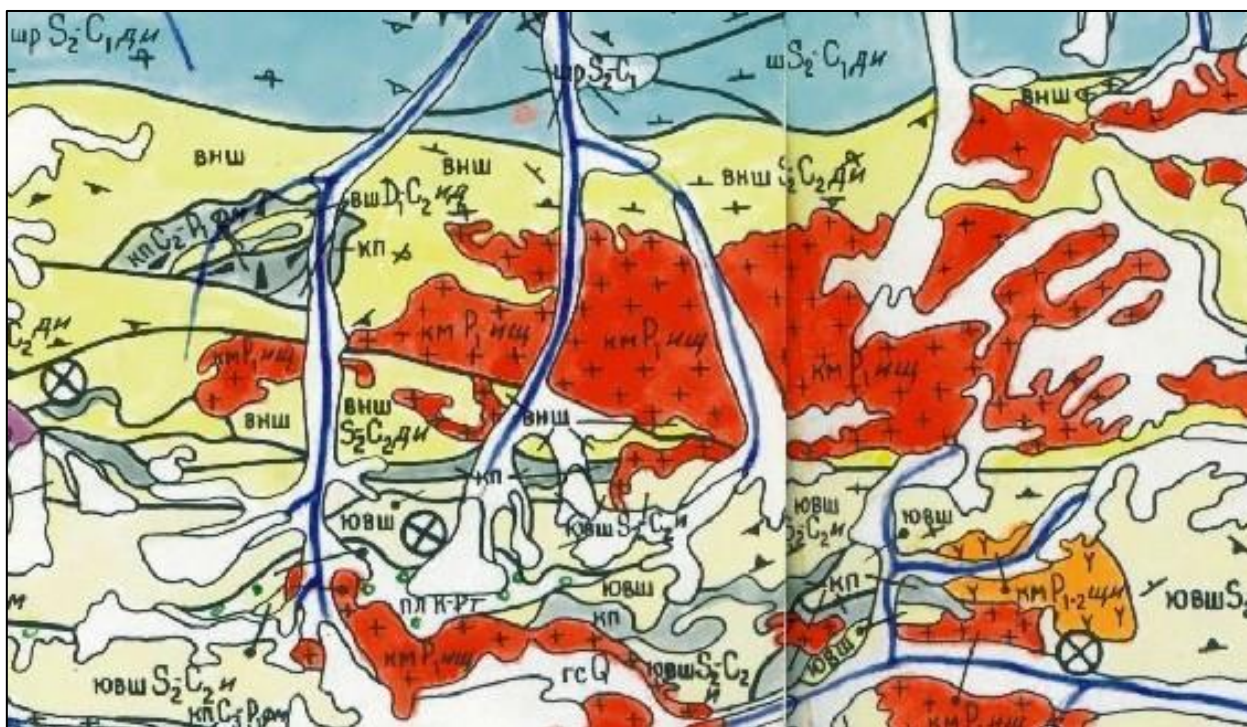


Рис.3.25. Положение магматитов известково-щелочной серии /км P<sub>1</sub> ищ/ в структуре Туркестано-Алая. Караказыкский массив

В строении массивов комплекса принимают участие породы четырех фаз: 1-фаза - габброиды; 2-фаза - кварцевые диориты и монцодиориты; 3-фаза – гранодиориты и адамеллиты; 4-фаза - граниты; Они находятся примерно в соотношении 5:50:35:10 (большинство массивов сложено гранитоидами второй и третьей фаз).

Образования караказыкского комплекса (гранитоиды I-типа) являются типичными представителями известково-щелочной петрохимической серии, на принадлежность к которой указывают нормальная щелочность пород, величина индекса Пикока, равная 60,5.

*Геохимические особенности.* Породы, слагающие комплекс, от габброидов первой фазы до гранитоидов четвертой, являются производными подкоровых базальтоидных расплавов и содержат повышенные, относительно гранитоидов S типа, количества фемафильных элементов (Ni, Co, Ti, V, Cr). Степень дифференциации родоначального расплава отражается в уровне концентраций Li, Sn, Mo, Pb, испытывающих тенденцию к накоплению от ранней фазы к поздней, а также Cr, V, Co, Ni, Mn, Y, обнаруживающих противоположные тенденции.

Получившие наибольшее развитие кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты второй фазы относительно кларка земной коры слабо обогащены Sn (4.6 г/т), Mo (1,6 г/т), Ba (1131 г/т), Sc (20 г/т) и несколько обеднены сидерофилами.

Контаминированные приконтактные фации иногда содержат повышенные концентрации Au (0,042), Cu, Ag, W, Sn, Sb, Bi, As, Pb. Ассимиляция рудного вещества могла произойти за счет металлоносных СВК терригенного шельфа или пород кристалликума (табл. 3.26, данные по 254 пробам).

Таблица 3.26

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в кварцевые диоритах, монцодиоритах, гранодиоритах главной фазы караказыкского комплекса**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Mn</b>	711	0.71
<b>Ni</b>	15.4	0.27
<b>Co</b>	12.0	0.67
<b>Ti</b>	3153	0.7
<b>V</b>	55	0.61
<b>Cr</b>	64.8	0.78
<b>Mo</b>	1.6	1.5
<b>Zr</b>	154	0.9
<b>Cu</b>	14.6	0.31

<b>Pb</b>	14.8	0.92
<b>Ag</b>	-	-
<b>Zn</b>	46.1	0.56
<b>Sn</b>	4.6	1.8
<b>Ga</b>	16.8	0.88
<b>Y</b>	16.8	0.58
<b>Li</b>	31.4	0.98
<b>P</b>	527	0.57
<b>Ba</b>	1131	1.7
<b>Be</b>	2.8	/0.73
<b>Bi</b>	-	-
<b>Nb</b>	11.5	0.58
<b>Sc</b>	20	2
<b>Rb</b>	111	0.74
<b>Sr</b>	479	1.4
<b>U</b>	2.6	1.0
<b>Th</b>	11	0.84
<b>F</b>	400	0.61

В Туркестано-Алае с описываемыми гранитоидами устанавливается связь медно-золоторудного, золото-мышьякового, сурьмяно-полиметаллического и скарново-шеелитового оруденения (месторождения и проявления **Алтын-Джилга, Донгрюк, Гавиан, Караказык, Гезарт, Меликсу** и другие).

Вулканогенные образования чалкуйрюкского комплекса установлены только на двух участках. Подробное описание вулканитов дано в "Легенде интрузивного магматизма" /Ненахов, 1987ф/, авторы которой впервые установили комагматичность их магматитам караказыкского комплекса. Они слагают Хоттакиинский грабен, расположенный в восточной части описываемой площади, на северных склонах хребта Кичикалай и Каукский нект, находящийся юго-восточнее.

Чалкуйрюкский вулканоплутонический комплекс слагают образования собственно вулканогенной, жерловой и субвулканической фаций. Они представлены лавами, лавобрекчиями, спекшимися туфами и игнимбритами андезитов, трахиандезитов, кварцевых латитов, дацитов, риолитов. Породы жерловой фации слагают небольшие овальные тела среди вулканитов, а также Каукский вулканический аппарат. Они представлены кварцевыми диоритовыми порфиритами, монцодиорит-порфирами, гранодиорит-порфирами.

Образования чалкуйрюкского комплекса близки по петрографии, минералогии, петрохимии и геохимии к гранитоидам караказыкского комплекса, так же, как и последние, относятся к известково-щелочной серии и связаны

происхождением из единых магматических очагов. С ними пространственно ассоциируют золоторудные проявления и месторождения Чалкуйрюк-Акджилгинского рудного поля (Чалкуйрюк-Акджилга, Джульчирак-2, Джульчирак, Ходжа-Келды).

### 3.5.3.2. Магматиты щелочно-известковой серии

Магматиты щелочно-известковой серии /км Р<sub>1-2</sub> щц/ в регионе представлены двумя комплексами: сурметашским и улуккольским, различающимися по составу и возрасту.

К сурметашскому раннепермскому комплексу относится несколько крупных интрузивов: Исфайрамский, Сурметашский, Аллаудинский, Бель-Алминский и ряд более мелких. Все эти массивы расположены в центральной части региона, в междуречье Сох - Исфайрам, прорывают в основном карбонатные среднепалеозойские и терригенные верхнепалеозойские СВК. Площадь наибольшего по размерам тела (Сурметашского) составляет около 70 кв. км.



Рис.3.26. Положение магматитов щелочно-известковой серии /км Р<sub>1</sub> щц/ в структуре Туркестано-Алая. Сурметашский массив

В большинстве массивов устанавливается четырехфазное строение. Породы первой фазы представлены монцонитами, второй - кварцсодержащими сиенитами, третьей - граносиенитами и субщелочными гранитами и четвертой - мелкозернистыми лейкогранитами, часто турмалиносодержащими гранитами. При



этом на долю образований второй и третьей фаз приходится 97-98% объема всего комплекса.

Сурметашский комплекс характеризуется значительной изменчивостью содержаний элементов-примесей в породах различных фаз (табл. 3.27).

Таблица 3.27

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в породах сурметашского комплекса**

<b>Фации СВК</b>	<b>монцониты</b>	<b>сиениты</b>	<b>граносиениты</b>	<b>граниты</b>
<b>Кол-во проб</b>	9	59	117	51
<b>Au</b>	-	-	-	-
<b>Mn</b>	1606/1.6	949/0.95	850/0.85	536/0.54
<b>Ni</b>	20/0.34	10/0.17	11.5/0.20	11/0.19
<b>Co</b>	25/1.4	18.1/1.0	3.6/0.20	2.3/0.13
<b>Ti</b>	6339/1.4	2536/0.56	2178/0.48	1512/0.34
<b>V</b>	134/1.5	29.5/0.33	24.7/0.27	12.8/0.14
<b>Cr</b>	96/1.1	13.4/0.16	15/0.18	16.2/0.20
<b>Mo</b>	2.7/2.5	1.6/1.5	1.25/1.1	1.74/1.6
<b>Zr</b>	211/1.2	167/1.0	214/1.3	166/0.98
<b>Cu</b>	25/0.53	16/0.34	15/0.32	21/0.45
<b>Pb</b>	24.3/1.5	27.5/1.7	37.1/2.3	81/5.1
<b>Ag</b>	-	-	-	-
<b>Zn</b>	62/0.75	50/0.60	56/0.67	57/0.69
<b>Sn</b>	18.3/7.3	5.6/2.2	11.2/4.5	15.6/6.2
<b>Ga</b>	20/1.1	16.5/0.87	22.8/1.2	19.4/1.0
<b>Y</b>	30/1.0	24/0.83	31/1.1	20.5/0.71
<b>Li</b>	64/2.0	65/2.0	80/2.5	86/2.7
<b>P</b>	300/0.32	300/0.32	326/0.35	300/0.32
<b>Ba</b>	2678/2.9	3410/5.2	1002/1.5	563/0.89
<b>Be</b>	8.0/2.1	3.7/0.97	4.6/1.2	5.2/1.4
<b>Bi</b>	-	-	-	-
<b>Nb</b>	21.7/1.1	19.1/0.96	21.6/1.1	20.6/1.0
<b>Sc</b>	23/2.3	6.0/0.6	6.4/0.64	3.4/0.34
<b>Rb</b>	246/1.6	218/1.4	292/1.9	283/1.9
<b>Sr</b>	700/2.1	452/1.3	294/0.86	119/0.35
<b>U</b>	5.5/2.2	4.7/1.9	7.3/2.9	4.2/1.7
<b>Th</b>	20/1.5	22/1.7	44/3.4	32/2.5
<b>F</b>	1000/1.5	400/0.61	900/1.4	300/0.45

Монцониты первой фазы в повышенных количествах содержат Sn (18,3 г/т), W (?), Ba (2678 г/т). Mo (2.7 г/т), Sc (23 г/т), U (5.5 г/т), Be (8 г/т), Sr (700 г/т), Li (64 г/т), незначительное накопление отмечается для Mn, Rb, F, Th, Pb, Ti, Co, V, резко понижены - Ni, P, Cu.

В сиенитах второй фазы концентрируются Ba (3410 г/т). Sn (5.6 г/т), Li (65 г/т). U (4.7 г/т), Th (22 г/т), содержания остальных элементов-примесей или находятся на том же уровне, что и в монцонитах, или несколько снижаются.

Граносиениты третьей фазы характеризуются сходным набором элементов накопления: Sn (11.2 г/т), Th (44 г/т), U (7.3 г/т), Li (80 г/т), Pb (37.1 г/т).

В гранитах заключительной фазы резко повышенные содержания отмечены для Sn (15.6 г/т), W (?), Pb (81 г/т), Li (86 г/т). В целом для комплекса характерна ярко выраженная тенденция к накоплению Pb, Li, Th, (Rb) и уменьшению содержаний Mn, Co, Ti, V, Sr (Ni, Cr, Cu, F, Mo).

В пределах Туркестано-Алая с гранитоидами комплекса связаны промышленные концентрации Sn, W, Be (объекты **Аллаудин** и др.), незначительно развита золото-серебряная минерализация. Олово- и вольфрамоносность являются характерной особенностью гранитоидов латитового ряда, к которым и относятся образования комплекса.

Массивы ранне-среднепермского улуккольского комплекса отмечаются в центральной части Алайского (Улуккольский) и на северных склонах Туркестанского хребта. Интрузии имеют небольшие (до 17 кв. км) размеры, изометричную в плане штокообразную форму. Строение их трехфазное. Наиболее ранними породами комплекса являются габброиды повышенной щелочности монцониты, породы второй фазы представлены сиенитами, а завершающая фаза - гранитами.

В отличие от сурметашского комплекса, большая часть интрузий улуккольского сложена габброидами и монцонитами первой фазы - породами более меланократовыми, чем образования первой фазы сурметашского комплекса.

Петрохимически и геохимически породы улуккольского и сурметашского комплексов во многом схожи. По содержаниям кремнезема они образуют гомодромный ряд от монцонитов до гранитов, обнаруживают явные черты повышенной щелочности, по которой занимают промежуточное положение между известково-щелочной и щелочной сериями региона. Повышенная щелочность пород, индекс Штока, составляющий 51,2, присутствие в породах субщелочного амфибола, значительные концентрации многих несовместимых элементов (литий, рубидий, стронций, барий, свинец, уран, бериллий и фтор), свидетельствуют о принадлежности образований обоих комплексов к щелочно-известковой петрохимической серии.

В улуккольском комплексе по мере дифференциации расплава от первой к третьей фазе происходит закономерное уменьшение содержаний Mn, Ni, Co, Ti, V,

Cr, Cu, (Zn), тенденцию к накоплению испытывают Mo, Zr, Be, U, (Nb), Th (табл. 2.28).

Таблица 3.28

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в породах улуккольского комплекса**

Фации СВК	субщелочные габброиды	монзониты	сиениты	граниты
Кол-во проб	140	76	161	48
Au	-	-	-	-
Mn	1025/1.0	787/0.79	706/0.71	561/0.56
Ni	20.3/0.35	13/0.22	10.2/0.18	2.6/0.05
Co	21.5/1.2	11/0.61	13.2/0.74	1.8/0.1
Ti	3175/0.71	2590/0.58	1801/0.4	960/0.21
V	93.7/1.0	72/0.8	51/0.57	8/0.09
Cr	70.1/0.84	38/0.46	15.6/0.19	21.7/0.26
Mo	1.7/1.6	1.0/0.91	2.2/2.0	5.6/5.1
Zr	83/0.49	145/0.85	160/0.94	160/0.94
Cu	46.9/1.0	25.5/0.54	13.6/0.29	5.9/0.13
Pb	14.9/0.93	47/2.9	28.2/1.8	22.2/1.4
Ag	-	-	-	-
Zn	38.3/0.46	30/0.36	32.6/0.39	25/0.3
Sn	2.5/1.0	23.7/9.5	6.1/2.4	3.0/1.2
Ga	10.5/0.55	20/1.1	12.9/0.68	7.8/0.41
Y	32.3/1.1	38/1.3	25.8/0.89	н/а
Li	21.2/0.66	47/1.5	33.7/1.1	н/а
P	356/0.38	346/0.3?	235/0.25	786/0.85
Ba	1469/2.3	2600/4.0	1482/2.3	616/0.95
Be	2.5/0.67	2.8/0.74	3.5/0.91	6.9/1.8
Bi	-	-	-	-
Nb	18.5/0.92	13/0.65	17.4/0.87	19.6/0.98
Sc	6.4/0.64	30.2/3.0	3.1/0.31	н/а
Rb	170/1.1	140/0.93	254/1.7	н/а
Sr	1114/3.3	898/2.6	1480/4.4	н/а
U	3.8/1.5	2.6/1.0	8.3/3.3	н/а
Th	9/0.69	13.2/1.0	22/1.7	н/а
F	400/0.61	н/а	260/0.39	н/а

Габброиды первой фазы характеризуются околочларковыми или пониженными содержаниями элементов сидерофильной группы. Sr (1114 г/т), Ba (1469 г/т), Mo (1.7 г/т), U (3.8 г/т) образуют здесь повышенные концентрации. Монзониты той же фазы резко обогащены Sn (23.7 г/т), Ba (2600 г/т), повышены Sc (30.2 г/т), Pb (47 г/т), Sr (898 г/т), Li (47 г/т), дефицит отмечается для металлов фемафильной группы.

В сиенитах второй фазы концентрируются Sr (1480 г/т), U (8.3 г/т), Sn (6.1 г/т). Ba (1482 г/т), Mo (2.2 г/т), Pb (22,2 г/т), Th (22 г/т), Rb (254 г/т).

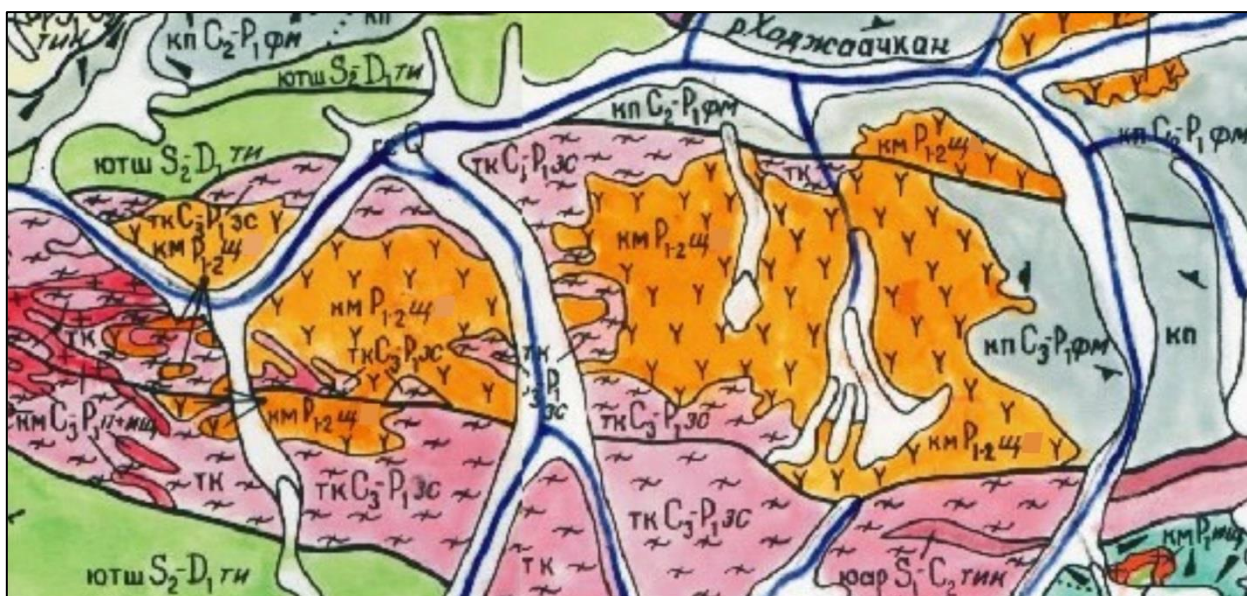
В гранитах третьей фазы происходит накопление Mo (5.6 г/т), Be (6.9 г/т). Pb (22.2 г/т), на уровне кларков Sn, Nb, Zr.

В районах распространения массивов улуккольского комплекса зарегистрированы проявления Sn, Be, Mo и месторождение золота **Апрельское**.

### 3.5.3.3. Магматиты щелочной серии

Магматиты щелочной серии /км P<sub>1-2</sub> щ/ представлены двумя комплексами: матчайским и зардалекским.

К матчайскому комплексу относится ряд значительных по площади (до 57 кв. км) массивов: Матчайский, Кульпский, Ходжаачканский, Утренский, Чекиндинский. В своем распространении они в основном ограничены зоной сопряжения Туркестанского, Алайского и Зеравшанского хребтов, где прорывают метаморфиты туркестанского комплекса, терригенные породы шудманской серии и верхнего палеозоя.



**Рис.3.27. Положение магматитов щелочной серии /км P<sub>1-2</sub> щ/ в структуре Туркестано-Алая. Матчайский комплекс, Ходжаачканский массив**

Интрузии имеют сложную форму. Последовательность формирования пород в их пределах следующая: турмалиновые лейкократовые граниты, щелочные кварцевые сиениты – 1 фаза, нефелиновые и щелочные сиениты - 2 фаза, щелочные кварцевые сиениты и лейкограниты - 3 фаза, Между породами первых двух фаз установлены как интрузивные границы, так и постепенные переходы (в Матчайском массиве).

По своим петрографическим признакам лейкограниты ранней возрастной группы близки гранитам второй фазы каравшинского комплекса. Для них

характерно наличие ярко выраженной катакlastической цементной структуры, скопления турмалина. Сходные по составу граниты третьей фазы, в отличие от них, не несут признаков катаклаза. Нефелиновые и щелочные сиениты второй фазы характеризуются широкими вариациями содержаний породообразующих минералов: нефелина – 5-50%, микроклина - 10-70%, альбита - 30-60%, биотита - до 25%, пироксена - до 30%.

Матчайский комплекс характеризуется некоторым сходством концентрирующихся элементов-примесей в различных породах (табл. 2.29).

Таблица 2.29

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в породах матчайского комплекса**

Фации СВК	лейкограниты	щелочные кварцсодержащие и фойдовые сиениты	нефелиновые сиениты
<b>Кол-во проб</b>	104	95	92
<b>Au</b>	-	-	-
<b>Mn</b>	405/0.40	882/0.88	901/0.9
<b>Ni</b>	5/0.09	2.6/0.04	1.6/0.03
<b>Co</b>	1.9/0.11	4.5/0.24	3.5/0.19
<b>Ti</b>	1908/0.42	1974/0.44	2096/0.47
<b>V</b>	26/0.29	21/0.23	9/0.1
<b>Cr</b>	15/0.18	9.8/0.12	9.5/0.11
<b>Mo</b>	2.9/2.6	2.8/2.5	3.0/2.7
<b>Zr</b>	250/1.5	166/0.98	177/0.99
<b>Cu</b>	8.5/0.18	6.5/0.14	3.6/0.08
<b>Pb</b>	38/2.4	38.7/2.4	18.3/1.1
<b>Ag</b>	-	-	-
<b>Zn</b>	51/0.61	46/0.55	30/0.36
<b>Sn</b>	13.6/5.4	19.2/7.7	4.7/1.9
<b>Ga</b>	14.7/0.77	13.5/0.71	12.2/0.64
<b>Y</b>	43/1.5	25.8/0.89	30.2/1.0
<b>Li</b>	55/1.7	74/2.3	99/3.1
<b>P</b>	-	-	-
<b>Ba</b>	1540/2.4	1026/1.6	5013/7.7
<b>Be</b>	5.7/1.5	4.1/1.1	2.4/0.63
<b>Bi</b>	-	-	-
<b>Nb</b>	42/2.1	39.4/2.0	41.2/2.1
<b>Sc</b>	3.8/0.38	<1.3/<0.1	0.6/0.06
<b>Rb</b>	310/2.1	342/2.3	148/1.0
<b>Sr</b>	142/0.42	460/1.4	508/1.5
<b>U</b>	12/4.8	18/7.2	1.9/0.76
<b>Th</b>	38/2.9	37/2.8	3.5/0.27
<b>F</b>	950/1.4	н/а	210/0.32

Лейкограниты первой фазы содержат повышенные концентрации Sn (13.6 г/т), U (12 г/т), Th (38 г/т), Mo (2.9 г/т). Pb (38 г/т), Ba (1540 г/т), Nb (42 г/т), Rb (310

г/т), Be (5.7 г/т), Li (55 г/т). Элементы сидерофильной группы находятся в количествах ниже кларковых.

Сиениты той же фазы обогащены Sn (19.2 г/т), U (18 г/т), Th (37 г/т), Mo (2.8 г/т), Pb (38.7 г/т), Li (74 г/т), Rb (342 г/т), Nb (39.4 г/т). Как и в гранитах, в них понижены содержания сидерофилов.

В нефелиновых сиенитах второй фазы концентрируются Ba (5013 г/т), Li (99 г/т), Mo (3,0 г/т), Nb (41.2 г/т).

С породами комплекса генетически связана редкометалльная и редкоземельная минерализация (объекты **Джилису, Ходжаачкан, Тутек, Дельбек** и др.). Массивы комплекса представляют интерес как объекты для извлечения алюминия и циркон-пироклорового концентрата. В их экзоконтактах часто развиты зоны фенитизации, альбитизации, жилы карбонатитов с торит-тантал-ниобиевой минерализацией. В дайках щелочных сиенитов (устье р. Янгидаван) установлены высокие содержания Bi (5,5 г/т), Mo (34 г/т), Zr (2580 г/т), As (30 г/т), U (38 г/т), Sn (50 г/т), Th (104 г/т), W (10,4 г/т), Nb (132 г/т), Pb (179 г/т) и отмечена галенитовая и пироклоровая минерализация.

Массивы зардалекского комплекса (Зардалекский, Сугутский, Джаманджарский и др.) имеют меньшую площадь (до 13 кв. км), сосредоточены в основном на северных склонах Алайского хребта, в бассейне р. Сох, где прорывают отложения рифтогенной структуры внутренней части шельфа, а также в верховьях р. Кичикалай, среди терригенных пород верхнего палеозоя.

В строении массивов выделяются две фазы: первая - щелочные габброиды, эссекситы, монзониты; вторая - щелочные, нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты. Особенности минерального и химического состава пород зардалекского комплекса: присутствие порообразующих щелочных минералов, высокая щелочность пород, значение индекса. Пикока (48,8) указывают на соответствие этих образований щелочной петрохимической серии. Породы зардалекского комплекса можно считать представителями "чистой линии". Петрохимические характеристики гранитов матчайского комплекса, показывающие сходство этих пород с коровыми гранитами, указывают на добавление в щелочные магмы коровых сиалических выплавок.

Характеристика содержаний элементов-примесей в породах зардалекского комплекса приведена в таблице 3.30.

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в породах зардалекского комплекса**

<b>Фации СВК</b>	<b>Габбро и монциты</b>	<b>Нефелиновые сиениты</b>
<b>Кол-во проб</b>	6	7
<b>Au</b>	-	-
<b>Mn</b>	2380/2.4	924/0.92
<b>Ni</b>	21.5/0.37	3/0.05
<b>Co</b>	38.3/2.0	8.2/0.46
<b>Ti</b>	4000/0.89	1215/0.27
<b>V</b>	183/2.0	32/0.36
<b>Cr</b>	25/0.3	13.0/0.16
<b>Mo</b>	2.5/2.3	5.7/5.2
<b>Zr</b>	107/0.63	158/0.93
<b>Cu</b>	76.7/1.6	9.8/0.21
<b>Pb</b>	6.7/0.42	93/5.8
<b>Ag</b>	-	0.14/2.0
<b>Zn</b>	70/0.84	50/0.6
<b>Sn</b>	1.5/0.6	2.5/1.0
<b>Ga</b>	9/0.47	7.7/0.41
<b>Y</b>	45/1.4	13.0/0.44
<b>Li</b>		42/1.3
<b>P</b>	1216/1.3	-
<b>Ba</b>	433/0.67	1650/2.5
<b>Be</b>	-	5.0/1.3
<b>Bi</b>	-	-
<b>Nb</b>	-	21/1.05
<b>Sc</b>	н/а	<1.3/<0.1
<b>Rb</b>	н/а	231/1.5
<b>Sr</b>	н/а	1480/4.4
<b>U</b>	н/а	21/8.4
<b>Th</b>	н/а	44/3.4
<b>F</b>	н/а	1862/2.8

Габброиды первой фазы содержат почти все элементы на кларковом или нижекларковом уровне за исключением сидерофильных (Mn, Co, V, Cu) и молибдена. В монцонитах отмечается повышенное содержание бария.

Щелочные и нефелиновые сиениты второй фазы обогащены U (21 г/т), Pb (93 г/т), Mo (5.7 г/т), Sr (1480 г/т), Th (44 г/т), Cs (11 г/т), F (1862 г/т), Ba (1650 г/т) и Ag (0.14 г/т).

В пределах развития щелочных пород комплекса отмечены проявления урана и тория, широко развита рассеянная галенитовая и флюоритовая минерализация, что хорошо увязывается со специализацией этих пород. Нефелиновые сиениты представляют интерес и как алюминиевое сырье.

### 3.5.3.4. Гибридные магматиты коровой и известково-щелочной серии

К гибридным магматитам коровой и известково-щелочной серии в регионе принадлежат интрузии арчабашинского и тамдыкульского комплексов.

Массивы арчабашинского комплекса (Арчабашинский, Ачикалминский, Абрамовский, Дамджайляуский, Блеулинский) прорывают в основном осадочные СВК Алайского микроконтинента преимущественно терригенного, реже карбонатного состава, а также метаморфиты туркестанского комплекса.

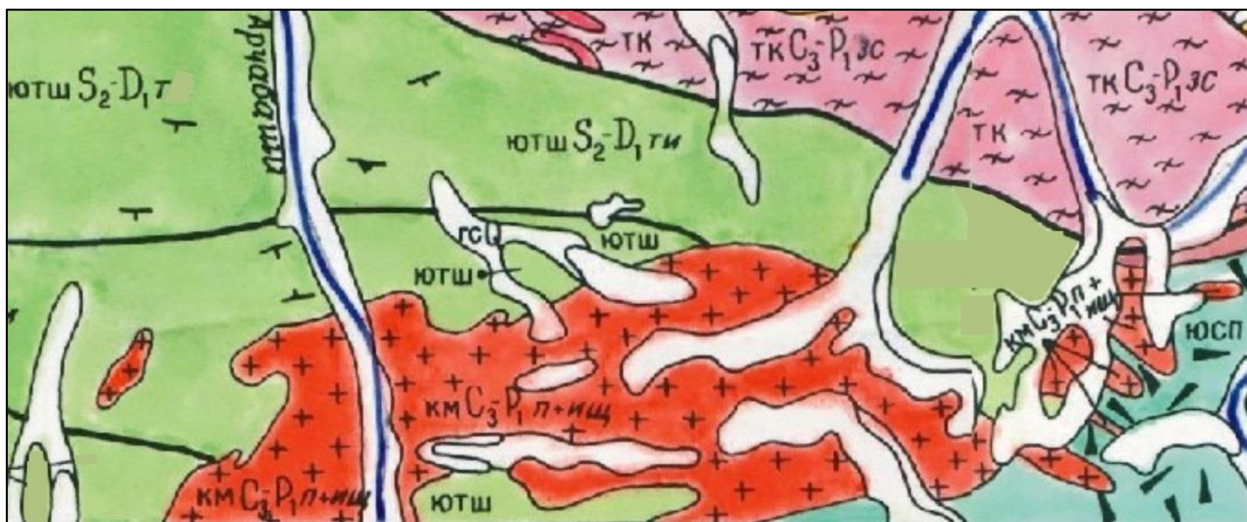


Рис.3.28. Положение гибридных магматитов коровой и известково-щелочной серии /км С3-Р1 п+ищ/ в структуре Туркестано-Алая. Арчабашинский массив

Массивы комплекса имеют четырехфазное строение: первая фаза - мелкозернистые габбро, монзониты; вторая фаза - монцодиориты, кварцевые монцодиориты, порфиroidные гранодиориты; третья фаза - гранодиориты, адамеллиты, биотитовые порфиroidные граниты; четвертая фаза – мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты.

Породы арчабашинского комплекса обладают рядом признаков, показывающих их сходство с одной стороны - с коровыми, а с другой - с известково-щелочными гранитоидами. По петрохимическим характеристикам эти породы также являются промежуточными между каравшинскими и караказыкскими. Их особенности свидетельствуют о том, что исходная для гранитоидов арчабашинского комплекса магма была сформирована в результате процессов гибридизма: добавлением в известково-щелочную магму высокоглиноземистых коровых гранитов.

Арчабашинский комплекс обладает, по сравнению с караказыкским и каравшинским комплексами, и промежуточными геохимическими



характеристиками, что соответствует его гетерогенной природе (табл. 3.31, данные по 42 пробам).

Таблица 3.31

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в адамеллитах арчабашинского комплекса**

Элементы	Среднее	КК
<b>Au</b>	-	-
<b>Mn</b>	625	0.63
<b>Ni</b>	7.0	0.12
<b>Co</b>	7.0	0.39
<b>Ti</b>	2124	0.47
<b>V</b>	61	0.68
<b>Cr</b>	39.5	0.48
<b>Mo</b>	2.1	1.9
<b>Zr</b>	156	0.92
<b>Cu</b>	9.0	0.19
<b>Pb</b>	40.2	2.5
<b>Ag</b>	0.07	1.0
<b>Zn</b>	60	0.72
<b>Sn</b>	8.4	3.4
<b>Ga</b>	13.6	0.72
<b>Y</b>	29.3	1.0
<b>Li</b>	61.2	1.9
<b>P</b>	583	0.63
<b>Ba</b>	1966	3.0
<b>Be</b>	4.2	1.1
<b>Bi</b>	-	-
<b>Nb</b>	15.4	0.77
<b>Sc</b>	12	1.2
<b>Rb</b>	188	1.25
<b>Sr</b>	438	1.3
<b>U</b>	10.0	4.0
<b>Th</b>	22	1.7
<b>F</b>	200	0.3

В наиболее распространенных в комплексе адамеллитах третьей фазы повышены концентрации U (10 г/т), Sn (8.4 г/т), Ba (1966 г/т), Pb (40.2 г/т), Li (61.2 г/т). Mo (2.1 г/т), Th (22 г/т), околочларковые содержания имеют Zr, Ag, Y, Be, Sc, Rb, Sr, резко понижены количества Ni, Co, Cu, F.

В процессе дифференциации расплава от ранних к поздним фазам снижаются концентрации почти всех элементов, в том числе Ti, Ba, Li, Y, Sn, Pb, Cu, Mn, Ni, Co, V. Такое поведение элементов-примесей можно объяснить ролью кристаллизационного фактора, а именно, широкими изоморфными

возможностями амфибола и биотита, содержание которых в породах от ранних фаз к поздним закономерно снижается.

С гранитоидами Арчабашинского комплекса связана золоторудная, сурьмяная, оловянная, медная минерализация скарнового, кварцево-штокверкового и грейзенового типов. Геохимическая специализация на эти металлы отмечается в краевых частях интрузий, тогда как их центральные части в металлогеническом отношении в большинстве случаев практически стерильны.

### **3.5.3.5. Гибридные магматиты известково-щелочной и щелочно-известковой серий**

Гибридные магматиты известково-щелочной и щелочно-известковой серий представлены интрузиями трумсуйского комплекса. Области распространения и условия залегания их в основном совпадают с таковыми для караказыкского комплекса.

Трумсуйский комплекс представлен несколькими крупными (Трумсуйский, Газский, Актюбекский) и серией мелких массивов, в строении которых принимают участие породы двух фаз: монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты первой фазы и граниты и граносиениты второй фазы. Образования комплекса имеют сложные взаимоотношения с породами сурметашского комплекса, выраженные во взаимопрорываниях и взаимопереходах. Эти соотношения, а также минералогические, петрографические и петрохимические особенности определяют специфику трумсуйского комплекса, возникшего из гибридизма известково-щелочной (караказыкский комплекс) и щелочно-известковых (сурметашский комплекс) магм.

Характеристика содержаний элементов-примесей в кварцевых монцодиоритах трумсуйского комплекса приведена в таблице 3.32 (данные по 252 пробам).

Таблица 3.32

#### **Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в кварцевые монцодиориты трумсуйского комплекса**

<b>Элементы</b>	<b>Среднее</b>	<b>КК</b>
<b>Au</b>	-	-
<b>Mn</b>	607	0.61
<b>Ni</b>	7.1	0.12
<b>Co</b>	9.5	0.53
<b>Ti</b>	2750	0.61
<b>V</b>	49.1	0.55

<b>Cr</b>	22.9	0.28
<b>Mo</b>	2.2	2.0
<b>Zr</b>	125	0.74
<b>Cu</b>	10.1	0.21
<b>Pb</b>	19.5	1.2
<b>Ag</b>	-	-
<b>Zn</b>	47.8	0.58
<b>Sn</b>	3.1	1.2
<b>Ga</b>	14.7	0.77
<b>Y</b>	22.3	0.77
<b>Li</b>	28.2	0.88
<b>P</b>	682	0.73
<b>Ba</b>	1502	2.3
<b>Be</b>	3.0	0.79
<b>Bi</b>	-	-
<b>Nb</b>	9.8	0.49
<b>Sc</b>	13.0	1.3
<b>Rb</b>	150	1.0
<b>Sr</b>	503	1.5
<b>U</b>	2.5	1.0
<b>Th</b>	15	1.1
<b>F</b>	400	0.61

В монцодиоритах первой фазы большинство элементов концентрируется на около- или нижекларковом уровне. Исключения составляют лишь Ba (1502 г/т), Mo (2,2 г/т) и Sr (503 г/т).

В граносиенитах второй фазы содержания элементов примесей фактически не изменяются. Для пород комплекса в целом характерна конвергенция геохимических признаков, по которым они приближаются то к монцодиоритам караказыкского комплекса, то к сиенитам сурметашского.

Выявлен ряд золоторудных с серебром объектов, связанных с гранитоидами трумсуйского комплекса: **Чакуш, Кштут** и др., источником рудного вещества которых могли быть металлоносные СВК терригенного шельфа. В этом отношении металлогения комплекса качественно сопоставима с таковой караказыкского. Это может свидетельствовать о том, что доминирующие факторы переноса и рудоотложения, определяющие металлогению караказыкского комплекса, несмотря на гибридность при формировании трумсуйского, сохранились.

### 3.5.4. СВК коллизионной шовной структуры (зона субдукции А)

СВК коллизионной шовной структуры /кш  $P_{1-2}$  дс/ фиксирует континентальную зону субдукции (зону Амштуца), которая была впервые выделена Ненаховым и др. /Белов, 1987ф/. Он представлен акмуйнакским метаморфическим комплексом, который выделен и подробно описан в долине р. Сох, в районе пос. Аугул /Лыточкин, 1992ф/.

Метаморфические породы акмуйнакского комплекса слагают серию крупных (первые километры) линзообразных раздувов, соединенных между собой густой сетью разломов. Дислокационные метаморфиты образуют в плане крупный (25 x 2,5 км) овал, вытянутый широтно от перевала Палалоуз до руч. Аугул. Они развиваются здесь по породам различного состава и возраста: доломитам, гипсам, ангидритам шельфовой рифтогенной структуры, терригенным образованиям даудинской серии и вулканитам урусайской серии, относящимся к этой же структуре, по кварцевым монцодиоритам и щелочным сиенитам коллизионных магматических комплексов.

Состав метаморфитов в значительной степени определяется характером первичного субстрата. При наложении метаморфизма на терригенные осадки даудинской серии образуются углеродистые филлитовидные милониты, адуляр-кварцевые динамосланцы, апогравелитовые динамосланцы, хлорит-кварц-серицитовые филлитовидные динамосланцы. Вулканогенные породы при метаморфизме преобразуются в бластомилониты или хартшиферы с минеральными ассоциациями: серицит-карбонат-доломит-кальцит-хлорит-кварц; альбит-хлорит-серицит-карбонат; альбит-хлорит-пистацит-серицит-кварц; альбит-хлорит-серицит-хлоритоид-стильпномелан-кварц-гидроокислы железа. При наложении метаморфизма на кварцевые монцодиориты структура из монцонитовой преобразуется в бластокатакластическую, а массивная текстура – в сланцеватую или очковую. Метаморфизм гипсово-карбонатных пачек приводит к формированию апокарбонатных и апогипсовых динамосланцев, которые представляют собой мраморы с выраженной в различной степени сланцеватой текстурой, структурой течения, кливажом, иногда метаморфической полосчатостью и дифференциацией.

Общими для метаморфических образований акмуйнакского комплекса являются их структурно-текстурные особенности, а все минеральные парагенезисы не выходят за рамки низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Структурно-текстурные признаки метаморфитов данного СВК свидетельствуют о том, что они сформированы под влиянием интенсивных стрессовых нагрузок. В отличие от канских динамосланцев, они не содержат глаукофановых ассоциаций и, вероятно, образовались в иной тектонической обстановке, что свидетельствует о существовании коллизионной шовной зоны, которая наиболее ярко выражена в бассейне р. Сох.

Металлогеническая специализация СВК определяется в данном случае спецификой подвергшихся метаморфизму СВК. Динамометаморфические преобразования СВК, по-видимому, способствовали частичному перераспределению и/или привносу наиболее подвижных металлов, на что указывает повышение содержаний Hg, Ag, Ba, Mo в метасланцах акмуйнакского комплекса (табл. 3.33, данные по 122 пробам).

Таблица 3.33

**Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) и кларки концентрации (КК) в динамосланцы акмуйнакского комплекса рифтогенной структуры**

Элементы	Среднее	КК
Au	-	-
Hg	0.3	3.6
Mn	640	0.64
Ni	54.6	0.94
Co	15.8	0.88
Ti	2681	0.6
V	141	1.6
Cr	100	1.2
Mo	7.3	6.6
Zr	161	0.95
Cu	41.3	0.88
Pb	21	1.3
Ag	0.3	4.3
Sb	-	-
As	-	-
Zn	77	0.93
Cd	-	-
Sn	4.3	1.7
Ge	3.0	2.1
Ga	8.2	0.43
Y	29.8	1.0
P	881	0.94
Ba	2292	3.5
Be	1.6	0.42
Bi	-	-
Nb	16.8	0.84
U	-	-
Th	-	-
Li	38.2	1.2

### **3.6. СВК этапа внутриплитного развития**

С этим этапом в регионе связано только формирование локально распространенных магматических комплексов, связанных с "горячими точками" и также занимающих относительно небольшую площадь мезозойских осадочных формаций.

#### **3.6.1. СВК дельтовых равнин**

К СВК дельтовых равнин /д Т-Ю ут/ относятся отложения триаса-юры. Локальные выходы этих образований встречаются на различных участках от северного надвигового пояса до южных склонов Алая. Повсеместно осадки триаса-юры с угловым несогласием перекрывают различные палеозойские СВК.

В Туркестано-Алае среди триас-юрских отложений распространены три типовых комплекса: сулюктинский, шурабский и кзылкийский.

Сулюктинский тип развит в основном в западной части региона. Он представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами нижней - средней юры. Терригенные отложения содержат линзы и прослои углистых глин и углей, достигающие большой мощности в верхней части разреза.

Шурабский тип выделен в междуречье Исфара - Сох. Разрез комплекса здесь начинается с триасовых сероцветных пестроцветных глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов с прослоями углей. Залегающие выше, отложения, охватывающие по возрасту все отделы юрской системы, представлены конгломератами, песчаниками, аргиллитами, глинами.

Средне-позднеюрские отложения кзылкийского типа, распространенные в западной части изученной площади, представлены в основном глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями ракушечников и гравелитов. В основании разреза установлены мощные пачки углей.

Мощности отложений незначительны, не превышают 150-200 м.

Отложения триаса-юры представляет собой типичные континентальные образования, сформированные в обширных речных дельтовых пространствах. Об этом свидетельствует комплекс речных терригенных осадков, остатков пресноводной фауны и флоры, а также присутствие угленосных прослоев. С последними связан ряд промышленных месторождений угля.

### **3.6.2. СВК прибрежных лагун, пляжей и субаэральных дельт**

Меловые и палеогеновые отложения, относящиеся к СВК прибрежных лагун, пляжей и субаэральных дельт /пл К-Pg т/, также распространены повсеместно, хотя выходы их занимают небольшую площадь. Они с резким угловым несогласием перекрывают различные мезозойские осадки, на многих участках наращивая разрез триаса-юры.

Меловые отложения разделяются на несколько типов /Болгарь, 1982/: исфаринский, наукатский, алайский. Исфаринский тип (северная часть) представлен пестроцветными толщами конгломератов, песчаников, гравелитов, алевролитов, глин с прослоями мергелей, известняков-ракушнякав и доломитов.

Для наукатского типа, слагающего разрезы, обрамляющих одноименную впадину, характерно более широкое распространение глин, гипсов, наряду со всеми вышеперечисленными типами пород.

В составе алайского типа (осевая и южная часть Алая) преобладают песчаники, глины, мергели, известняки-ракушняки, встречаются гипсы, на отдельных участках широкое распространение имеют красноцветные конгломераты. Мощность меловых отложений - до 600 м.

Палеогеновые отложения и массагетская свита (Pg<sub>3</sub>-N), с несогласием залегающие на меловых, а также палеозойских СВК, представлены сероцветными и красноцветными глинами, песчаниками, мергелями, алевролитами. Для нижней части разрезов характерно широкое распространение гипсов, доломитов, известняков-устричников. Мощность палеогеновых толщ - менее 200 м.

В целом литологический состав отложений мела-палеогена довольно разнообразен и свидетельствует о том, что формирование их могло происходить в различных условиях: мелководного морского шельфа, морских прибрежных лагун, пляжей, субаэральных дельт.

### **3.6.3. СВК "горячей точки"**

СВК "горячей точки" /гт P<sub>2</sub>-K сщ/ - внутриплитные магматические образования в регионе представлены трубками взрыва различного состава (гаумышский комплекс) и субвулканическими фациями щелочных базальтов (кызылкийский комплекс).

Трубки взрыва в Туркестано-Алае выделены сравнительно недавно /Ненахов, 1987/. Здесь известны трубки Гаумышская, Тенгизбайская, Абрамовская, Левобережная, Аллаудинская, Ичкесу, которые изучены детально.

Кроме трубок взрыва к гаумышскому комплексу часто /Березанский, 1987, 1988; Белов, 1988; Ненахов, 1987/ относят также многочисленные дайки субщелочных базальтоидов, лампрофиров, камптонитов, бекинкинитов и т.п.

Несколько трубок взрыва обнаружено в осевой зоне Алайского хребта, в центральной части региона, среди них наиболее интересна Гаумышская трубка взрыва, расположенная в правом борту р. Гаумыш, выше одноименного перевала. Трубка прорывает массивные доломиты СВК внутреннего шельфа. Она имеет неправильную в плане форму ширины от 5 м до 60 м, протяженность - около 2 км, вертикально падающие контакты. В строении трубки участвуют три разновидности пород, отвечающие трем фазам ее формирования.

Наиболее ранние (автолитовые брекчии) слагают до 20% объема тела. Брекчии состоят из округлых автолитов (70-80% объема пород) размерами 0,5-10 см, которые сложены лимбургитами, реже доломитами и очень редко пироксенитами, диабазами, оливиновыми базальтами. Более поздние эруптивные брекчии, занимающие большую часть выходов трубки, состоят из обломков доломитов (50-70% объема), сцементированных лимбургитами. Наиболее поздними породами являются массивные лимбургиты, прорывающие эруптивные брекчии.

В этой же части региона установлено несколько трубок взрыва меньших размеров. Все они прорывают мраморированные известняки и доломиты шельфа Алайского микроконтинента, имеют неправильную изометричную форму. Трубки сложены эруптивными брекчиями. Обломки мраморов, доломитов, кремней, известняков, пироксенитов, горнблендитов составляют от 5 до 70% этих пород. Цементирующая масса представлена субщелочными пироксеновыми базальтами, камптонитами, бекинкинитами или пироксеновыми порфиритами.

Иное структурное положение и состав имеют Карагаттинские трубки. Они расположены на значительном удалении от описанного выше узла, в северо-западной части региона, в урочищах Ичкесу и Раватджакуб, прорывают сланцы, алевролиты, песчаники СВК северного континентального склона, с зонами ороговикования на контактах. Трубка "Ичкесу" имеет форму овала, с размерами 250 x 60 м. Породы трубки представлены эруптивными брекчиями с обломками вмещающими эту трубку сланцев, песчаников, а также ксенолитов сиалического фундамента: амфиболитов, гнейсов, пегматитов и мантийных ксенолитов: гиперстенитов, анортозитов, эклогитов. Цементирующая масса сложена порфирированными базальтоидами с вкрапленниками авгита, плагиоклаза, оливина,



амфибола, граната и стекловатой, интенсивно хлоритизированной и карбонатизированной основной массой.

По химическому составу породы "центральной" группы трубок и Карагаттинские трубки также различны. Для первых характерны широкие вариации содержаний всех петрогенных компонентов, часто даже в пределах одного тела, при этом, все разновидности можно относить к группе основных пород субщелочного ряда. Многие анализы лимбургитов и бекиннитов показывают повышенную магнезиальность пород, что, наряду с повышенными содержаниями калия, позволяет сопоставить образования этой группы трубок с высокомагнезиальными породами лампроитовой серии. Карагаттинским трубкам свойственно постоянство химического состава, более низкие, чем в Гаумышских, количества  $\text{SiO}_2$  (40,3-40,6%),  $\text{MgO}$  (6,2-7,9%), при этом суммарные содержания щелочей во всех пробах более 5%.

Субвулканические образования, которые как и трубки взрыва, относятся к внутриплитным, представлены кызылкийским комплексом, магматиты которого установлены только на одном участке: к юго-востоку от г. Кызыл-Кия, в районе шахты Комсомольская. Базальтоиды здесь приурочены к выходам континентальных отложений юрского возраста: глин, алевролитов, песчаников, мергелей, углей.

Базальтоиды слагают несколько тел мощностью от 3 м до 15м, протяженностью 20-500 м. Контакты их с вмещающими породами как согласные, так и секущие, с эндоконтактовыми зонами изменения мощностью до 3-4 м. Текстура пород массивная или миндалекаменная, структура порфировидная.

От трубок взрыва породы данного комплекса отличаются повышенной щелочностью и более низкими содержаниями окиси магния.

В породах трубок взрыва и субвулканических образованиях не установлено высоких концентраций какого-либо из полезных компонентов. Трубки взрыва могут представлять интерес как источники алмазов лампроитового типа, однако в этом отношении в Туркестано-Алае они изучены недостаточно.

### **3.7. СВК этапа современной коллизии гималайского типа**

СВК соответствует этапу современной коллизии, который в регионе начался в неогеновое время и продолжается до настоящего времени. Этот этап, обусловленный взаимодействием Евразии и Индостана, за счет которого создавалась современная система Тянь-Шаня и Памира, характеризуется осадконакоплением, характерным для горных стран. Они занимают значительную площадь, заполняя большие межгорные впадины (Наукатскую, Хайдарканскую и др.), а также многочисленные долины рек, саев, ложа ледников и т.д.

Описываемый СВК включает практически все типы отложений высокогорной страны и межгорных впадин. Это исключительно континентальные осадки, которые по составу и возрасту разделены два комплекса: неогеновый и четвертичный.

#### **3.7.1. СВК подгорных долин**

СВК подгорных долин /гс N/ - неогеновые отложения - представлены преимущественно грубообломочными фациями аллювиальных конусов. Конгломераты, слагают большую часть неогеновых разрезов, присутствуют также глины, алевролиты, песчаники.

#### **3.7.2. СВК межгорных впадин**

СВК межгорных впадин /гс Q/ - четвертичные отложения - разнообразны по генезису. Они представлены речными, озерными, ледниковыми фациями, фациями речных наземных конусов выноса, горных склонов и подгорных шлейфов, временных потоков, плоскостного смыва, солифлюкционного переноса.

### 3.8. Анализ геохимических особенностей различных СВК

Из всех палеообстановок, контролирующих формирование тех или иных структурно-вещественных комплексов (СВК), наибольший интерес представляют те, которые способствуют концентрации в себе значительного количества рудных элементов. Такими СВК для Туркестано-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня, являются биогенные углеродистые образования силура, эвапориты и доломиты девона, некоторые вулканогенные и магматические комплексы.

Анализ СВК слагающих современную структуру Туркестано-Алая, позволяет выделить ряд комплексов, играющих в становлении металлогенического облика региона значительную роль.

Для океанических образований это, прежде всего породы ультрабазитового комплекса, насыщенные Hg, Ni, Cr, Co и, возможно, золотом и лантаноидами.

В обстановках континентального склона и подножья, терригенного шельфа, рифтогенной структуры наибольшей металлоносностью обладают широко развитые силурийские черносланцевые образования. Они несут значительные, вплоть до эмбрионально-рудных, концентрации Mo, Ag, As, Se, U, V, Zn, Hg, Sb, Cu, W, Sn, Bi, Au, TR. Эти образования существенно определяют металлоносность терригенного полимиктового меланжа, который, возможно, являлся источником рудного вещества при формировании месторождений джаспероидного типа. Из-за того, что черносланцевые комплексы заняли нижнее структурное положение в покровно-складчатой системе региона, они и их тектоногенные производные были наиболее подвержены воздействию магматических и метаморфических факторов и их потенциал металлов мог быть более полно реализован при рудообразовании. В ряде случаев они служили и благоприятной восстановительной средой рудоотложения.

Карбонатные комплексы шельфа в большинстве случаев геохимически "стерильны" и лишь углеродистые доломиты Адыракоуской единицы фиксируют значительные количества ртути и, вполне закономерно, являются рудовмещающими для серии монометалльных ртутных проявлений и месторождений.

С коллизионными магматитами, вне зависимости от их сериальной принадлежности, постоянно ассоциируются многочисленные месторождения и проявления Au, Cu, Ag, W, Sn, Pb, Bi, Sb, что может являться следствием значительной ассимиляции корового вещества магматическими очагами. Подтверждением тому служит повышение металлоносности эндоконтактовых

фаций. Для большинства комплексов хорошо прослеживается тенденция увеличения концентраций гранитофильных металлов от ранних фаз к заключительным.

Несомненная генетическая связь установлена между щелочными комплексами и танталониобиевым, уран-ториевым и редкометалльным оруденением.

Герцинская коллизия, создавшая тектонический план региона и термоградиентное поле интрузивного магматизма существенно повлияла на первичное распределение металлов в СВК, вовлекая их в миграционные процессы. При этом широко развитые глыбово-хаотические металлоносные комплексы (меланжи) являлись как источником металлов, так и благоприятной средой для тепломассопереноса рудоносных флюидов. Сочетание всех геодинамических факторов тем самым создало предпосылки для формирования месторождений и металлогенического облика региона.

## 4. ГЕНЕРАЛИЗОВАННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Туркестано-Алайский регион включает месторождения и проявления Кызылкумо-Ферганского полиметаллического, Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного, Туркестано-Алайского золотосульфидного, Туркестанского редкоземельного и Зеравшано-Гиссарского золото-ртутно-сурьмяного поясов.

По генетическим признакам в пределах площади выделяются осадочные, вулканогенно-осадочные, телетермальные, метаморфогенные, плутоногенные и другие типы месторождений. Такое разнообразие рудных объектов и близширотная металлогеническая зональность в целом обусловлена совмещением и взаимодействием различных геодинамических обстановок и слагающих их СВК, причем каждая из данных обстановок, в силу специфики своего развития, обладает определенным набором первично концентрирующихся полезных компонентов.

Герцинская коллизия, создавшая тектонический план региона, окончательно сформировала металлогенический облик региона в целом /Белов, 1998, Ваулин, 1992, Лыточкин В.Н., 1993ф, Ненахов, 1992 и др./.

Вышеприведенные замечания легли в основу модели рудообразования Туркестано-Алая и существенно определили авторские прогнозные построения.

Геолого-генетическая модель формирования рудных объектов предполагает определение особенностей образования рудовмещающей структуры, установление совокупности взаимосвязанных источников энергии и рудного вещества, транспортирующих агентов, механизма и транспортировки рудообразующих растворов-флюидов, состава рудообразующего раствора-флюида, среды, термодинамической обстановки, условий рудоотложения и особенностей минералого-геохимической зональности. Если закономерности строения, зональности и формы рудных тел достаточно хорошо изучены, то в отношении остальных аспектов существует много невыясненного и противоречивого.

Системно-структурный подход к решению этой проблемы позволяет предложить новую модель рудообразования на базе плейттектонических построений. Этот подход заключается и том, что руда рассматривается как элемент системы, развивающейся во времени и пространстве – от возникновения первичных концентраций металлов в различных обстановках через последовательный ряд эволюционных преобразований, до возникновения собственно месторождений. Таким образом, в основе модельных построений

лежит вскрытие сущности отдельных геодинамических элементов, установление последовательности их формирования, соотношения в современной структуре, а также выявление их геохимической специализации и энергетики процессов рудообразования.

#### **4.1. Эволюции рудных процессов Туркестано-Алая в герцинском цикле**

В соответствии с моделью развития Туркестано-Алайской покровно-складчатой системы выделяется несколько этапов доминирования определенных геодинамических обстановок. Если каждому из этапов и палеообстановок свойственны свои СВК и металлогения, то последний, коллизионный, интегрирует металлогению предыдущих /Ненахов, Ваулин, 1992/.

Рудные процессы, связанные с этапом заложения и развития Ферганского палеоокеана, контролировались главным образом магматической деятельностью, характерной для спрединговых структур с образованием расслоенных тел базит-гипербазитового состава. Для базитов характерна рассеянная, реже шлировая хромитовая минерализация, надкларковые значения Ni, Co, Cr, иногда золота и платиноидов /Пояркова, 1968ф/, а также высокие концентрации ртути, которая вероятно связана с ртутным "дыханием" мантии /Денисов, 1987, Масленников, 1989/. Обогащенные участки гипербазитов могли стать источником ртути при формировании месторождений листовенитового типа (**Чонкой, Калача, Сарыташ** и др.). Образование ртутных листовенитов могло происходить под воздействием процессов динамометаморфизма пород офиолитовой ассоциации в позднем девоне и раннем карбоне, так как уже в раннем карбоне рудные глыбы (читай - месторождения) находятся в серпентинитовом меланже, а в среднем и позднем карбоне – в терригенном. Этот вывод подкрепляется и находками киновари в гальках терригенных отложений раннего - среднего карбона, заполняющих субдукционный желоб /Белоусов, 1983/. Высокая, даже в современных условиях, летучесть ртути с образованием ореолов вокруг рудных глыб часто приводит к ошибочному мнению о более молодой, наложенной природе оруденения.

Для габброидов офиолитовой ассоциации характерно увеличение концентраций титана с образованием титаномагнетита и ильменита.

В океанических впадинах ордовикского времени отлагались гематитовые кремнистые осадки с высоким содержанием марганца и аномальными

концентрациями Ag, Cu, Pb (**Надир**). Кремнистые осадки абиссальных равнин в общем случае безрудны и лишь изредка обогащены Mn, Cu, Mo, Bi.

В этот же период во впадинах с резко восстановительным режимом, образуются уникальные по металлоносности фтаниты аккудудукской свиты с околорудными Mo, V, Cu, Zn, U, TR. Фрагменты фтанитового комплекса встречаются исключительно в олистостромах и меланжах. Его глыбы иногда представляют собой обособленные рудопроявления (**Ходжакорум, Каратанга, Согул** и др.).

В ордовикское время, синхронно с заложением Ферганского палеоокеана, начинается формирование рифта внутри Алайского микроконтинента. В силу своей эмбриональности он несет главным образом черты коровой металлогении и лишь связанные с ним интрузии бульджуминского комплекса характеризуются повышенной титанистостью.

В раннесилурийское время в пределах всего микроконтинента, на его шельфе, склоне и подножьях, начинается образование углеродистых толщ. Спорадически они отмечаются и в позднем силуре, иногда - раннем девоне (имбефская, гарибакская, устьголидская, сюгетская, чакушская, пульгонская, джидалинская свиты, шудманская серия).

Металлогеническое значение черносланцевого этапа для региона весьма велико. Помимо того, что углеродистые породы этого возрастного интервала получили очень широкое распространение и концентрируют все ведущие для Туркестано-Алая металлы (Hg, Sb, Au, As, F, Ag, U, Se, W, Sn, Mo, V, Zn, Cu, TR и др.), с ними генетически связано множество проявлений и месторождений, прежде всего ртутно-сурьмяных джаспероидных (**Хайдаркан, Кадамджай, Чаувай**), золоторудных (**Чакуш, Сугат** и др.), урановых пятиэлементной формации (**Шаабас, Ангуш, Раут** и др.). Парагенетическая связь черносланцевого этапа намечается и с золото-полисульфидными объектами (**Турук, Акджилга, Караказык, Сарыкунгей, Шаркратма**, месторождения **Кичикалайского** рудого района и т.д.). Аналогичные черные сланцы в Западном Узбекистане вмещают уникальное месторождение золота **Мурунтау**.

Во всех случаях углеродистые металлоносные породы выступают как источник рудного вещества. Простейшие расчеты показывают, что из блока черных сланцев терригенного шельфа Алайского микроконтинента объемом до 1 куб. км при экстракции хотя бы половины заключенного в них рудного вещества могло быть вынесено: Au – 8,1 т, Hg – 1300 т, Mo – 86320 т, Cu -257400 т, Pb –

59800 т, Ag – 3380 т, Sb – 13000 т, As – 57980 т, а из черных сланцев северного континентального склона: Au – 18,2 т, Hg – 910 т, Mo – 52000 т, Cu – 120900 т, Pb - 36400 т, Ag – 1172 т, Sb – 18200 т, As - 78000 т. Из 1 куб. км углеродистых пород шудманской серии при метаморфизме их до эпидот-амфиболитовой фации было мобилизовано: Mo - 10660 т, Cu - 55900 т, Ag - 910 т, Sb - 11180 т, As - 39020 т, Ba - 506220 т, Zn - 141700 т, C - 62,4 млн. т.

Если учесть, что метаморфизму в различной степени были подвергнуты объемы пород во многие сотни и тысячи куб. км и, хотя бы тысячная часть экстрагируемого вещества участвовала в рудообразовании, то металлоносных углеродистых толщ региона было бы вполне достаточно для образования известных месторождений. Механизмом такого масштабного процесса могло послужить тепловое воздействие коллизионного магматизма. Энергетика магматитов и факторы переноса рудного вещества будут рассмотрены ниже.

На уровне раннего девона, а местами и позднего силура, на шельфе микроконтинента терригенное осадконакопление сменяется карбонатным. Соответственно, претерпевает изменение и металлогенический план.

Если карбонатные образования внешнего шельфа практически стерильны в отношении металлоносности, то в пределах внутреннего шельфа они существенно ртутоносны (Адыракоуская, отчасти Асангаварская и Экидаванская единицы). Резкое различие в распределении металлов в карбонатных породах внутреннего шельфа связано с неравномерным тепловым воздействием на них коллизионного магматизма - менее проработанная Адыракоуская единица более металлоносна и, соответственно, рудонасыщена. Здесь, помимо ртути, концентрировались Mg, Sc, Ba, F, Se, сера сульфидной и сульфатной форм,  $C_{орг.}$ , причем наивысшие концентрации элементов наблюдаются в слоях, более обогащенных органическим веществом. Тепловое и флюидное воздействие коллизионного магматизма на металлоносные слои Адыракоуской единицы выразилось в частичной экстракции и перераспределении ртути в пределах единицы с образованием монометалльных ртутных месторождений и проявлений (**Адыракоу, Курсала, Сымап, Шамыши, Бирксу** и др.). При восстановлении сульфатной серы органическим веществом возникали сульфат-сульфидные парагенезисы минералов от наиболее богатой серой пары ангидрит-пирит, до пары барит-киноварь с наименьшим содержанием серы. Резко положительные значения  $\sigma^{34}S$  в киновари указывают на внутренний сульфатный источник серы.



В раннем и среднем девоне с рифтогенной структурой связаны довольно мощные импульсы магматизма (урусайский, а на западе региона - арпапаятский вулканоплутонические комплексы). Если с арпапаятским ассоциируется медная минерализация, то с урусайским - генетически связаны зоны альбитизации с повышенной концентрацией Nb (до 56 г/т), Be (25 г/т), Sn (10 г/т), Ga (113 г/т), а также проявления тантало-ниобатов (**Урусай, Некк**).

Очень важным в металлогеническом отношении должен быть этап формирования островодужных систем, с которыми во всем мире связана основная часть месторождений колчеданного и порфирирового типов. И хотя в современной структуре региона реликты этих систем встречаются в незначительных блоках (вулканиты караташской свиты, концентрирующие Hg, Mo, Mn, Pb), они, по-видимому, играли существенную роль в предварительной сепарации рудного вещества. В результате субдукции и тектонической эрозии в среднем карбоне островодужная система была практически полностью разрушена и рудное вещество, вместе с продуктами тектонической эрозии поступало на глубину, где могло поглощаться вновь образующимися расплавами из известково-щелочной серии. Каких-либо рудных концентраций, которые можно было бы связать с островодужными образованиями, в регионе не выявлено.

С процессами взаимодействия океанической и континентальной плит (субдукция Беньофа) в раннекарбоновое время связано образование полимиктового серпентинитового меланжа. С ним ассоциируются проявления хризотил-асбеста, родингитов с единичными находками рубинов, остаточные проявления магнезита, офикальцитовые брекчии с подводными элювиальными россыпями хромита и, возможно, золота и платиноидов.

В пределах серпентинитового меланжа находятся и минерализованные глыбы полиметаллов (месторождение **Кан**). На их происхождение существует две точки зрения. Первая основана на том, что под воздействием повышенного теплового потока зоны Беньофа происходила мобилизация Pb, Zn, Ag, Cu из пород офиолитовой ассоциации и избирательная минерализация глыб канского динамометаморфического комплекса. Однако в пределах офиолитов концентрации этих металлов весьма малы и для данной обстановки полиметаллические месторождения не характерны. С другой стороны, эти глыбы могли попадать в меланж уже в оруденелом состоянии и впоследствии подвергаться метаморфизации, за счет которой произошло частичное перераспределение минерализации. Подобные полиметаллические руды

характерны для обстановок энсиалических островных дуг (экспозиционно-осадочный генезис). Специфической особенностью экспозиционно-осадочных руд являются значительные концентрации Mn, Sr, Ba, что устанавливается и для канских руд. Именно так считает ряд исследователей /Панин, 1990, Панкратьев, 1990/ генезис месторождений Кызылкумо-Ферганского полиметаллического пояса, часть которых расположена *in situ* на южной окраине Среднего Тянь-Шаня (**Учкулач, Торобулак, Аяк-Кудук, Пистали** и др.), а часть - аллохтонны (**Кан, Кан-и-Гут, Закан, Эскикан**).

Определенный интерес к достаточной степени отработанному месторождению **Кан** могут возродить находки золотоносных кварцевых жил (участок **Шунк**), а также перспективы выявления полиметаллических объектов под терригенными осадками субдукционного желоба среди серпентинитового меланжа (**Шунк-Птоуский** участок). На признаки нахождения таких объектов уже неоднократно указывалось /Белов, 1991ф/.

Башкирское время ознаменовалось образованием бокситов карстового типа, отлагавшихся среди карбонатных СВК внешнего шельфа северной окраины микроконтинента (**Катранбашинская, Акшагыльская** группы проявлений, проявления **Кокчетау, Ворух, Сох, Чаувай** и др.). Бокситы рассматриваются обычно как осадочные образования, приуроченные к континентальным перерывам в накоплении карбонатных формаций и эпохам выветривания. Источником глинозема (и кремнезема) могли быть островодужные пепловые осадки этого времени. Весьма интересен микроэлементный состав бокситов. Вне всякой связи с гидротермальной деятельностью здесь установлен значительный геохимический фон Sb (118 г/т), Hg (12,1 г/т), As (69 г/т), а также Li, Pb, Cu, Zn, что может отражать специфику островодужного вулканизма.

Для московского века - времени доскладчатого покровообразования и формирования флишоидных и олистостромовых СВК - каких-либо заметных процессов рудогенеза не отмечается.

Весьма важным моментом в металлогеническом плане является образование подшарьяжных меланжей, прежде всего тульского комплекса. Они участвуют в строении таких рудных полей, как **Хайдарканское, Кадамджайское, Чаувайское, Чонкойское**. Если выходить за рамки региона, то меланжи известны в пределах рудных полей крупнейших месторождений, таких как **Мурунтау, Сарыджаз** и др. Это явление далеко не случайно, так как микститы и особенно меланжи обладают одним из важнейших качеств, благоприятствующих рудным

процессам - повышенной эффективной пористостью. В то же время, матричные породы во многих случаях являются поставщиками рудных компонентов. Так, меланж тульского типа, формируясь по углеродистым металлоносным сланцам континентального склона, во многом сохраняет их геохимическую специализацию (Hg, Sb, Mo, Ag, Se, F, Au и т.д.), а матричные катаклазиты как бы "подготовлены" для экстракции этих компонентов при во\*бдействий на них термальных флюидов. Рудный потенциал 1 куб. км матрикса меланжа составляет: Au – 20,8-36,4 т, Hg – 520-1794 т, Sb – 18200-37700 т, As – 26000-150800 т, Se - до 49400 т, Ag - 962-3744 т, Mo - 14300-101400 т, W - 20800-33800 т, Cu - 202800-241800 т, Pb - до 75400 т, Zn - 249600-405600 т. Реализация части потенциала могла происходить под влиянием теплового поля коллизионного магматизма. Данные обстоятельства и послужили, вероятно, предпосылкой для образования месторождений джаспероидного типа.

Параллельно с меланжированием продолжалось формирование складчатой структуры с образованием благоприятных рудолокализирующих структур (ядра складок, ретрожарьяжи, трещины отрыва, экранирующие поверхности с геохимически контрастными типами пород и т. д.).

Основным этапом рудообразования, определяющим современный, металлогенический облик региона, явилось близкоодновременное внедрение больших объемов магматических масс в позднекаменноугольное - раннепермское время. Коллизионные магматиты, внедрившиеся в уже сформированную кору континентального типа, в значительной степени определили металлогению редкометалльного, золоторудного и ртутно-сурьмяного поясов, их пространственное размещение и локализацию месторождений. При этом магматические очаги играли тройную роль /Сургай,1980/: рудогенерирующую при магматическом источнике вещества; рудообразующую при мобилизации рудных компонентов окружающей среды; рудоуничтожающую при ассимиляции и рассеянии рудного вещества. Важнейшей, по-видимому, следует считать рудообразующую функцию магматитов, под которой понимается температурный и флюидный режимы, процессы экстракции, перемещения и отложения рудного вещества.

В результате внедрения коллизионных магматических масс, взаимодействовавших с коровым сиалем, нарастания термального градиента, активизации флюидного режима, резкого усиления миграционных процессов был сформирован металлогенический облик региона, близкий к современному. При

этом различия в вещественном составе магматитов, в уровне их возникновения и становления отразились на степени их рудогенерирующей и рудообразующей способности.

Гранитоиды I-типа (караказыкский комплекс), относящиеся к широко распространенному геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда, с которыми в мире связаны крупные месторождения Cu, Au, Mo, полиметаллов, в Туркестано-Алае генерируют медно-золоторудное, серебро-полиметаллическое и скарново-шеелитовое промышленное оруденение (**Караказыкское, Алтын-Джилгинское, Аугульское, Гавианское** рудные поля, **Кичикалайский** рудный район и др.). Проявления медно-молибденового типа имеют лишь минералогический интерес.

Коровые гранитоиды S-типа (каравшинский комплекс) формировались в условиях благоприятных для дифференциации расплава. Эти условия (закрытость физико-химической системы, наличие мощного флюидного потока) способствовали образованию остаточных низкотемпературных эвтектических систем, насыщенных флюидами и накоплению в них редких металлов. Коровые гранитоиды следует относить либо к ультраметаморфическим, либо к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда. В регионе с гранитоидами каравшинского комплекса связаны пегматитовые проявления Sn, Be, Li, Rb, Cs, а также пьезооптического и камнецветного сырья.

Гранитоиды смешанного типа (арчабашинский комплекс) в металлогеническом отношении в большинстве случаев стерильны. Объяснение этому следует искать в условиях их генерации и становления. Поскольку в процессе их образования роль корового и подкорового вещества примерно равноценны, это не могло не отразиться на их рудоносности. Если для коровых гранитоидов характерен рудный процесс, контролируемый образованием глубоко дифференцированного остаточного расплава (пегматитообразование), то для подкоровых рудообразование обязано активности флюидов (прежде всего хлористых соединений), выполняющих транспортирующую роль. "Промежуточные" условия образования арчабашинских гранитоидов, возможно, привели к тому, что условия реализации для дифференцированного пегматитообразования не наступили, и в то же время, "добавление" корового вещества привело к разубоживанию содержания хлорных соединений, рассеянию полезных компонентов и, как следствие, снижению рудогенерирующей активности

подкорковых расплавов. В связи с комплексом известны лишь незначительные проявления золото-полисульфидной формации.

Среди субщелочных образований наибольшее металлогеническое значение имеют породы сурметашского комплекса. Они соответствуют гранитоидам латитового ряда, для которых характерна потенциальная рудоносность на олово и вольфрам. Об этом же свидетельствуют и их геохимические особенности. Так как наиболее продуктивными являются завершающие фазы гранитоидных серий, то весьма перспективными представляются массивы субщелочных гранитов и граносиенитов этого комплекса. В пределах Туркестано-Алая с подобными образованиями известны промышленные концентрации олова и вольфрама (**Аллаудин, Меликсу**).

В связи с гранитоидами трумсуйского комплекса выявлен ряд золоторудных объектов (**Чакуш, Сугут**). В этом отношении металлогения трумсуйского комплекса качественно сопоставима с таковой караказыкского.

Массивы улуккольского комплекса вряд ли могут расцениваться как высокоперспективные, прежде всего из-за незначительности размеров и слабого проявления, связанных с ними постмагматических процессов. Хотя в районах их распространения зарегистрированы проявления олова, бериллия, вольфрама, золота, промышленного значения они не имеют.

Поздне- и постколлизийные магматические породы, отвечающие щелочной серии, характеризуются редкометалльной и редкоземельной минерализацией. Массивы матчайского комплекса представляют интерес как объекты для извлечения алюминия и циркон-пироклорового концентрата. Кроме того, в их экзоконтактах часто развиты зоны фенитизации, альбитизации и карбонатизации с редкометалльной Th-Ta-Nb минерализацией (**Джилису, Ходжаачкан, Дельбек, Тутек** и др.).

Проявление гибризма в матчайском комплексе в металлогеническом плане имеет отрицательное значение, так как приводит, с одной стороны, к разубоживанию содержаний ценных компонентов, а с другой способствует переводу их из концентрированного состояния в рассеянное. Поэтому промышленный интерес на Th-Ta-Nb-TR могут представлять прежде всего массивы, где гибризм не проявлен или проявлен в ограниченных масштабах (**Джилису, Ходжаачкан**). Эти же тела могут расцениваться и как источник алюминиевого сырья.

Щелочные породы зардалекского комплекса промышленных концентраций редкоземельных элементов не образуют, но представляют несомненный интерес как источник алюминиевого сырья.

Таким образом, эволюционная геолого-генетическая модель с позиций плитной тектоники позволяет выделить решающие факторы образования и размещения ртутно-сурьмяного, золотосульфидного, полиметаллического и редкометалльного оруденения Туркестано-Алая.

1) Широкое развитие металлоносных отложений в пределах континентального склона, шельфа и рифтогенной структуры микроконтинента, аккумулировавших значительные количества ртути, сурьмы, редких и благородных металлов, явившихся источником вещества при рудогенезе.

2). Наличие благоприятных для рудоотложения структур-покровов, осложненных ретрошарьяжами и сложенных геохимически контрастными типами пород.

3). Наличие пологонаклоненных зон повышенной проницаемости для рудоносных флюидов (границы тектонических покровов, меланжи).

4). Южное крутое падение зоны субдукции, контролировавшей магматический диапиризм и линейное расположение магматитов.

5). Становление магматических очаговых структур и термальных куполов метаморфизма, сформировавших термоградиентное поле, контролировавшее, в свою очередь, мобилизацию, перенос и зональное отложение рудного вещества.

## 4.2. Очаговые структуры Туркестано-Алая

Важнейшим фактором переноса является температурный градиент, заставляющий мигрировать рудные компоненты в соответствии с их энергетическими потенциалами. Кроме того, для осуществления этого переноса необходима эффективная пористость пород, обуславливающая пути миграции, а также вода. Вода практически всегда присутствует в различной форме в осадках и в породах, выделяется она и при метаморфизме и при остывании магматических очагов. Что касается эффективной пористости, то ею в достаточной степени обладают различные тектониты и, прежде всего, меланжи.

Температурный градиент рассчитывается математическими методами, базируясь на понятиях об очаговой структуре (интрузивном узле). Под очаговой структурой понимается группа разновозрастных интрузий с аномальной плотностью распределения. Очаговые структуры являются результатом функционирования мантийных конвективных ячеек, энергетический потенциал которых зависит от ряда факторов и выражается объемом интродуцированных магматических масс. Методика выделения очаговых структур и расчета теплового поля, которое они создают, на примере Туркестано-Алая подробно описана в специальном исследовании Ю.Н. Стрика /1990ф/. Суть этих исследований сводится к следующему.

В коллизионной структуре региона выделяется восемь очаговых структур (рис. 2.1). Геометрические центры очаговых структур находятся на кривой, которая аппроксимируется уравнением логарифмической спирали. Расстояние вдоль этой кривой между центрами составляет в среднем 50 км. Каждая очаговая структура создает вокруг себя тепловое поле, которое эволюционирует во времени (рис. 4.1, 4.2, 4.3).

Нетрудно заметить, что температурные изограды мигрируют во времени по площади в зависимости от конфигурации очаговых структур с различной скоростью в различных местах. При этом образуются отдельные участки, где одна и та же изограда как бы останавливается или термостабилизируется. На рис. 4.4 видно, что миграция изограды и, соответственно, тепломассоперенос идет по двум принципиально различным направлениям: 1) векторам переноса сходящимся (кумулятивный эффект); 2) векторам переноса расходящимся (рассеяние). В первом случае происходит фокусировка, при которой создаются устойчивые направления миграции полезных компонентов. Таким образом, критическая изограда в области термостабилизации на направлении

кумулятивной миграции должна представлять наибольший интерес в отношении прогнозирования.

Воздействие аномального температурного поля на вмещающие породы вызывает в них различного рода изменения. С позиций рудогенеза наиболее важными являются: 1) продуцирование флюидов за счет дегидратации водосодержащих минералов и разложения части карбонатов; 2) увеличение пористости и проницаемости пород за счет анизотропии теплофизических свойств минералов; 3) перевод части содержащихся в виде примеси в порообразующих минералах рудных компонентов в легкоподвижное состояние и поровый флюид; 4) разрушение металлоорганических комплексов с образованием агрессивных углекислотных флюидов и подвижных форм металлов.

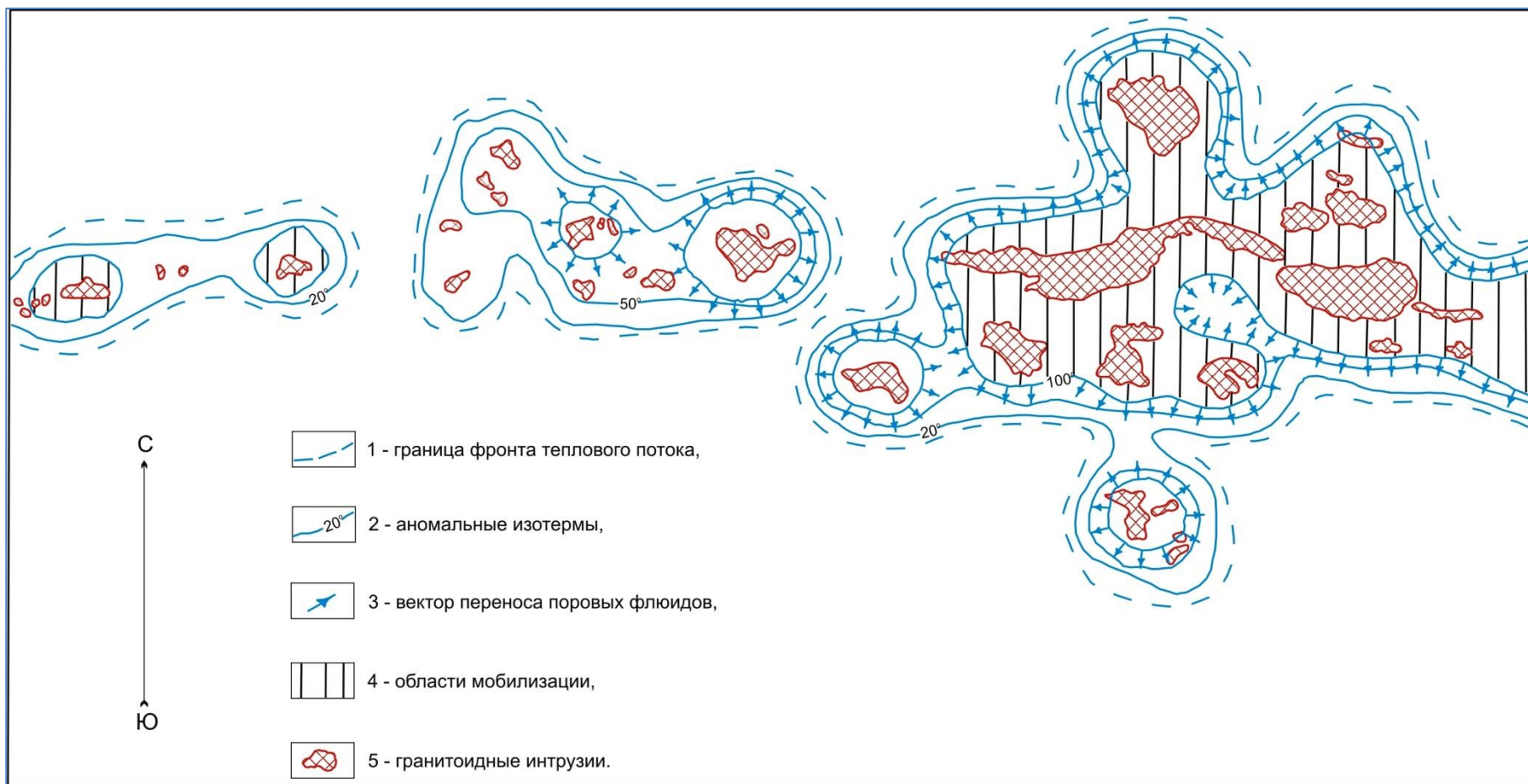
Так, ртуть, входящая в состав галенита и сфалерита, при нагреве дает два максимума выделения: низкотемпературный ( $300^{\circ}\text{C}$ ), отвечающий сорбционной фазе и высокотемпературный ( $>550^{\circ}\text{C}$ ), соответствующий изоморфной фазе. Различные формы вхождения Au, U, Sb, As, F и других элементов достоверно установлены для органических комплексов /Банникова, 1990, Ермолаев, 1980/. В результате аномального нагрева подвижные компоненты сосредотачиваются на границах зерен, микротрещинах и т. д., и могут легко переходить в поровый флюид.

Достаточно высокая скореллированность процесса мобилизации рудного вещества с температурой окружающей среды позволяет провести границу по определенной для каждого компонента изограде (рис. 4.4).

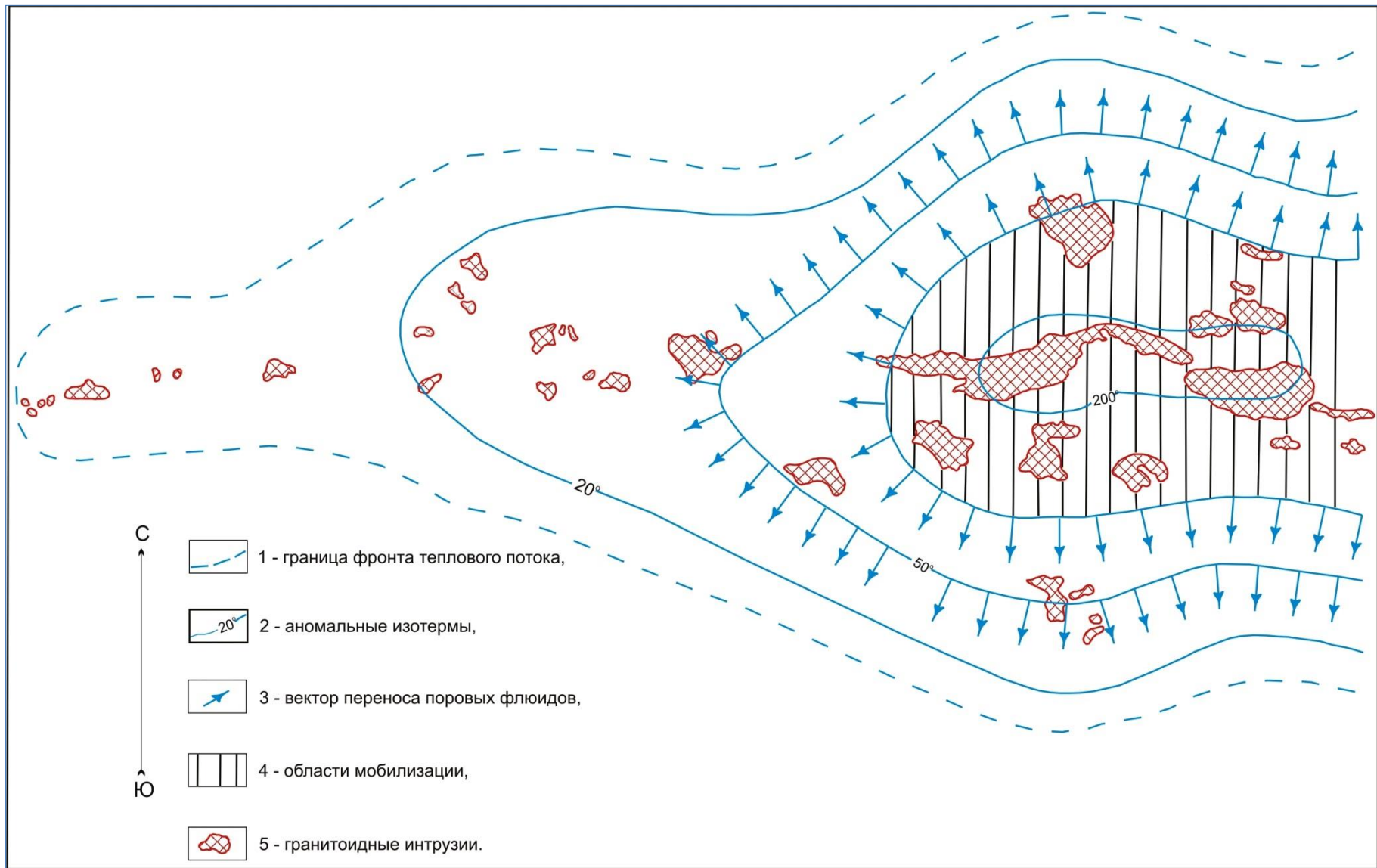
Внешняя граница области мобилизации для ртути и ряда других элементов проводится по аномальной изограде  $\Delta t = 100^{\circ}$ , поскольку для глубин плоскости расчета 3-7 км (средние глубины становления массивов коллизионных магматитов) с учетом геотермического градиента, температура внешней границы составит  $100^{\circ}\text{C}$ . Этой температуры достаточно для удаления сорбционных форм элементов-примесей из минералов и из металлоорганических соединений.

Внешней по отношению к области экстракции (мобилизации) является зона области переноса, где постоянно происходили процессы растворения и рудоотложения. Значение температуры, при которой скорости растворения и кристаллизации равны, является критическим, а изограда, соответственно, критической.





**Рис 4.1. Аномальное тепловое поле гранитоидных интрузий (период времени 200 тыс. лет)**



**Рис 4.2. Аномальное тепловое поле гранитоидных интрузий (период времени 10 млн. лет)**

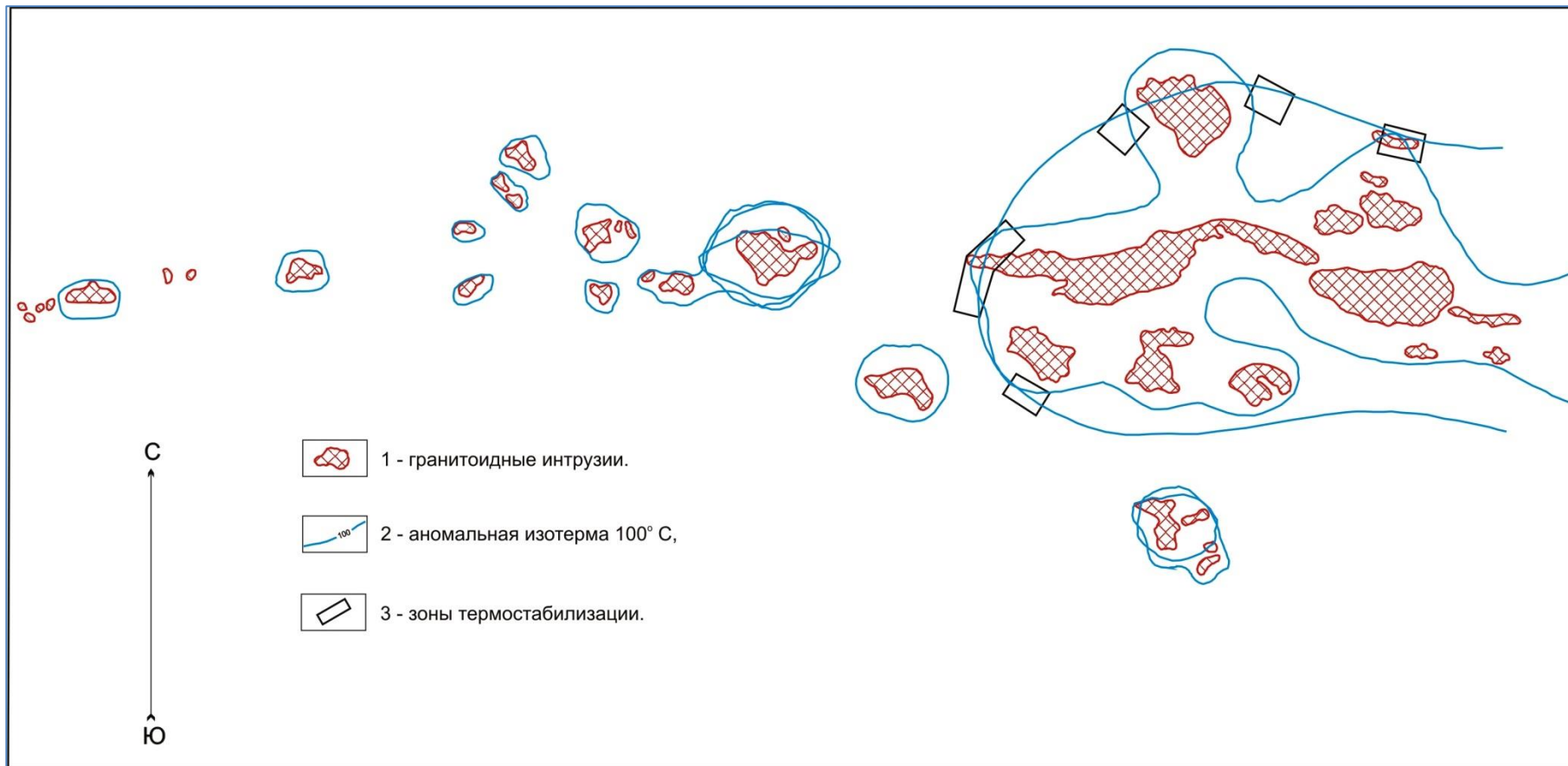


Рис 4.3. Эволюция аномальной изотермы 100° С и зоны термостабилизации

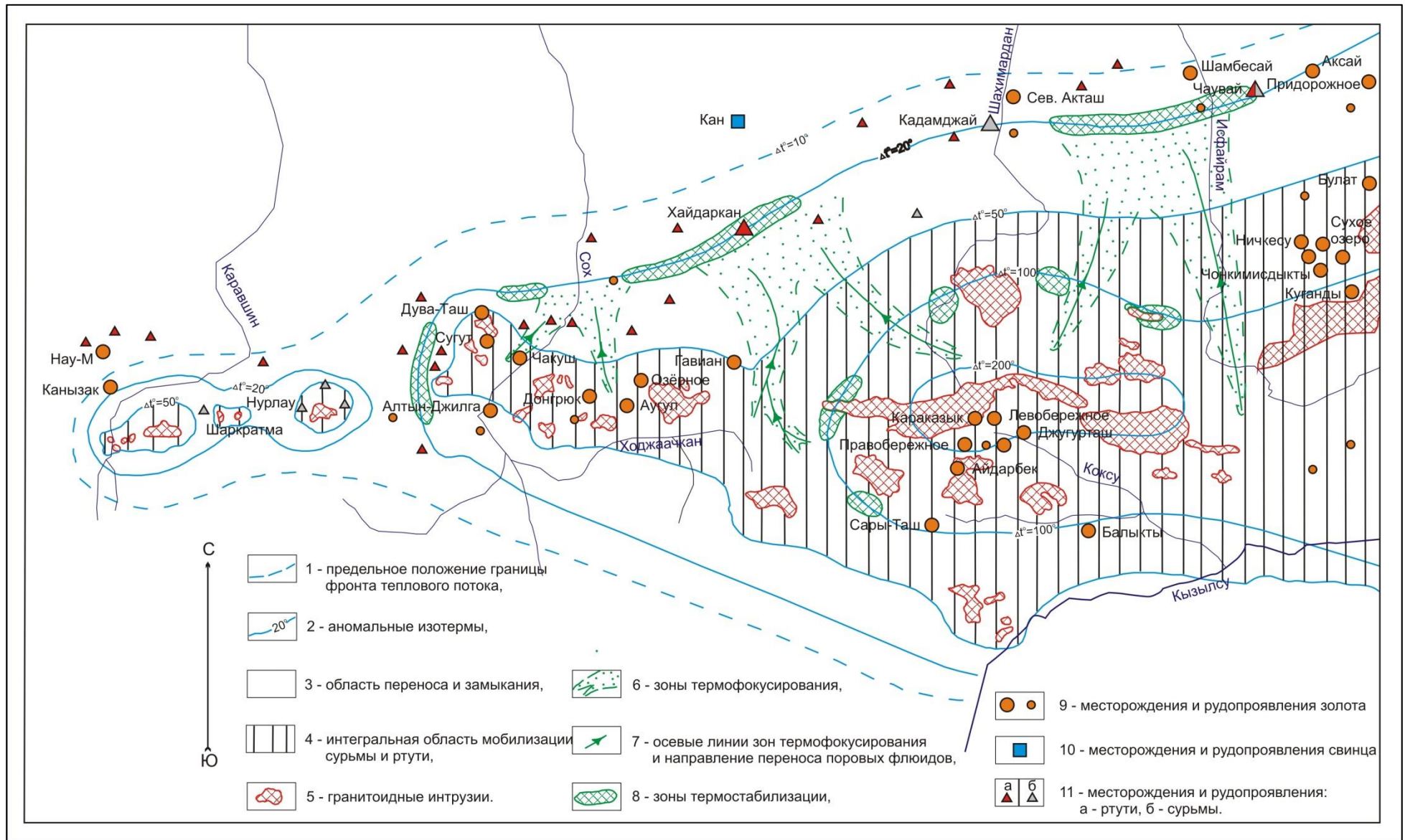


Рис 4.4. Схема прогноза локализации оруденения

В пределах области мобилизации, локализируются проявления и месторождения Sn, W, Li, Cs, Be, Ta, Nb, TR - элементов с наиболее высоким энергетическим потенциалом, которые мигрируют лишь в P-T условиях, близких к условиям становления магматических очагов, т. е. в данной области можно говорить о рудогенерирующей способности гранитоидов.

В промежуточной зоне (между изоградами  $\Delta t = 100^\circ$  и  $\Delta t = 50^\circ$ ) и на границе зоны мобилизации расположена главная часть объектов золото-полисульфидной формации. Эта зона является критической для данной рудной формации и одновременно областью переноса для элементов с низкими энергетическими потенциалами (Hg, As, F, Sb, отчасти Au, Ag).

Учитывая, что глубина становления большинства ртутных к сурьмяных объектов оценивается в 1,5-2,5 км, а температура образования наиболее продуктивной стадии  $335^\circ\text{-}200^\circ\text{ C}$  /Баринкова, 1987ф/, они должны располагаться между критическими изоградами  $\Delta t = 10^\circ$  и  $\Delta t = 50^\circ$ , причем наиболее благоприятна изограда  $\Delta t = 20^\circ$ . И действительно, положение **Чаувайского**, **Кадамджайского** и **Хайдарканского** рудных полей совпадает с теоретическими построениями. Более того, здесь же располагаются рассчитанные области термостабилизации (рис. 4.4).

Предельное положение границы фронта теплового поля проводится по изограде  $\Delta t = 10^\circ$ , расположенной севернее Кадамджайского и Хайдарканского полей, но не захватывающей Шунк-Шуранскую зону Кызылкумо-Ферганского металлогенического пояса, структура которой сформирована на коре океанического типа, т.е. предельное распространение мобилизационной ртутной и сурьмяной минерализации, связанной с очаговыми структурами, следует ограничить этой изотермой. Отсюда можно сделать вывод, что джаспероидный тип ртутного и сурьмяного оруденения и листовенитовый тип ртутного оруденения имеют различные источники вещества и сформированы различными процессами. То же можно сказать и о полиметаллических рудах типа канских.

К замечаниям по данной методике расчетов температурного поля очаговых структур можно отнести то, что они рассчитываются главным образом по горизонтальной составляющей потока. И если она хорошо описывает положение ртутно-сурьмяных телетермальных объектов джаспероидного типа, то для расчета положения высокотемпературных рудных зон необходим и расчет

вертикальной составляющей теплового потока. Коррекцию в план теплового поля должны вносить и более поздние массивы щелочного состава.

Как представляется, по условиям тепломассопереноса в структуре Туркестано-Алая можно выделить три зоны, в которых транспортировка рудных компонентов осуществляется по-разному. В осевых зонах очаговых структур (интрузивных массивах) преобладала вертикальная составляющая интегрального вектора переноса. За пределами магматических очагов вектор переноса раскладывается на горизонтальную и вертикальную составляющие. Наилучшие условия для субгоризонтального перемещения рудоносных флюидов создают полого наклоненные зоны повышенной проницаемости (типа границ тектонических покровов, меланжей), по сути представляющих собой подводящие каналы рудных объектов. Такие условия создаются в так называемой Зоне Высоких Предгорий. На участке же сочленения континентальной и океанической коры условия тепломассопереноса определялись уже энергетикой и углом наклона зоны Беньофа.

В общем случае причиной рудоотложения является достижение предела растворимости тех или иных соединений в растворе. Предел растворимости зависит от многих факторов - температуры, давления, состава флюида,  $E_h$  и  $p_h$  и т. д. С другой стороны, температуры образования сходных рудных объектов достаточно близки, поэтому можно считать температуру основным фактором рудоотложения. В случае джаспероидного ртутно-сурьмяного оруденения такие условия достигались в районе Ишметауской и Акташ-Боординской структуры, где существовали благоприятные (экранирующие) рудолокализирующие условия.

Методика расчета очаговых магматических структур применима и к метаморфическим термальным куполам (туркестанский комплекс). Ранее показан характер миграции различных элементов в ходе прогрессивного метаморфизма. Здесь отметим только, что элементы с низкими энергетическими потенциалами (Hg, Sb, As и др.) наиболее удалены от термального купола, а в его пределах концентрируются высокоэнергетические W, Sn, Cs, Rb, Be, Li.

### **4.3. Генерализованная геолого-генетическая модель металлогении Туркестано-Алая**

При региональной и локальном прогнозе геолого-генетические модели рудных формаций, базирующиеся на геодинамической модели составляют методологическую основу металлогенического анализа прогнозирования месторождений полезных ископаемых, так как каждой геодинамической обстановке отвечают свои ассоциации и свои формационные типы полезных ископаемых. Поэтому геодинамическая модель региона является надежной базой и для его прогнозной модели.

При построении геолого-генетической модели металлогении Туркестано-Алая были решены следующие задачи:

- Установлены главные региональные и локальные факторы, определяющие закономерности размещения комплексов осадочных, вулканических и магматических пород, продуцирующих оруденение;
- Определён тип рудопродуцирующих магматических расплавов и их место и роль в геологической эволюции покровно-складчатых систем;
- Выявлены пространственно-временные и генетические соотношения магматических, термальных и флюидно-метасоматических процессов в очаговых структурах продуцирующих разноформационное оруденение;
- Проведён комплекс минералого-геохимических, петрологических, и изотопных исследований, направленных на выяснение генезиса месторождений;
- Разработаны частные (геолого-генетические, минералого- изотопно-геохимические и др.) модели и на их основе создана обобщенная генерализованная (или "интегральная" по Овчинникову, 1988) геолого-генетическая модель, позволяющая усовершенствовать комплекс поисковых критериев оценки слабоизученных объектов.

Целью регионального уровня прогноза является выделение потенциально рудных районов или зон, среднемасштабный прогноз направлен на выделение потенциально рудных узлов, крупномасштабный - рудных полей. Однако на практике, независимо от масштаба, прогнозные работы ориентированы на обнаружение конечного целевого объекта - месторождения. Рудные объекты более высокого порядка не отражаются на геологических и специальных картах, показываются лишь месторождения и перспективные площади. В то же время

металлогенические единицы (рудные поля, узлы, зоны) имеют неоспоримое преимущество в качестве объектов прогнозирования структурированным упорядоченным строением, чего нельзя сказать о традиционно выделяемых при геологосъемочных работах перспективных площадях, которые зачастую лишены признаков системы.

В нашем случае решается задача выделения и анализа рудных полей. Под рудными полями мы понимаем совокупность геологических, геофизических и металлогенических факторов, позволяющих ограничивать распространение прогнозируемого генетически родственного оруденения и служащих признаком его распознавания.

Геологические факторы рудоконтроля включают:

- принадлежность прогнозируемого участка к той или иной конкретной геодинамической обстановке;
- наличие рудообразующих, рудогенерирующих и рудовмещающих СВК - как магматических, так и осадочных;
- структурный фактор, объединяющий складчатые и разрывные деформации, контролирующие проницаемость СВК для рудоносных флюидов с одной стороны и экранирующий эффект с другой;
- степень эродированности территории;
- рассчитанные температурные характеристики участков на этапе рудообразования (зоны мобилизации, переноса, стабилизации).

Металлогенические факторы включают:

- наличие месторождений, пунктов минерализации;
- наличие контрастных геохимических и минералогических аномалий;
- металлоносность СВК.

Иллюстрацией решения этих задач и описанных геодинамических процессов служит генерализованная геолого-генетическая модель металлогении Туркестано-Алая (рис. 4.5).



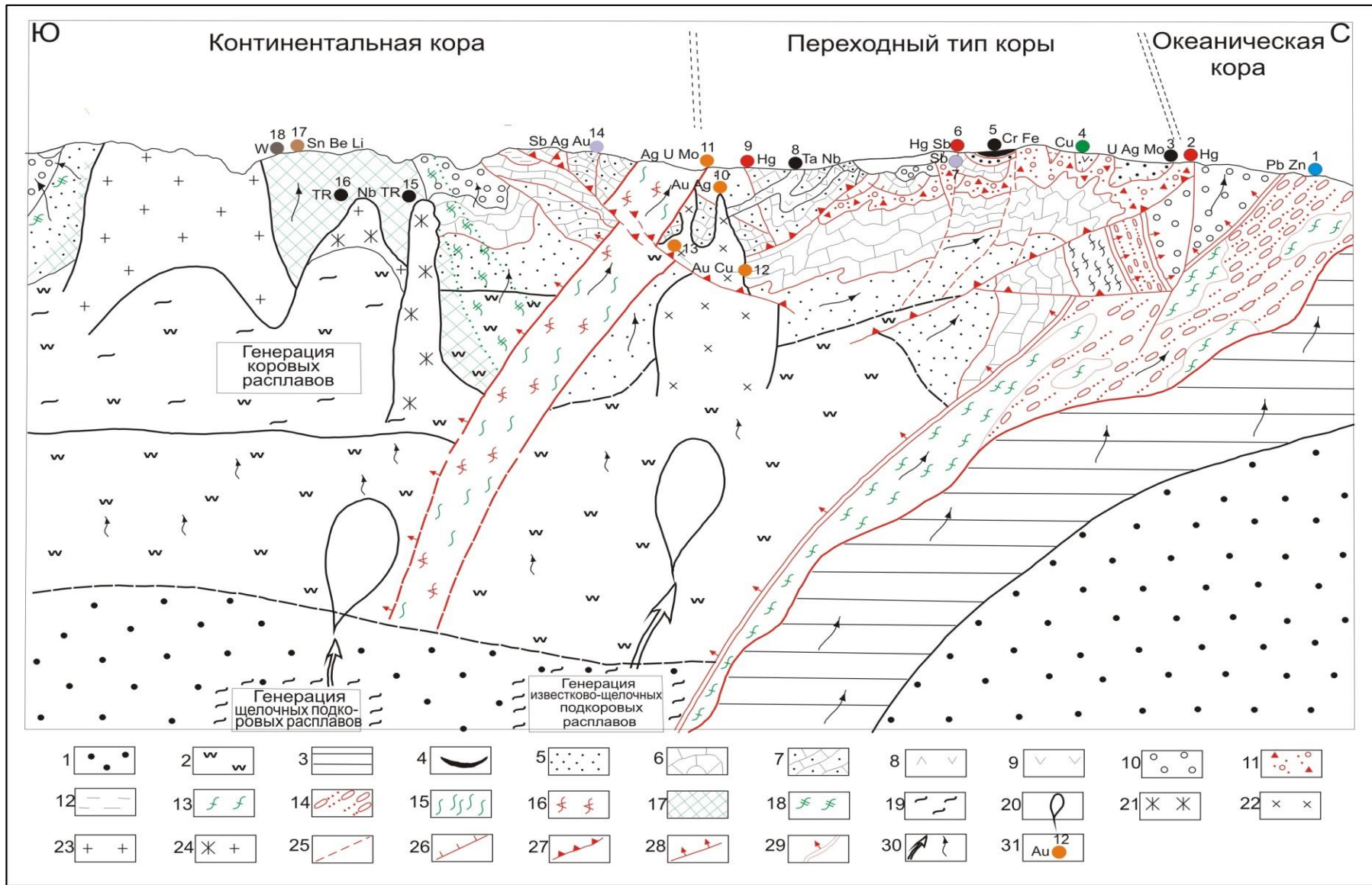


Рис. 4.5. Генерализованная геолого-генетическая модель металлогении Туркестано-Алая

#### Условные обозначения к рис. 4.5.

1 – мантия; 2 – сиаллическое основание континентальной коры; 3 – фрагменты океанической коры; 4 – фрагменты обдуцированной океанической коры; 5 - терригенные СВК внутриконтинентальных рифтов, континентальных склонов и подножий; 6 – карбонатные СВК шельфовых фаций; 7 – карбонатные СВК рифтогенных фаций; 8 – зоны субдукции А (Амштуца); 9 - зоны субдукции Б (Беньофа); 10 – терригенные СВК выполнения коллизионных прогибов; 11 - микститовые, тектоногенные комплексы (меланжи); 12 – внутриплитные терригенно-карбонатные СВК и континентальные СВК; Метаморфогенные и микститовые СВК Б-субдукции: 13 – глаукофан-кросситовые динамосланцы metabазитовые, метакремнистые, 14 – серпентинитовый меланж с глыбами динамосланцев; Метаморфогенные и микститовые СВК А-субдукции: 15 – кросситовые динамосланцы метапелитовые, 16 – гипсово-карбонатный меланж; Термальные купола: 17 – кристаллические сланцы гранулит-амфиболитовой фации, 18 – сланцы эпидот-хлоритовой фации; 19 – очаги магмогенерации; 20 – магматические диапиры; Магматиты коллизионные: 21 – щелочной серии, 22 – известково-щелочной серии, 23 – палингено-коровой серии, 24 – смешанных серий; Тектонические нарушения: 25 – чешуйчатые надвиги, 26 – шарьяжи, 27 – ретрошарьяжи, 28 – субдукционная сутура Б, 29 - субдукционная сутура А; 30 – пути подъема магм и направление флюидного подкорового потока; 31- расположение рудных объектов различного типа (1- Кан, Эскикан, Кан-и-Гут, 2 - Калача, Чаувай, 3 – Каратанга, Ходжакорум 4- медно-колчеданные вулканогенные, 5 – Надир, 6 – Хайдаркан, Чаувай, 7 – Кадамджай, 8 – Некк, Урусай, 9 – Адыракоу, Бирксу, Сымап, Шамыши, 10 – Чакуш, 11 – Раут, Шаабас, Ангуш, 12 – Алтынджилга, Донгрюк, Аугул, Гавиан, 13 – Караказык, 14 – Нурлау, 15 - Дельбек, Ходжаачкан, 16 - Джилису, 17 – Карасу, Дукенек, Тамынген, 18 – Сабах).

## **5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕДУЩИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕГИОНА**

Туркестано-Алайский регион включает пять рудных поясов: Кызылкумо-Ферганский полиметаллический, Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный, Туркестано-Алайский золотосульфидный, Туркестанский редкометалльный и Зеравшано-Гиссарский золото-ртутно-сурьмяный, различающиеся принципиально как геологическим строением, так и металлогеническим обликом.

С позиций геодинамики, концепции магматических очаговых структур и создаваемого ими термоградиентного поля, а также геохимической специализации СВК ниже рассматриваются возможные условия образования некоторых типовых для региона рудных концентраций ртути, сурьмы, полиметаллов, олова, вольфрама и золота.

### **5.1. Кызылкумо-Ферганский полиметаллический пояс**

Общая протяженность Кызылкумо-Ферганского полиметаллического пояса составляет более 1500 км. В Южно-Ферганской ветви пояса - отрогах Туркестанского и Алайского хребтов - размещается серия месторождений и рудопроявлений полиметаллических руд эксгальционно-осадочного генезиса Закан, Эскикан, Шах-и-Камар, Кан-и-Гут, Кан и др.

Расположенные в одной структурной позиции и связанные единой историей геологического развития, они обладают многими общими особенностями геологического строения, характерными для месторождений этого пояса. Главнейшими из них являются: а) наличие в основании разреза девонских формаций лав и субвулканических тел кислого, кисло-щелочного состава; б) проявление кислого вулканизма выше по разрезу с образованием гетерогенного вулканогенно-терригенно-осадочного комплекса пород; в) наличие хемогенных и органогенных доломитов; г) широкое развитие разновозрастных органогенных, органогенно-обломочных известняков; д) практическое отсутствие пород высокой степени метаморфизма; ж) постепенные переходы между эксгальционно-осадочными рудами и вмещающими их породами при полном отсутствии околорудных изменений; з) простой и однообразный минеральный состав промышленных руд; и) повсеместное развитие комплекса базитов и ультрабазитов, фиксируемых по южным границам пояса; к) спорадическое распространение малых интрузий кислого состава.

Большая часть полиметаллического оруденения локализуется в доломитах и доломитовых разностях пород, реже оно расположено в туфах, динамосланцах и органогенно-обломочных известняках.

В Туркестано-Алае, в пределах этого пояса, известны проявления и месторождения хромитов, асбеста, магнезита, ртути листовитового типа и полиметаллов (**Канское, Кан-и-Гутское, Калачинское, Сарыташское, Карачатырское, Чонкойское** рудные поля). Они образованы на коре океанического типа и связаны с вулканогенными, метаморфогенными и тектоногенными процессами.

Структуры района слагаются породами-индикаторами этапа субдукции Беньофа – динамосланцами ( $D_3-C_1$ ), серпентинитовым меланжем ( $D_3-C_1$ ), известково-щелочными вулканитами островной энсиалической дуги ( $C_{1-2}$ ), осадочными породами субдукционного желоба ( $C_1$ ). Помимо этих СВК в состав рудных зон входят образования терригенного (тульского) полимиктового меланжа ( $C_{2-3}$ ).

Все они обладают хорошо выраженной ртутной специализацией. Так, в метабазитовых динамосланцах средние содержания ртути 0,6 г/т, в матриксе серпентинитового меланжа – 0,29 г/т, в островодужных вулканитах – 0,59 г/т, что превышает кларк земной коры в 3-7 раз. В меньшей степени обогащены ртутью терригенные образования компенсированного субдукционного желоба (0,16 г/т).

Помимо ртути матрикс серпентинитового меланжа несет высокие концентрации Mn, Ni, Cr, Co (тысячи г/т), что вполне соответствует вещественному составу этих ультраосновных пород.

Специализация указанных СВК на ртуть может быть связана с ртутной дегазацией мантийных уровней и последующим перераспределением ртути при динамометаморфических процессах в зоне субдукции. В дальнейшем ртуть попадает в субдукционный желоб с обломками пород. При этом, повышенный тепловой поток зоны субдукции способствовал миграции ртути из серпентинитов и динамосланцев в терригенные образования желоба, где она фиксировалась в виде киновари в кальцит-анкеритовых и кварц-кальцит-баритовых жилах (**Шунк-Птоусковский** участок).

В зонах метаморфических процессов, связанных с субдукцией, обогащенные участки ультрабазитового комплекса могли стать источником ртути при формировании месторождений листовитового типа (**Чонкой, Карачатыр, Калача, Сарыташ** и др.). В современной структуре региона эти рудные объекты

располагаются в виде глыб-отторженцев в матриксе серпентинитового и терригенного меланжей или находятся среди пластин офиолитов, обдуцированных на шельфовые комплексы микроконтинента.

Высокие содержания Cr, Ni (до 1,03%), Au (до 1,4 г/т), Pd (до 0,4 г/т), Pt (до 0,12-0,2 г/т) установлены и в эдафогенных образованиях - офиокальцитовых брекчиях, сформированных за счет гальмиролиза (подводного выветривания) ультрабазитов.

С серпентинитовым меланжем пространственно (но не генетически) ассоциирует и полиметаллическое оруденение (**Канское** рудное поле), приуроченное к аллохтонным глыбам метасланцев, базальтоидов, плагиориолитов и доломитов. Помимо ведущих свинца и цинка, здесь отмечаются существенные примеси Ag, Hg, Cu, Sb, Cd, Mn, Ba, Sr. Эти руды по своему составу и составу вмещающих толщ приближаются к рудам Учкулач-Гузанского района и являются, по-видимому, островодужными (энсиалическими) эксгальционно-осадочными образованиями /Панкратьев, 1990/. Высокая марганцовистость канских руд весьма показательна для данной обстановки формирования.

На происхождение глыб с полиметаллами в пределах серпентинитового меланжа существует две точки зрения. Первая основана на том, что под воздействием повышенного теплового потока зоны Беньофа происходила мобилизация Pb, Zn, Ag, Cu из пород офиолитовой ассоциации и избирательная минерализация глыб канского динамометаморфического комплекса. Однако в пределах офиолитов концентрации этих металлов весьма малы и для данной обстановки полиметаллические месторождения не характерны. С другой стороны, эти глыбы могли попадать в меланж уже в оруденелом состоянии и впоследствии подвергаться метаморфизации, за счет которой произошло частичное перераспределение минерализации. Подобные полиметаллические руды характерны для обстановок энсиалических островных дуг (эксгальционно-осадочный генезис).

Специфической особенностью эксгальционно-осадочных руд являются значительные концентрации Mn, Sr, Ba, что устанавливается и для канских руд. Именно таким считает ряд исследователей /Панин, 1990, Панкратьев, 1990/ генезис месторождений Кызылкумо-Ферганского полиметаллического пояса, часть которых расположена *in situ* на южной окраине Срединного Тянь-Шаня (**Учкулач, Торобулак, Аяк-Кудук, Пистали** и др.), а часть - аллохтонны (**Кан, Кан-и-Гут, Закан, Эскикан**).

### 5.1.1. Канское рудное поле

Канское рудное поле приурочено к полосе выходов серпентинитового меланжа южно-ферганского комплекса, содержащего многочисленные минерализованные и оруденелые (Pb-Zn) глыбы известняков и доломитов, а также динамосланцев и кварцитов канского комплекса (рис.5.1).

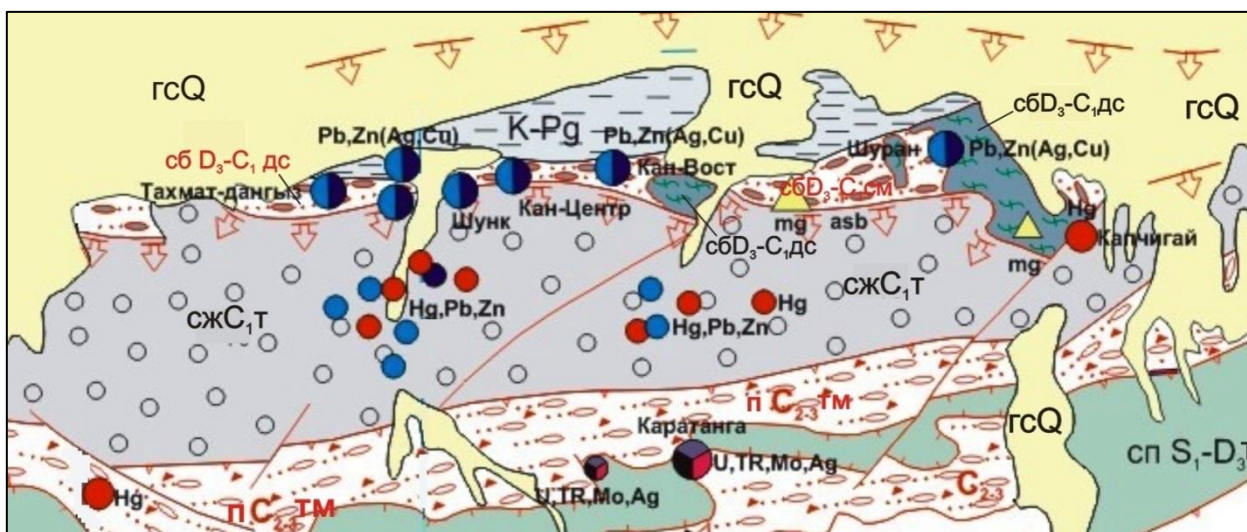


Рис. 5.1. Геодинамическая карта Канского рудного поля

На месторождении Кан выделено 6 участков. Средние содержания Pb – 2,43 %, Zn – 1,29 %, Ag – 8,5 г/т. С 1951 по 1974 г. на месторождении добыто 60,6 тыс. т свинца и 3,1 тыс. т цинка. Забалансовые запасы составляют: Pb - 91 тыс. т, Zn – 48,2 тыс. т.

Определенный интерес к достаточной степени отработанному месторождению Кан могут возродить находки золотоносных кварцевых жил (участок **Шунк** – содержания Au до 4 г/т, при среднем 2,2 г/т).

Южнее месторождения Кан, на Шунк-Птоуском участке, сложенном с поверхности терригенными породами субдукционного жёлоба, развиты мелкие (9-50 x 6-9 x 5-20 м) киноварь-кварц-анкеритовые линзы и гнезда в составе 10 жил (70-1500 x 0,5-30 м). Помимо киновари, здесь отмечены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Характерной чертой минерального состава свинцово-цинковых руд этих рудопроявлений, в отличие от руд стратиформных месторождений, является наличие богатых концентраций меди, блеклых руд, серебра, золота. Содержания металлов: Hg – 0,35 %, Pb – 0,09 – 2,5%, Zn - до 0,58 %, Ag - 0,3-11г/т. Ресурсы ртути по категории P<sub>1</sub> – 8,8 т.

Геодинамическая интерпретация этих объектов позволяет предполагать на глубине 200-400 м наличие серпентинитового меланжа, включающего глыбы с полиметаллическим оруденением, аналогичным месторождению Кан.

Критериями выделения рудного поля, помимо рудных тел, служат геохимические и минералогические аномалии полиметаллов и локальные аномалии отрицательного магнитного поля, фиксирующие в меланже глыбы осадочного генезиса. Наряду с ведущими свинцом и цинком в рудах в значительных концентрациях присутствуют Ag, Sb, Hg, Cu, Fe, Mn, Ba, Cd, Au, Bi, причем примеси Mn, Fe, Ba (Sr) - типовые элементы месторождений осадочно-эксталяционного генезиса.

Перспективы рудного поля в части полиметаллов могут связываться только с глубокими (> 400 м) горизонтами, при этом отрицательным фактором является "глыбовый" характер оруденения.

### 5.1.2. Рудное поле Кан-и-Гут

Аналогично Канскому рудному полю, "глыбовое" строение и схожий элементный состав примесей имеет и рудное поле Кан-и-Гут, только оруденелые глыбы здесь залегают в полимиктовом терригенном меланже  $S_{2-3}$ , иногда полиметаллическая минерализация встречается в образованиях субдукционного жёлоба подобно участку Шунк-Птоу (рис. 5.2, 5.3).

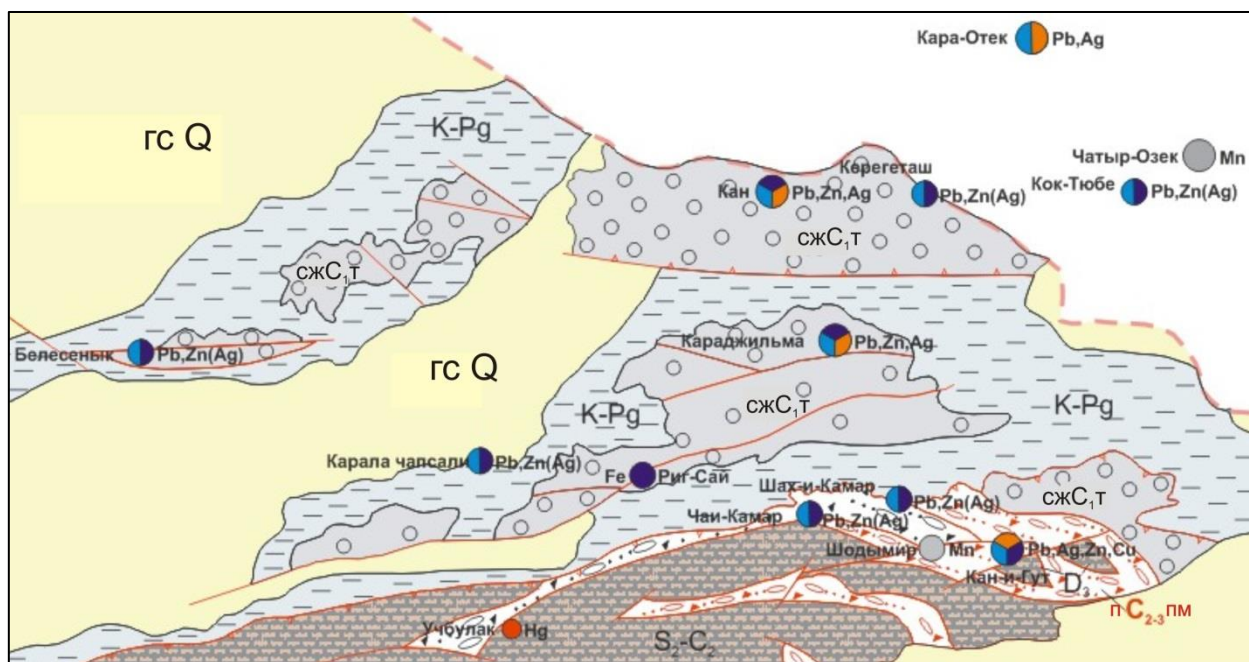
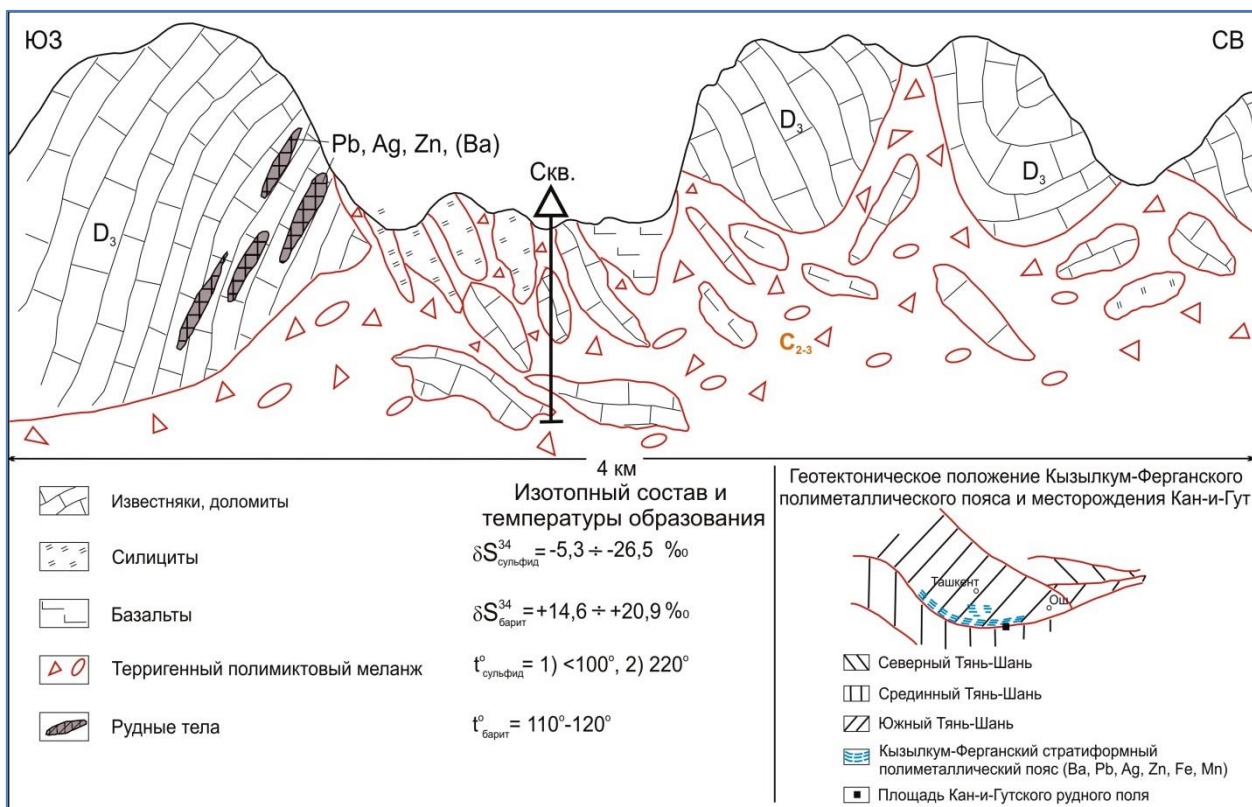


Рис. 5.2. Геодинамическая карта рудного поля Кан-и-Гут

Рудное поле включает более десятка полиметаллических объектов.

На месторождении Кан-и-Гут стратиформное галенит-сфалеритовое оруденение сосредоточено в шести пластообразных рудных телах (30-70 x 0,5-10 м) среди известняков и доломитов D<sub>3</sub>. Содержания Ag - 185-372,3 г/т, Pb - 1,75-3,74 %, Zn - 0,9-1,76 %.

На 01.01.1992 г запасы по категориям составили: C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>+P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> Pb – 34,1 тыс. т Zn – 17,1 тыс. т; Ag – 357,36 т. Отраслевой баланс на 01.01.99 г. категориям C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>: Pb – 7,4 тыс. т / 3,6%, Zn – 3,4 тыс. т / 1.6%, Ag – 76,6 т / 375 г/т.



**Рис. 5.3. Генерализованная модель строения месторождения Кан-и-Гут**

На полиметаллическом месторождении Чай-и-Камар, по разломам в глыбах доломитов девона, развита мощная зона окисления. Здесь расположены четыре крутопадающих тела пигментных лимонитов и ожелезненных известняков (75-400 x 12-25 м). Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 11,48-58,24%, Пигменты пригодны для получения умбры коричневой и охры сухой. По категории P<sub>1</sub>: умбры – 181 тыс. т, охры – 270 тыс. т.

Изотопный состав свинца указывает на глубинный источник рудного вещества. Изотопный состав серы определяется процессами, протекающими в среде рудоотложения. В сульфидах он типично седиментационно-диагенетический, для барита близок к сере морской воды, что сближает руды с



термальными-осадочными.

Данные по гомогенизации и декрепитации, а также изотопным параметрам сульфидов указывают, что руды на раннем этапе формировались при температуре менее  $100^{\circ}\text{C}$ , а затем преобразовывались при  $120-220^{\circ}\text{C}$ .

Участие в рудообразовании различных источников вещества (мантийно-коровый для металлов, морской и биогенный для серы), отложение его в придонной обстановке, а также широкое развитие процессов регенерации свидетельствуют о полигенном характере формирования руд, что свойственно месторождениям стратиформного типа.

### 5.1.3. Карачатырское рудное поле

**Карачатырское** рудное поле располагается в северной части гор Карачатыр. Структура рудного поля представляет собой широтную синклиналию складку в ядре которой залегают терригенные образования карачатырского СВК, а на крыльях - динамосланцы канского комплекса. Складка разбита системой разрывов СЗ (Сарыташский сдвиг) и широтного простираения. Рудопроявления сосредоточены в южном крыле структуры. Рудные тела приурочены к брекчиям зоны Сарыташского сдвига.

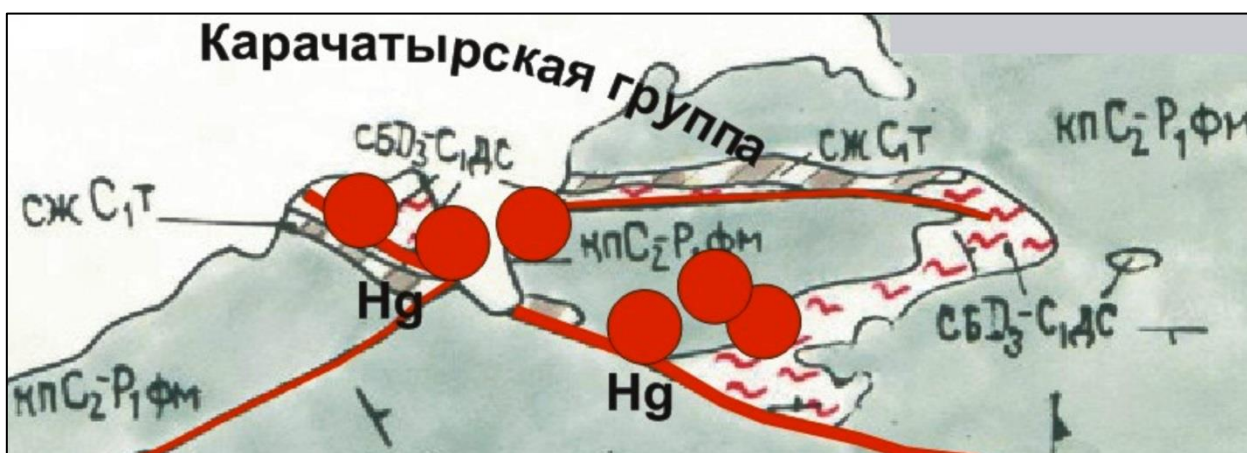


Рис. 5.4. Геодинамическая карта Карачатырского рудного поля

На месторождении Карачатыр выявлено 14 крутопадающих зон лиственитизации в покровно-чешуйчатом пакете динамосланцев  $D_3-C_1$ , в образованиях субдукционного жёлоба  $C_1$  и в карбонатно-терригенных толщах  $C_2-P_1$ . Содержания ртути - 0,01-3,34%, запасы по категории  $C_2$  – 176,7 т.

#### 5.1.4. Улугтауское рудное поле

Улугтауское рудное поле, расположенное в юго-восточной части гор Карачатыр, объединяет группу рудопроявлений и месторождений ртути, локализованных в среднепалеозойских офиолитовых образованиях и терригенном полимиктовом меланже.

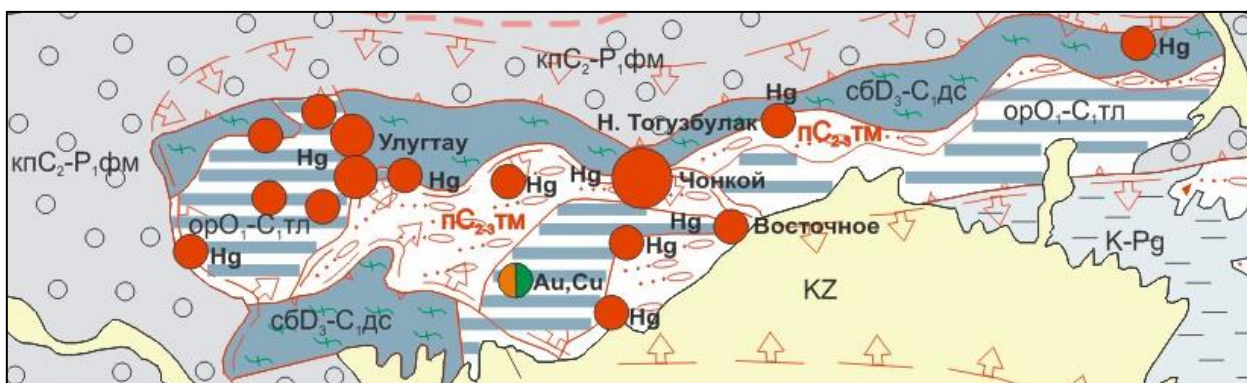


Рис. 5.5. Геодинамическая карта Улугтауского рудного поля

Структура рудного поля представляет трехслойный пакет тектонических покровов, смятых в антиформную складку северо-западного простирания. Нижний покров образован полимиктовым терригенным меланжем С<sub>2-3</sub>, средний - вулканогенно-осадочным офиолитовым СВК; верхний - динамосланцами канского комплекса.

Рудные тела месторождения **Чонкой** залегают в листовниках и серпентинитах зоны Чонкойского разлома, разделяющего офиолитовый СВК и полимиктовый меланж.

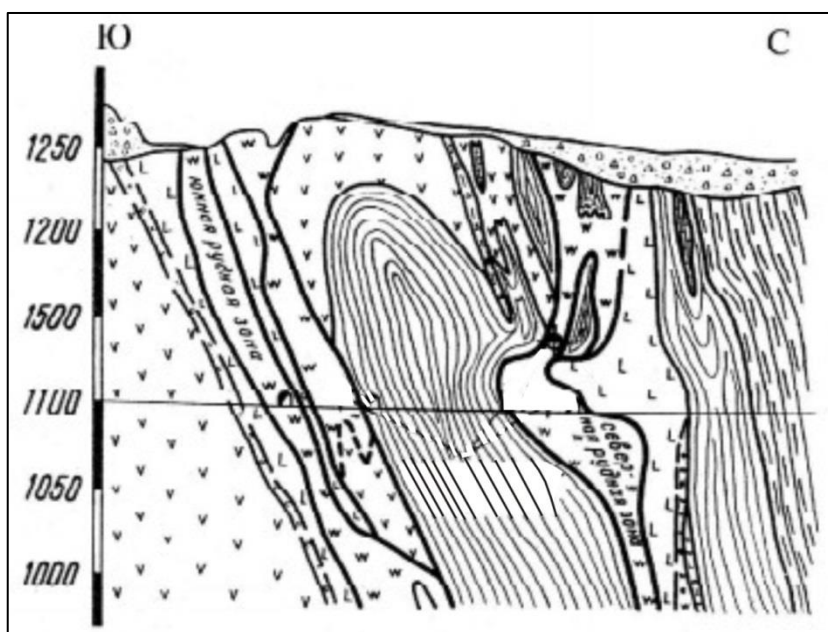


Рис. 5.6. Структурное положение рудных зон месторождения Чонкой

Другие объекты рудного поля размещаются в разрывных зонах на границах контрастных по составу СВК и в глыбах-отторженцах среди меланжа.

### 5.1.5. Хошчанское рудное пол

Хошчанское рудное поле включает группу ртутных рудопроявлений, локализованных в офиолитах, терригенных и карбонатных образованиях среднего палеозоя и среди полимиктового меланжа междуречья Аравансай - Хошчан.

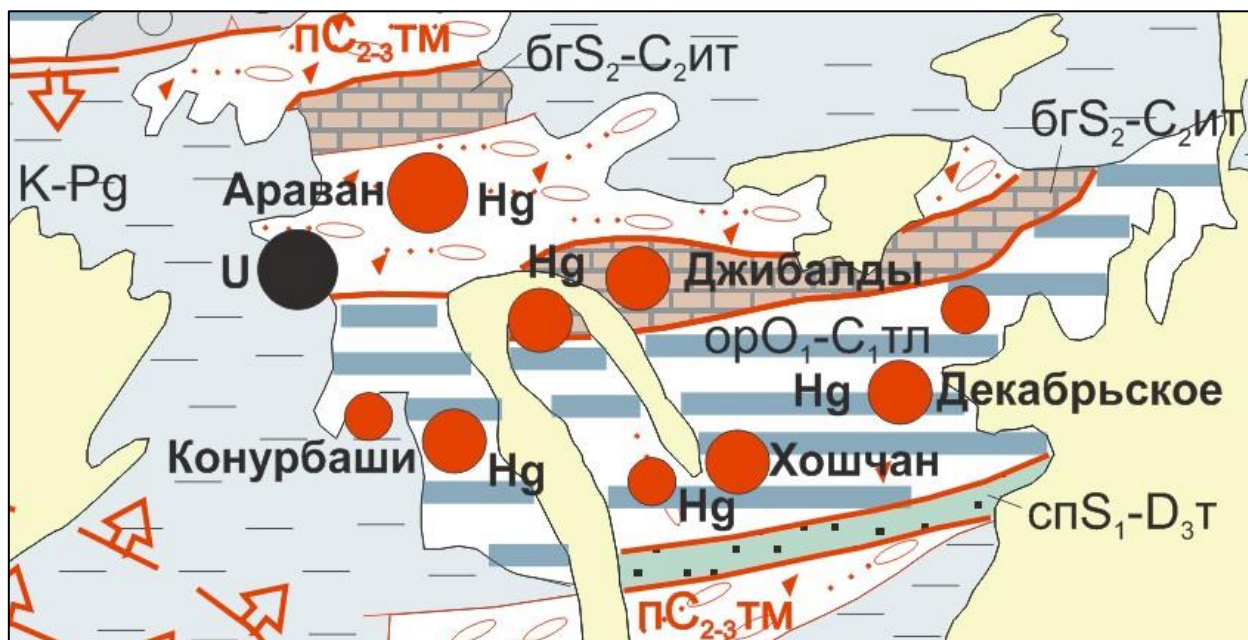


Рис. 5.7. Геодинамическая карта Хошчанского рудного поля

На месторождении **Араван** рудные тела гнездово-трещинного типа с кварц-диксит-киноварной минерализацией (1-20 x 0,7-4 x 10-20 м) залегают среди кремнистых олистолитов  $S_2-D_3$  в полимиктовом меланже  $C_{2-3}$ . Содержания ртути – 0,08-0,84%, среднее – 0,32 %. Запасы на 01.01.1960 г. по категории  $C_1$  составили 150,8 т.

На рудопроявлении **Хошчан** четыре мелких (5-20 x 0,35-5,5 м) линзовидных кварц-диксит-киноварных тела расположены в плоскости взбросо-надвига (600 x 30-100 м) среди песчано-сланцевых толщ  $S_{1-2}$ . Содержания ртути по рудным телам - 0,11-2,39%, максимальное – 1,5-4,42 %, среднее по проявлению – 0,15%. Ресурсы на 01.01.1995 г. по категории  $P_1$  – 4,02 т.

На рудопроявлении **Декабрьское** выявлены мелкие линзы, гнезда (5-7 x 0,7-3,1 x 5-7 м) с кварц диксит-киноварной минерализацией в составе 4-х крутопадающих зон минерализации (600 x 700 x 7-50 м), в аллохтонных песчаных толщах  $S_{1-2}$ . Содержание ртути – 0,16%, ресурсы по категории  $P_1$  – 65,9 т.

## 5.2. Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс

Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс (ЮФРСП) содержит многочисленные месторождения ртути, сурьмы и, иногда, золота. В его пределах выделяются Хайдарканское, Кадамджайское, Чаувайское, Биркусское, Адыракоуское и др. рудные поля.

Хайдаркан-Чаувайская рудная зона содержит комплексные ртутно-сурьмяные и монометалльные - как сурьмяные, так и ртутные проявления и месторождения джаспероидного типа (**Хайдарканское** и **Кадамджайское, Чаувайское** рудные поля). Биркусуйская и Карадаван-Адыракоуская, зоны несут монометалльное ртутное оруденение карбонатного типа (**Адыракоуское** и **Карадаванское** поля).

Выделение глыбово-хаотических СВК на площади Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса радикально изменило взгляды на уже хорошо изученные объекты. На основе новых подходов разработан комплекс критериев, позволивший разработать геодинамическую модель, в которой размещение рудных объектов ЮФРСП связано с сочетанием структурных, тектонических, литологических и магматических факторов, важнейшую роль среди которых играют глыбово-хаотические СВК. Меланж в группе этих комплексов выступает в качестве благоприятной среды системы рудоподводящих разрывов и/или является коллектором оруденения.

Ртутно-сурьмяные месторождения ЮФРСП традиционно рассматриваются как телетермальные, амагматогенные образования, при этом большое значение придается так называемым глубинным разломам, которые, по мнению многих исследователей, являются каналами поступлений рудоносных флюидов мантийного заложения /Бергер, 1978, Федорчук, 1983, 1985, Рогальский, 1992/. Иногда создаются генетические модели с мантийно-коровыми, смешанными источниками вещества: сера, селен, петрогенные компоненты считаются коровыми, а рудные - ртуть, сурьма, мышьяк, золото - мантийными /Озерова, 1970/. При этих построениях слагающие регион СВК играют пассивную роль вместителей оруденения, вне поля зрения остаются процессы неоднократного перераспределения рудного вещества от самых ранних этапов и обстановок и до образования собственно месторождений.

Как уже отмечалось выше, различные концентрации ртути и сурьмы формируются на протяжении всей истории развития региона, их мы находим и в офиолитах, и в островодужных образованиях, и среди осадков континентального склона, шельфа, в пределах СВК рифтогенной структуры, в тектоногенных и

магматических комплексах. Все это указывает на сквозной характер рассматриваемых элементов и множественность источников вещества при рудообразовании.

Джаспероидные месторождения ЮФРСП хорошо коррелируются с расположением магматических очаговых структур коллизионного этапа. Так, с Сурметашской очаговой структурой связывается возникновение месторождений **Кадамджай** и **Чаувай**, с Гавианской - месторождение **Хайдаркан**. Рудолокализация на данных участках обусловлена сочетанием оптимальных Р-Т условий рудоотложения, благоприятных структурных факторов и подстилающих металлоносных деструктурированных толщ терригенного меланжа /Ваулин, 1992/. Рудным процессам предшествовало:

1). Доскладчатое образование покровов позднемосковского времени, когда на карбонатные комплексы окраинного шельфа с севера на юг шарьировались осадки континентального склона;

2). Складкообразование с опрокидыванием структуры на север, формирование терригенного полимиктового меланжа по металлоносным толщам при нарастании тангенциального сжатия под воздействием завершающих фаз субдукции (средний - поздний карбон);

3). Образование чешуйчатых надвигов по ядрам сопряженных складок в позднекаменноугольное - раннепермское время (с юга на север);

4). Нарастание теплового потока под влиянием очаговых магматических структур, мобилизация Hg, Sb, As, F, Se, Ag, Au и др. из металлоносных толщ терригенного меланжа (нижняя пермь).

В качестве источников рудного вещества джаспероидных месторождений, а также петрогенных элементов, участвующих в процессе, может выступать металлоносный матрикс терригенного меланжа. Его рудный потенциал был рассмотрен выше и оценивается как весьма значительный. В углеродистом матриксе меланжа концентрируются (в г/т):

**Mo 39, AS 58, Se 19, Ag 1.44, U 44, W 13, Bi 1.0, C<sub>орг.</sub> 2.32%, Hg 0.69, Dy 40, Sb 14.5, Sm 61, V 516, La 137, Nd 170, Yb 10, Au 0.014, Tl 2,3, (F), Cu 93, Ce 138, Y 51, Pb 29.....**

Как показывают исследования /Оболенский, 1976/, исходные гидротермальные растворы, формировавшие джаспероидные месторождения сурьмы и ртути, были в большинстве случаев высококонцентрированными, щелочными, восстановительными, сернисто-хлоридно-карбонатными растворами,

насыщенными растворимыми соединенными ртути, сурьмы и других элементов, встречающихся как в рудах, так и в металлоносных материнских породах.

Щелочные растворы и восстановительные условия являются равновесными с вмещающими породами, что обеспечивает им и растворенным в них соединениям высокую миграционную способность. В этих условиях миграция рудных элементов может проходить как в форме хлоридов, так и в форме сульфидных комплексов, имеющих высокую растворимость.

Рудоотложение под сланцевым экраном покровов и в подводящих корневых структурах происходило вследствие падения температуры и давления, взаимодействия щелочных гидротерм с вмещающими породами, эволюции их физико-химических параметров в сторону снижения pH и возрастания Eh и потери буферных свойств раствора при снижении в них концентрации углекислоты.

Формирование оруденения происходило в несколько стадий /Корнилов, 1975/. Предрудная джаспероидная (флюорит-антимонитовая) характеризуется наивысшими температурами до 300-320<sup>0</sup> С, давлениями 330 ±10 атм., резко щелочными растворами, обогащенными кремнеземом и, возможно, золотом. Рудные стадии на изучаемых объектах проявились при большом разбросе температур (240°-160° - Кадамджай, 200°-50° - Хайдаркан), резком падении давления до 30-40 атмосфер, увеличении доли хлоридной составляющей растворов при падении гидросиликатной, некотором снижении щелочности. В это время образованы кварц-антимонитовая и кварц-флюорит-антимонит-киноварная ассоциация, сменяющаяся кварц-флюорит-кальцитовой. На всех месторождениях в экранирующих толщах фиксируются реальгар-аурипигментовая стадия, завершающая рудный процесс и отложившаяся из тепловодных (<55° С) растворов, в которых повышается роль слабых кислот и оснований. В целом стадийность процесса рудообразования, установленная на различных месторождениях, не противоречит предлагаемой очаговой модели.

Анализ содержаний элементов-примесей в рудных зонах месторождений (табл. 5.1) и в главных минералах (табл. 5.2), изотопный состав серы антимонита и киновари (табл. 5.3), присутствие высокомолекулярных углеводородов в них показывает хорошую корреляцию с геохимической специализацией матрикса полимиктового меланжа. Последний может быть также источником кремнезема при формировании джаспероидов.

Таблица 5.1

**Средние содержания элементов в рудных зонах месторождений и проявлений (в г/т) по Мелешко А. И. /1985/**

Элемент	Месторождения и рудопроявления					
	Южная Плавииковая гора	Новое	Шорбулак	Сурьмяный гребень	Северный Акташ	Аксай
<b>Hg</b>	1500	285	0,05	0,11	2,4	0,93
<b>Sb</b>	1600	3900	19	5000	1200	1300
<b>As</b>	133	130	636	2000	3700	4250
<b>Ag</b>	0,93	3,2	17	1,0	0,5	0,29
<b>Pb</b>	18	240	1850	26	22	29
<b>Zn</b>	415	1000	2500	78	75	63
<b>Sn</b>	1,9	4,1	н/а	3,6	2,4	2,9
<b>Cu</b>	54	33	21	88	66	64
<b>Ba</b>	670	2300	н/а	2100	280	175
<b>Mo</b>	0,69	1,9	1,8	2,7	1,4	2,2
<b>W</b>	2,7	н/а	н/а	12	4,7	-
<b>V</b>	13	61	19	86	95	140
<b>Ni</b>	27	8,9	13	24	22	19
<b>Co</b>	3,0	3,8	4,5	10	6,8	8,1

Таблица 5.2

**Содержания элементов-примесей в главных минералах Хайдарканского рудного поля (в %, Au, Ag - в г/т) по Богдасарову (1984ф)**

Минерал	Киноварь темная	Киноварь алая	Антимонит	Аурипигмент	Пирит (сланцы)	Пирит (джаспероиды)
<b>Hg</b>	83,65-85,1	83,1-85,5	0-0,85	0,012	0,062	3,24
<b>Sb</b>	0-0,18	0-0,42	64,22-71,2	0,77-1,0	0,038	0,029
<b>Fe</b>	0,01-1,26	0,01-0,45	сл.-0,08	0,01	40,6	38,5
<b>Zn</b>	0-0,71	0-0,21	0,001-1,5	-	-	1,25
<b>Cu</b>	0,-0,001	0-0,001	0-0,015	0,0008	-	-
<b>Sn</b>	0-0,001	-	0,003	0,001	-	-
<b>Tl</b>	0-0,005	0-0,0003	0-0,034	сл.	0-0,0042	0,0108
<b>Se</b>	0,27-0,965	0,034-0,61	0,009-0,12	0-0,0035	0,0064	0,004
<b>Te</b>	0-сл.	-	0-0,016	сл.	0,002	-

<b>S</b>	12,96-14,4	13,23-17,2	26,28-29,0	38,33-39,0	47,78	43,1
<b>As</b>	0-0,035	0-0,023	0,05-1,43	59,12-61,0	0,78	0,79
<b>Pb</b>	0,01-0,03	0,005	0-0,06	0,0015-0,01	-	-
<b>Ag</b>	10-981	6-746	10-460	0-135	22-420	-
<b>Au</b>	0-0,42	0-0,032	0,001-4,0	-	0-1,2	сл.

Сложный элементный состав ассоциации предопределяет и сложный изотопный состав парагенезиса со стабильными и нестабильными изотопами (табл. 5.3).

Таблица 5.3

**Содержания изотопов химических элементов в гамма-сульфиде ртути участка Кара-Арча (в %) по данным Тимофеевой Т.С. (1990).**

Элемент	Изотоп	Содерж.	Элемент	Изотоп	Содерж.
<b>S</b>	31	0,0007	<b>U</b>	239	0,0039
<b>S+</b>	32	13,29	<b>U</b>	240	0,00007
<b>S+</b>	33	0,01	<b>Np</b>	237	0,00039
<b>S+</b>	34	0,59	<b>Np</b>	239	0,00039
<b>S</b>	35	0,000028	<b>Pu</b>	239	0,00039
<b>S+</b>	36	0,0019	<b>Th</b>	232	0,063
<b>S</b>	37	0,00007	<b>Pb</b>	202	0,0000002
<b>Hg+</b>	196	0,126	<b>Pb</b>	203	0,0000001
<b>Hg+</b>	198	8,62	<b>Pb+</b>	204	0,000847
<b>Hg+</b>	199	14,48	<b>Pb</b>	205	0,0000001
<b>Hg+</b>	200	19,9	<b>Pb+</b>	206	0,0151
<b>Hg+</b>	201	11,37	<b>Pb+</b>	207	0,0115
<b>Hg+</b>	202	25,63	<b>Pb+</b>	208	0,0286
<b>Hg</b>	203	0,00052	<b>Pb</b>	209	0,0000005
<b>Hg+</b>	204	5,89	<b>Pb</b>	210	0,000005
<b>Hg</b>	205	0,0014	<b>Se+</b>	74	0,002
<b>Hg</b>	206	0,0015	<b>Se+</b>	76	0,021
<b>Au+</b>	197	0,00034	<b>Se+</b>	77	0,018
<b>Ag+</b>	107	0,00021	<b>Se+</b>	78	0,054
<b>Ag+</b>	109	0,00019	<b>Se</b>	79	0,000023
<b>Pd+</b>	102	0,0000002	<b>Se+</b>	80	0,12
<b>Pd+</b>	104	0,0000032	<b>Se+</b>	82	0,021
<b>Pd+</b>	105	0,0000066	<b>Mo</b>	90	0,0000004



<b>Pd+</b>	106	0,0000081	<b>Mo</b>	91	0,0000004
<b>Pd+</b>	108	0,00008	<b>Mo+</b>	92	0,0003
<b>Pd+</b>	110	0,0000035	<b>Mo</b>	93	0,000004
<b>Pt+</b>	192	0,007	<b>Mo+</b>	94	0,00017
<b>Pt+</b>	194	0,0000032	<b>Mo+</b>	95	0,0003
<b>Pt+</b>	195	0,00033	<b>Mo+</b>	96	0,00031
<b>Pt+</b>	198	0,00025	<b>Mo+</b>	98	0,00018
<b>Pt+</b>	198	0,0000072	<b>Mo+</b>	99	0,000004
<b>Os+</b>	187	0,000018	<b>Mo+</b>	100	0,00018
<b>Re+</b>	186	0,000018	<b>Tl</b>	199	0,0000014
<b>Ba+</b>	130	0,0000001	<b>Tl</b>	200	0,0000014
<b>Ba+</b>	132	0,0000001	<b>Tl</b>	201	0,0000014
<b>Ba+</b>	134	0,00024	<b>Tl</b>	202	0,0000023
<b>Ba+</b>	135	0,00065	<b>Tl+</b>	203	0,026
<b>Ba+</b>	136	0,00078	<b>Tl</b>	204	0,0000023
<b>Ba+</b>	137	0,0011	<b>Tl+</b>	205	0,063
<b>Ba+</b>	138	0,0072	<b>Tl</b>	206	0,0000014
<b>U</b>	231	0,00014	<b>Tl</b>	207	0,0000014
<b>U</b>	232	0,00014	<b>Tl</b>	208	0,0000014
<b>U</b>	233	0,00014	<b>Tl</b>	209	0,0000014
<b>U</b>	234	0,00002	<b>Tl</b>	210	0,00002
<b>U</b>	235	0,00026	<b>Bi+</b>	209	0,001
<b>U</b>	236	0,00014			
<b>U</b>	237	0,00039			
<b>U</b>	238	0,036			

Знаком + обозначены стабильные изотопы

Нестабильные изотопы представляет собой более поздние продукты эволюции вещества парагенезиса и всей рудной системы /Тимофеева, 1990/.

Анализ изотопного состава серы сульфидных минералов джаспероидных месторождений района показывает, что ее источником могли быть как сульфатсодержащие породы палеорифтогенной структуры, так и углеродистые породы матрикса меланжа. Изотопные соотношения серы этих месторождений характеризуются широким разбросом ( $\delta^{34}\text{S} = -99,8 - +13,0\text{‰}$ ), что значительно отличается от серы метеоритного состава, при этом сульфиды руд с отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  могли иметь в качестве источника углеродистые

(биогенные) сланцы, а сульфиды с положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  - сульфатсодержащие породы.

Монометалльные ртутные руды месторождения Хайдаркан, в отличие от комплексных, сформировались, по-видимому, большей частью за счет ртутоносных доломитов Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы, о чем говорит и утяжеленный состав изотопов серы сульфидных минералов.

Большая часть месторождений джаспероидного типа локализуется в областях термостабилизации критической изограды  $\Delta t = 20^\circ$ , на направлении кумулятивной миграции рудообразующих флюидов. Отклонение от этих рассчитанных областей в расположении объектов может быть объяснено локальными факторами (диагональные линейные зоны с повышенным градиентом тепломассопереноса, кратковременные зоны термостабилизации и т.п.).

### 5.2.1. Хайдарканское рудное поле

Хайдарканское рудное поле объединяет две зоны, различающиеся как геологическим строением, так и характером оруденения (рис. 5.8 - 5.10).

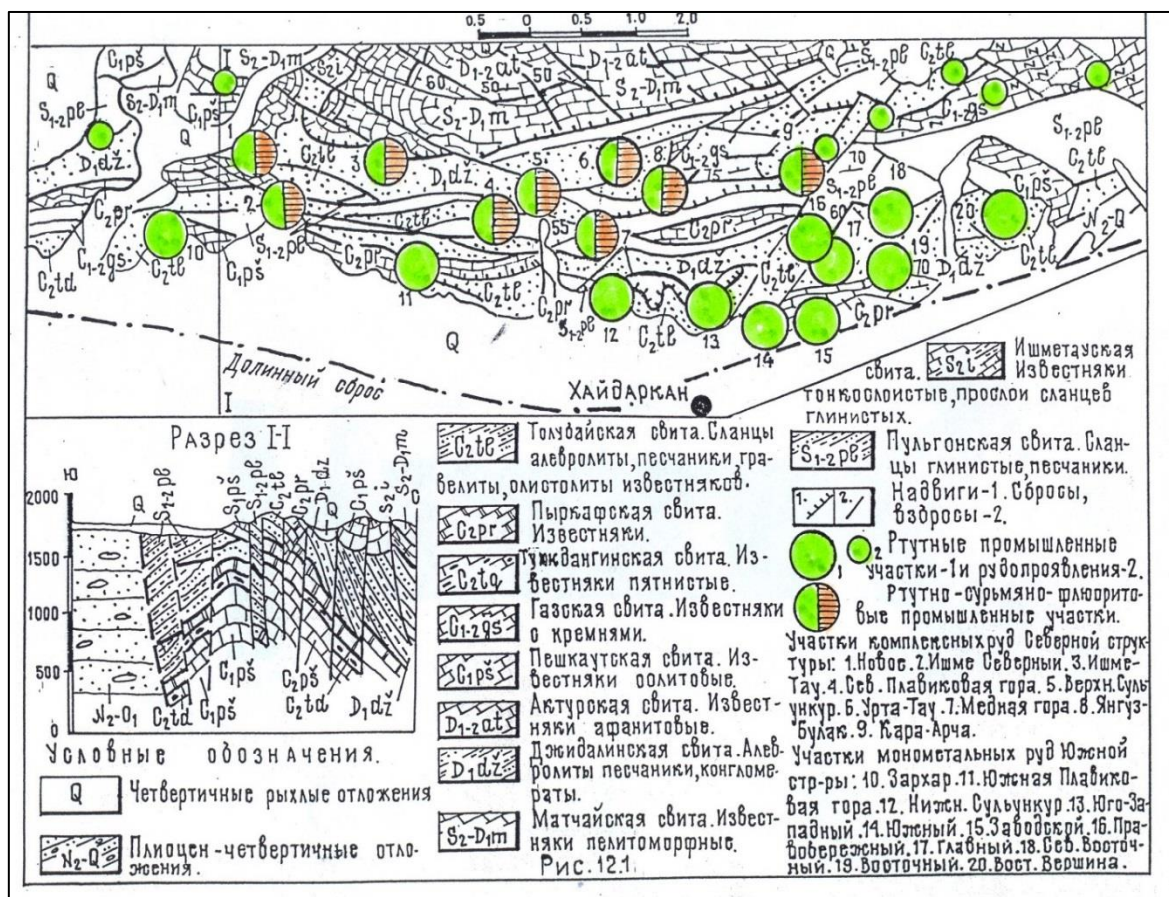


Рис. 5.8. Схематическая геологическая карта Хайдарканского рудного поля

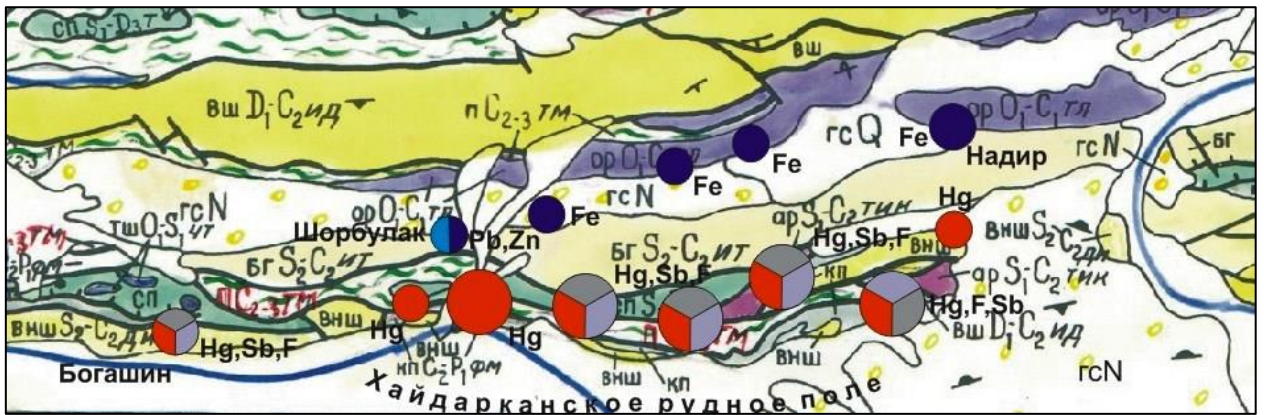


Рис. 5.9. Геодинамическая карта Хайдарканского рудного поля

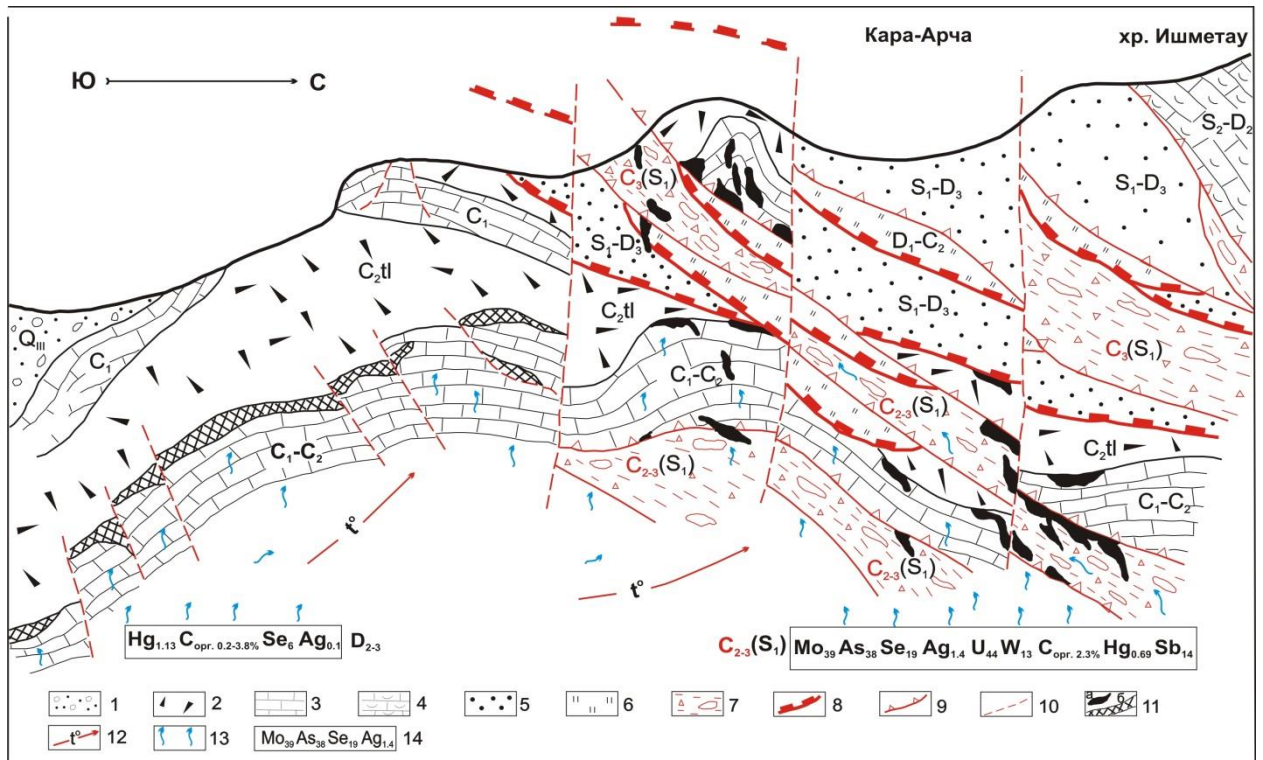


Рис. 5.10. Генерализованная модель строения Хайдарканского рудного поля

1 - верхнечетвертичная моласса; 2 - олистостромовые образования континентальных прогибов; 3 - известняково-доломитовый СВК; 4 - известняковый (рифидный) СВК; 5 - терригенный СВК континентальной окраины; 6 - кремнистый СВК подножия континентального склона; 7 - терригенный полимиктовый меланж; 8 - доколлизийные надвиги (шарьяжи); 9 - коллизийные разрывные нарушения и ретрошарьяжи; 10 - постколлизийные (пострудные) взбросы; 11 - рудные тела: а) комплексные, б) монометалльные; 12 - направление температурного градиента; 13 - направление гидротермальных флюидов; 14 - геохимическая специализация СВК

Южная зона складывается известняками и доломитами Карадаван-Адыракоуской единицы с трансгрессивным перекрытием их терригенными породами толубайской свиты  $C_2$ , образующими крутопадающую, иногда опрокинутую моноклиальную структуру, осложненную мелкими открытыми и

изоклинальными складками и несущими мономинеральную киноварную минерализацию, локализирующуюся под терригенным экраном (**Богашин, Сур, Зархар, Нижний Сульункур, Юго-Западное поле, Промежуточное поле, Главное поле, Заводское поле и Восточная вершина**).

Северная зона представляет собой сложнопостроенное чешуйчато-складчатое сооружение, в состав которого, помимо карбонатных толщ Карадаван-Адыракоуской и Тамчи-Ишметауской единиц, входят терригенные образования Алыш-Сарыкамышской единицы, кремнистые - Тамашинской единицы, а также образования терригенного меланжа. Оруденение, соответственно, носит здесь комплексный флюорит-антимонит-киноварный характер (**Ишме Северный, Северная Плавиновая гора, Медная гора, Верхний Сульункур, Янгуз-Булак, Кара-Арча, Новое**).

Главными полезными компонентами месторождения Хайдаркан являются ртуть, сурьма и флюорит. Кроме того, местами (в основном в комплексных ртутно-сурьмяно-флюоритовых рудах) фиксируется золото в содержаниях 0,012-0,4 г/т., редко превышая 1 г/т. В ртутно-сурьмяном концентрате содержится селен (0,032-0,38%) и золото (2,0-2,6 г/т), в продуктах обжига концентрата: селен – 0,010%, золото – 0,2 г/т.

Таблица 5.4.

**Государственный баланс КР по Хайдарканскому месторождению на  
01.01.2007**

Кат. запасов	Ртуть			Сурьма			Флюорит		
	Руда тыс.т	Содерж. %	Металл т	Руда тыс.т	Содерж. %	Металл, т	Руда тыс.т	Содерж. %	CaF <sub>2</sub> тыс.т
C <sub>1</sub>	4194	0.126	5305	3362	1.82	61223	276	14.8	485
C <sub>2</sub>	6630	0.168	11122	4190	1.10	45990	4447	12.95	576
C <sub>1</sub> +C <sub>2</sub>	10824	0.152	16427	7552	1.42	107213	7723	13.74	1061
Забаланс.	942	0.158	1494	150	0.97	1459	150	4.00	6

Сырьевая база Хайдарканского комбината по ртути, сурьме и флюориту, несмотря на 66-летний период эксплуатации, остается весьма значительной и обеспечивает комбинат на многие годы. В особенности это касается комплексных руд, из девяти разведанных участков которых отработаны только два.

Контуры рудного поля определяются наличием многочисленных месторождений и проявлений, распространением геохимических и минералогических аномалий Hg, Sb, As, F, металлоносного меланжа и битуминозных доломитов Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы, локальными

аномалиями поляризуемости и сопротивления по метасоматически измененным участкам.

Становление рудного поля связывается с воздействием термоградиентного поля Гавианской очаговой структуры /Стрик, 1990ф/, экстракцией рудных компонентов из металлоносных доломитов (для Южной зоны) и из матрикса меланжа (для Северной зоны), переносом и рудолокализацией на контактах контрастных геохимических сред. Поле расположено на направлении кумулятивной миграции рудоносных флюидов на участке термостабилизации с благоприятным термальным режимом ( $\Delta t = 20^\circ$ ) для рудоотложения (см. раздел 5.7.3).

Перспективы рудного поля на Hg, Sb и сопутствующие им элементы связываются с глубокими горизонтами Северной зоны, где минерализация, как по структурному положению, так и по вещественному составу занимает промежуточное положение между джаспероидным и кончочским типами руд.

### 5.2.2. Кадамджайское рудное поле

Кадамджайское рудное поле расположено в западной части Акташ-Боординской рудной кулисы Каузанской металлогенической зоны ЮФРСР. Объединяет несколько десятков рудных объектов, крупнейшими среди которых являются месторождения **Сурьмяный гребень** (собственно месторождение Кадамджай) и **Северный Акташ**.

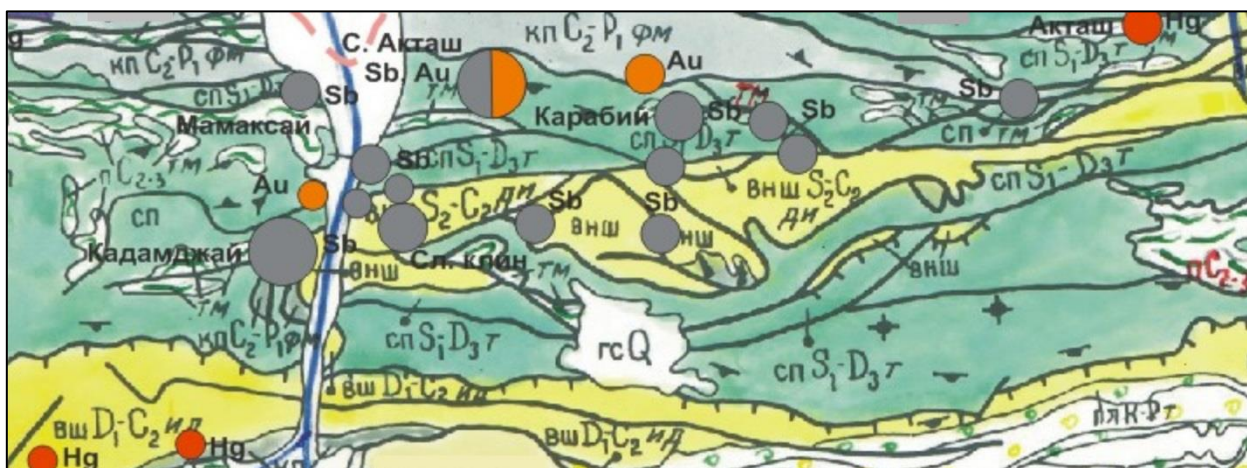
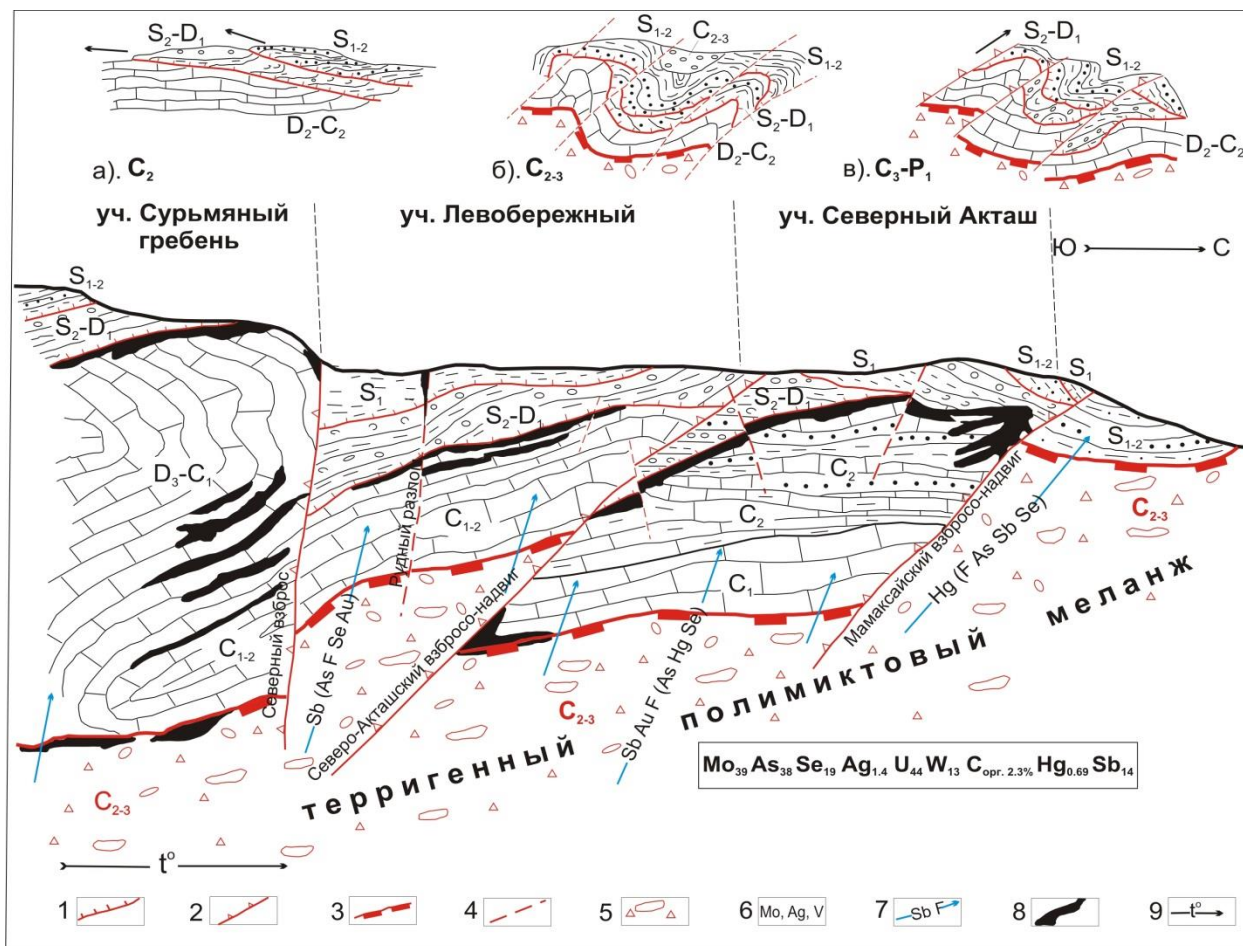


Рис. 5.11. Геодинамическая карта Кадамджайского рудного поля

Рудное поле имеет трехчленное строение. С поверхности район представляет область развития аллохтонного Алыш-Сарыкамышского терригенного комплекса S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>, шарьированного на карбонатные породы

Катранской единицы D<sub>1</sub>-C<sub>2</sub>. Последние залегают на меланже тульского комплекса и, по сути, представляют собой гигантские глыбы в тектоните.

Рудное поле охватывает сурьмяные проявления и месторождения, в том числе и эксплуатируемые (**Сурьмяный Гребень, Левобережное, Старательский, Сланцевый Клин** и др.), многочисленные пункты минерализации, геохимические и минералогические аномалии Sb, Hg, As, Pb, Ag, Au.



**Рис. 5.12. Геолого-генетическая модель формирования месторождения Кадамджай** 1 – доколлизийные надвиги (шарьяжи); 2 – ретрошарьяжи; 3 – плоскость надвига палеосейсмофокальной зоны, образующей меланж; 4 – пострудные разломы; 5 – терригенный полимиктовый меланж; 6 – геохимическая специализация матрикса меланжа; 7 - геохимическая специализация гидротермальных флюидов; 8 – рудные тела; 9 – направление температурного градиента.

Оруденение локализуется в основном среди межформационных роговиково-джаспероидных брекчий, на контакте нижнекаменноугольных известняков с надвинутыми сланцами силура. Преимущественное развитие брекчии и оруденение получили в северной части периклинального замыкания Акташской антиклинали, в тектоническом клине, образованном Северо-Акташским взбросо-надвигом, параллельным ему разломом и широтным Северным сбросом,

являющимся, по-видимому, главной рудораспределяющей структурой месторождения Кадамджай. Реже оруденение встречается в прослоях роговиков среди перекрывающих сланцев и в подстилающих известняках, на удалении от надвиговой поверхности.

Минеральный состав руд месторождения не сложен. Главный рудный минерал антимонит, второстепенные и редко встречающиеся - пирит, марказит, реальгар, аурипигмент, халькопирит, сфалерит, галенит. Из нерудных минералов широко распространён кварц, в малых количествах присутствуют флюорит, кальцит, барит, диккит и серицит. Отмечается присутствие золота и серебра.

Примесный состав руд месторождения наследует геохимическую специализацию углеродистого матрикса подстилающего его терригенного меланжа, а изотопные характеристики сульфидов однозначно указывают на источники рудного вещества (сульфатсодержащие породы палеорифтогенной структуры и углеродистые породы матрикса меланжа).

На участке **Старательский** в межформационных согласных залежах джаспероидов с кварц-антимонитовым оруденением средние содержания сурьмы по категории  $C_1$  - 2,911%, по категории  $C_2$  – 2,332%, золота – 0,33-2,27 г/т (среднее – 0,9 г/т), серебра – 0,8-2 г/т,  $CaF_2$  - до 2,5%.

На рудопроявлении **Карабий** в зоне дробления среди терригенно-карбонатных пород  $C_{1-2}$  развиты джаспероидные залежи и жилы, в которых средние содержания составляют: Au – 2,0 г/т, Sb - 2,38%, Ag – 3,7 г/т, As - <1,0%.

На рудопроявлении **Сланцевый клин** в согласных и секущих джаспероидных рудных телах в районе контакта известняков  $C_{1-2}$  и надвинутых сланцев  $S_1$  средние содержания золота – 1,9 г/т, сурьмы – 0,3 %, мышьяка - <1,0 %.

На рудопроявлении **Обдилля** в минерализованной зоне (1600 x 8,0 x 100 м) вдоль контакта известняков  $C_2$  с песчаниками и сланцами  $S_{1-2}$  содержания золота – 2,0 г/т, сурьмы – 1,85%, ртути – 0,01-0,1%.

Месторождение **Северный Акташ** располагается в 5 км северо-восточнее месторождения Кадамджай, на северных склонах гряды Акташ. Алайский СВК паравтохтона перекрыт углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками пульгонской свиты. Подстиляется структура месторождения полимиктовым терригенным меланжем.

Как и на других участках Кадамджайского рудного поля, локализация сурьмяно-флюоритового оруденения тесно связана с поверхностью надвига

терригенных толщ силура - девона на карбонатный разрез девона - среднего карбона.

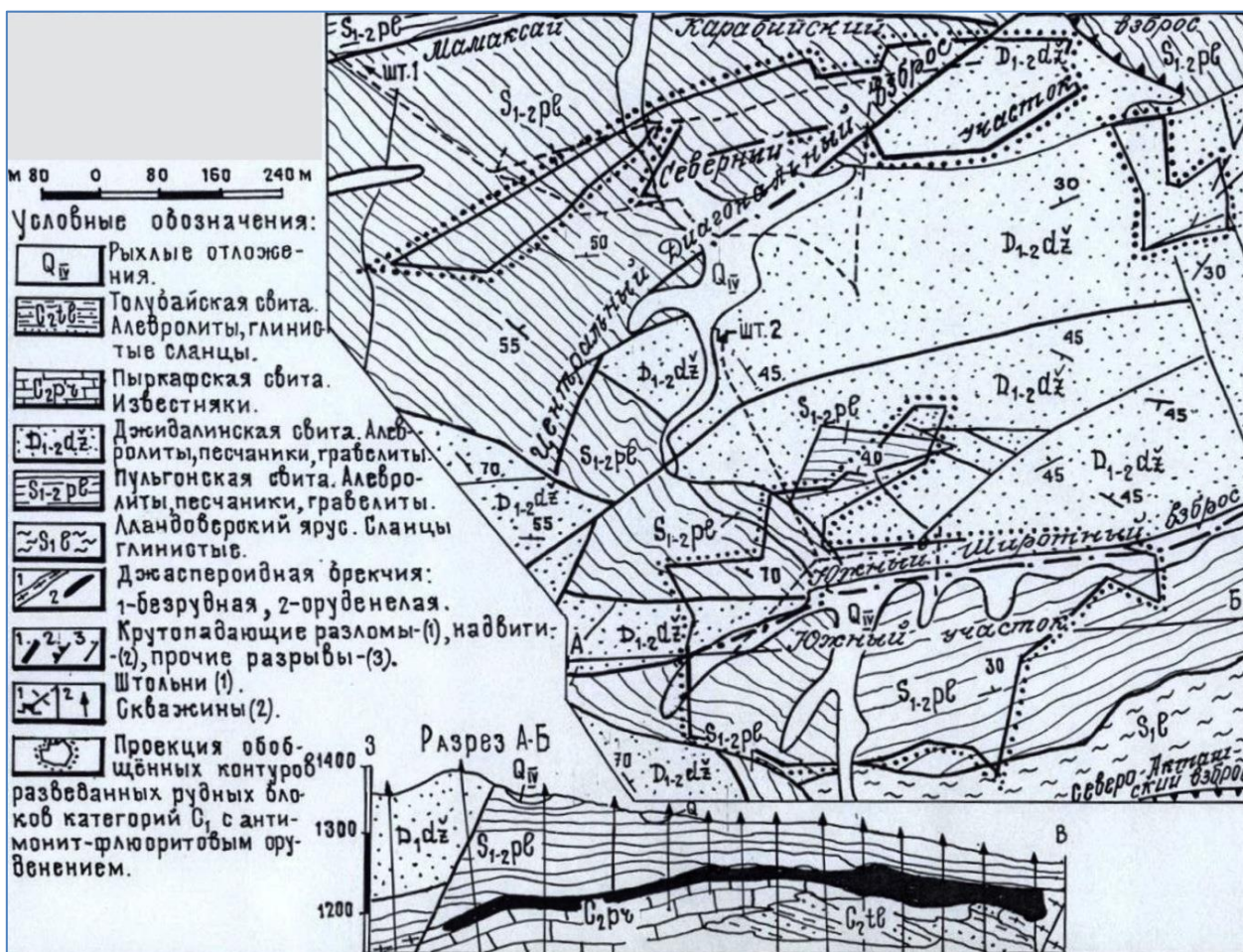


Рис. 5.13. Геологическая карта месторождения Северный Акташ

По особенностям геологического строения месторождение Северный Аташ является близким аналогом участка Левобережный, отличаясь от него широким проявлением флюоритового оруденения и более высоким содержанием мышьяка в комплексных рудах.

Таблица 5.5

**Химический состав руд месторождения Северный Акташ**

Наименование соединений и элементов	Содержание, %	Наименование соединений и элементов	Содержание, %
Сурьма	0,64	Глинозем	3,96
Ртуть	0,010	Окись кальция	2,08
Мышьяк	0,28	Окись магния	0,40
Золото	0,8 г/т	Окись калия	0,92
Серебро	0,3 г/т	Окись натрия	0,22
Медь	0,04	Окись марганца	0,02
Свинец	0,02	Двуокись титана	0,22



Цинк	0,01	Двуокись углерода	0,93
Флюорит	16,39	Вода	1,94
Сера общая	1,15	Пятиокись фосфора	0,10
Сера пиритная	0,82	Селен	0,0006
Кремнезем	64,81	Теллур	0,0015
Железо валовое	2,10	Углерод	0,5

Помимо сурьмы и флюорита широкое распространение здесь получило и золото, как в контурах сурьяно-флюоритовых руд, так и за их пределами. В целом, в рудах содержание золота низкое (0,14-0,7 г/т) с отдельными максимумами до 3,0-5,0 г/т и, в единичном случае, до 12,6 г/т.

Практически на всех сурьяных месторождениях обнаружены повышенные (вплоть до промышленных – 0,6-2,5 г/т) содержания золота. На монометалльных ртутных месторождениях карбонатного типа золота обычно нет или очень мало. Многие месторождения, считающиеся сейчас сурьяными, правильнее называть сурьяно-золоторудными.

На месторождении Северный Акташ на 01.01.2007 г ресурсы золота по категориям  $P_1+P_2$  составили 7,924 т с содержанием 1,85 г/т, что на порядок больше промышленного значения сурьмы (16758 т с содержанием Sb 0,514% в тех же рудах).

Запасы золота на месторождениях Карабий – 0,89 т с содержанием 2,0 г/т, Сурьяный Гребень – 1,5 т с содержанием 2,2 г/т, Сланцевый Клин – 0,58 т с содержанием 1,2 г/т, Обдилля – 2,5 т с содержанием 1,38 г/т, Ходжагаир – 1,1 т с содержанием 2,8 г/т, Акшар-Джилга – 3,2 т с содержанием 1,2 г/т.

Всего на 01.01.2007 г на государственном балансе по месторождению Кадамжай числятся запасы сурьмы по руде - 2974,5 тыс. т, по металлу - 77 тыс. т. Общие запасы и прогнозные ресурсы составляют 4397,2 тыс. т руды и 145266 т металла при среднем содержании 3,3%. Попутное золото на месторождении по категориям  $C_1+C_2+P_2$  – 2,5 т / 0,9 г/т.

Кадамджайское рудное поле расположено в зоне влияния критической изотермы  $\Delta t = 20^\circ$ , благоприятной для ртутного и сурьяного рудоотложения, на направлении кумулятивной миграции элементов с длительным термостабилизирующим эффектом. Его становление связывается с воздействием термоградиентного поля коллизионного магматизма, экстракцией рудных компонентов из металлоносного матрикса меланжа, флюидным переносом их в

условиях высокой эффективной пористости и рудоотложением на контактах контрастных геохимических сред (см. раздел 5.7.4).

Согласно разработанной геолого-генетической модели (рис. 5.12) перспективы рудного поля связываются с его глубокими горизонтами, где возможно обнаружение оруденения, приуроченного к контакту меланжа и карбонатного аллохтона (кончочский тип). В районе ущелья р. Шахимардан глубина зоны контакта может составлять 1700-1800 м, в бассейне р. Ходжагаир - 1400-1500 м.

В целом сырьевая база Кадамжайского месторождения и одноименного рудного поля остается значительной и надежной. Запасы категорий В+С<sub>1</sub> могут обеспечить планомерную добычу не менее чем на 15 лет, а разведанные на участке Левобережном по категории С<sub>2</sub> с учетом ресурсов Р<sub>1</sub> – еще на 14 лет.

### 5.2.3. Чаувайское рудное поле

Чаувайское рудное поле расположено в бассейне р. Исфайрам, в восточной части Акташ-Боардинской рудной кулисы. Месторождения рудного поля локализируются в известняках алайского СВК вблизи Кадамджай-Чаувайского надвига, отделяющего Алайский паравтохтон от аллохтонных глыбово-хаотических и терригенных СВК южного крыла Каузанской антиформы.

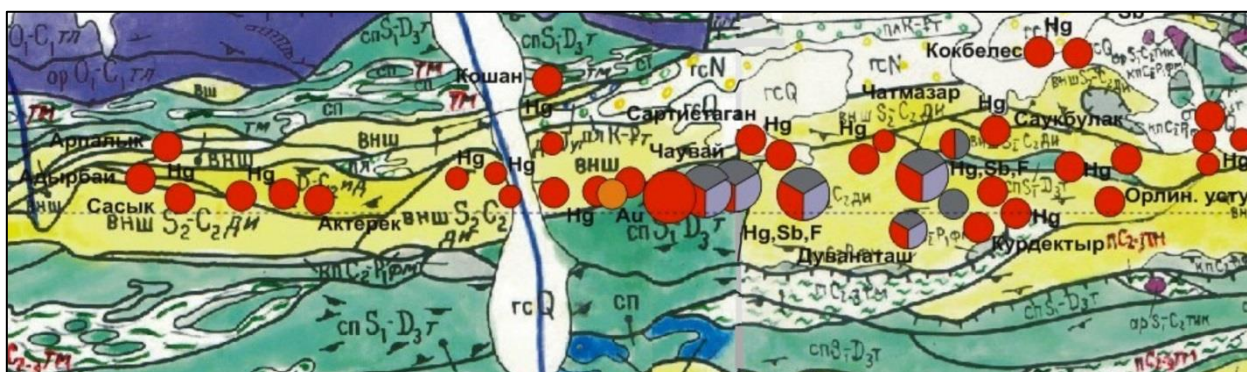


Рис. 5.14. Геодинамическая карта Чаувайского рудного поля

Южное крыло Боардинской антиклинальной структуры представляет собой моноклираль, погружающуюся на юг. К южному крылу отмеченной структуры приурочены месторождения Чаувайского рудного поля, образуя широтно вытянутую цепочку участков: **Туюк-Сай, Зор-Данге** (западный фланг), **Толубай, Сарт-Истаган, Кош-Ункур** (центральная часть), **Чильтан, Чат-Мазар, Теке-Булак** (восточный фланг).

В Чаувайском рудном поле рудовмещающей является пыркафская свита известняков С<sub>2</sub>м. На этих породах без видимого перерыва и несогласия залегают

песчано-сланцевые отложения толубайской свиты  $C_2$  мощностью около 150 м, венчающие разрез палеозойских пород.

В кровле известняков, на контакте с породами толубайской свиты, прослеживается горизонт джаспероидных брекчий, в котором локализируются согласные межформационные рудные тела. Эксплуатационные работы позволили установить наличие рудной минерализации и в зонах крутопадающих разрывов. Секущие жильные тела развиты на участках Чильтан и особенно Чат-Мазар.

В согласных и секущих зонах рудные тела контролируются джаспероидными брекчиями. В цементе брекчий присутствуют флюорит, киноварь, антимонит, кварц, кальцит, а также тетраэдрит, метациннабарит, цинкеит, сфалерит, халькопирит и др.

Процесс рудоотложения киновари происходил при температурах  $235^{\circ}$ - $190^{\circ}$  С. В формировании ртутных месторождений принимали участие три типа растворов: сульфидно-хлоридные, сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные.

Месторождение **Чаувай** представлено пластообразными джаспероидными залежами (100-600 м х 1-32 м х до 1250 м) по тектоническому контакту карбонатных толщ  $C_2$  и экранирующих сланцев  $C_2$ , а также секущими крутопадающими линзами, жилами, столбами в известняках  $C_2$  во взаимосвязи с разрывами (370-720 х 1-68 х  $>100$  м). Средние содержания ртути  $C_1$  – 0,226%,  $C_2$  – 0,320%, сурьмы – 0,43-1,07%,  $CaF_2$  – 1,98-14,34%.

На месторождении **Дуванаташ** расположены две пластообразные залежи оруденелых джаспероидов (300-500 м х 1-14 м х 300-400 м) в известняках  $C_2$ , экранированных сланцами  $C_2$  и одно столбообразное рудное тело (600 х 1 м х 450 м) в известняках  $C_2$  в лежачем крыле взброса. Средние содержания ртути – 0,168 %, сурьмы – 2,88%,  $CaF_2$  – 14,34%.

Месторождение **Чатмазар** включает столбообразные и пластообразные оруденелые джаспероидные брекчии в зонах секущих меж- и внутриформационных разломов среди известняков  $C_2$ , экранированных сланцами  $C_2$  (100-600 х 1-45 м х 350 м). Содержания Hg – 0,252 %, Sb – 1,07%,  $CaF_2$  – 10,1%.

Месторождение **Чильтан** сложено столбообразными телами рудоносных джаспероидов в зоне крутопадающего разлома в известняках  $C_2$ . Протяженность “столбов” по падению – 80-100 м. Содержания ртути до 0,41%.

## Государственный баланс КР по месторождению Чаувай на 01.01.2007

Кат. запасов	Ртуть			Сурьма			Флюорит		
	Руда тыс.т	Содерж. %	Металл, т	Руда тыс.т	Содерж. %	Металл, т	Руда тыс.т	Содерж. %	CaF <sub>2</sub> , т
C <sub>1</sub>	135	0.227	30645						
C <sub>2</sub>	187	0.32	59840						
C <sub>1</sub> +C <sub>2</sub>	322	0.30	90485						
Забаланс.	68	0.1	69						
C+P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub>			11000		0.4-1.07	53100		1.9-14.4	720900

Становление рудного поля связывается с воздействием термоградиентного поля Сурметашской очаговой структуры /Стрик, 1990ф/, экстракцией рудных компонентов из металлоносных доломитов и, частично, из матрикса меланжа, переносом и рудолокализацией на контактах контрастных геохимических сред. Поле расположено на направлении кумулятивной миграции рудоносных флюидов на участке термостабилизации с благоприятным термальным режимом ( $\Delta t = 20^\circ$ ) для рудоотложения (см. раздел 5.7.4).

## 5.2.4. Адыракоуское рудное поле

Адыракоуское рудное поле расположено в среднем течении р. Сох и слагается доломитами и известняками внутреннего шельфа Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы.



Рис. 5.15. Геодинамическая карта Адыракоуского рудного поля

Киноварное оруденение локализуется как в отдельных металлоносных горизонтах, так и в вышележащих зонах дробления, кальцитизации и окремнения, конформных наслоению или секущих. Перераспределение рудного вещества

связано с энергетическим термальным воздействием коллизионного магматизма, в результате которого возникает кажущаяся независимость оруденения от осадочных фаций.

Наибольшие концентрации элементов-примесей в пределах Каузан-Карадаван-Адыракоуской единицы наблюдаются в богатых органикой "зебровидных" доломитах арпалыкской свиты, геохимический спектр которых в порядке убывания КК (в г/т):

**Hg 1.13, C<sub>орг.</sub> 0.2-3.8%, Se 6.0, Ag 0.14, F (S Sr Ba Fe Mn Pb Sb As Cu Zn).**

Возможно существование и других металлоносных возрастных уровней, менее выдержанных по мощности, литорали и насыщенности. Ряд исследователей /Попов, 1970, Сургай, 1970, Турдукеев, 1970/ отмечает такие участки в пределах боординской и назаринской свит. Они же выделяют три основные генерации сульфидов ртути: седиментационно-диагенетическую, катагенетическую и эпигенетическую. Седиментационно-диагенетические сульфиды ртути встречаются в неизменной массе доломита в виде мелкой вкрапленности, точечно-сгустковых выделений, псевдоморфоз по органическим остаткам, конкреционных образований, сутуро-стилолитов. Кроме того, ртуть частью изоморфно входит в состав карбонатов Ca и Mg и частью сорбирована глинистым и органическим веществом. Основная масса кристаллической киновари имеет катагенетическое происхождение и связана с перекристаллизацией вмещающих пород. Эпигенетическая ртутная минерализация представлена порошковатой киноварью, сопровождается глинисто-железисто-карбонатным материалом и связана с вадозно-инфильтрационными процессами. Эта киноварь развивается в трещинно-карстовых зонах и как следствие возникает кажущаяся афациальность оруденения.

Для металлоносных горизонтов типоморфны Mg, Ca, S, C<sub>орг.</sub>, Hg, Se, в сверхкларковых количествах присутствуют Sr, Ba, F, закисное железо, Mn, Pb, Ag, иногда Cd, Sb, As, Cu, Zn, редко - Au. Селеноносность является существенным геохимическим признаком сингенеза ртути вмещающим породам /Сургай, 1986/.

Минеральный состав рудных объектов: доломит, кальцит, киноварь, реже метациннабарит, пирит, лимонит, малахит, азурит, совсем редко выделяются антимонит, кремнезем, барит, гипс, ангидрит, флюорит, галит. Изотопный состав серы сульфидных минералов и, прежде всего киновари ( $\delta^{34}\text{S}$  - +13 - +20‰).

Руды локализуется как на уровнях синдиагенетического накопления ртути (арпалыкская свита - **Адыракоу**) при незначительном ее перераспределении, так

и в перекрывающих металлоносные слои отложениях, приобретая афациальный, наложенный характер (**Кштут, Гараты, Сымап, Черекты, Бирксу, Шивали** и др.). Особенностью ртутных руд является их селеноносность (до 15 г/т).

Месторождение **Адыракоу** содержит согласные зоны минерализации в “зебровидных” горизонтах доломитов  $D_3$  (50-500 x 2,75 м x 80-300 м) вмещающих пластовые (5-30 x 5-10 м) и секущие (жилы, штоки, столбы) рудные тела (10 x 50 м x 1-5 м) с киноварной минерализацией. Среднее содержание ртути по рудным телам 0,02-0,8% запасы на 01.01.1970 г. по категории  $C_2$  - 25 т / 0.24%,  $P_1$  – 176,5 т / 0,02 %,  $C_2 + P_1$  - 201.5 т.

На рудопроявлении **Кштут** расположено крутопадающее плитообразное тело с кальцит-киноварной минерализацией (18 x 3 x 58 м), сопровождающее разрыв в “зебровидных” доломитах  $D_3$ . Содержание ртути до 0.47%. На 01.01.1985 г. запасы по категории  $C_2$  составили 1,0 т.

Рудопроявление **Черекты** включает четыре линзо- и жилородных крутопадающих тела (45-60 x 1-2,47 x 35 м) по трещинам в доломитах  $D_3$ . Содержания ртути – 0,1-5%, среднее - 0.38%, селена - 350-2000 г/т, индия – 0,49%. Запасы Hg на 01.01.1966 г. по категории  $C_2$  – 38 т.

На рудопроявлении **Шашиши** выделено 15 мелких (2-55 x 0,55-4,0 x 2-20 м) гнездо- и линзообразных и пластовых тел с киноварным оруденением в доломитах  $D_3$  во взаимосвязи с разрывами. Содержания ртути – 0,12-0,93% при среднем – 0,324%. На 01.01.1970 г. запасы по категории  $C_2$  составили 24 т.

На рудопроявлении **Селик-Даван** в локальном блоке передробленных доломитов  $D_2$  (на 100 м) всякого крыла надвига выявлена вкрапленность киновари с содержанием ртути 0,01-0,04%, редко – 0,1%. На 01.01.1964 г. ресурсы по категории  $P_2$  - 58 т.

Месторождение **Сымап** расположено в западной части рудного поля и содержит четыре линзообразных тела (75-400 x 0,26-6,32 x 50-13 м) киноварных руд в плоскостях сближенных надвигов в карбонатных толщах  $D_{2-3}$  и  $C_1$ . Содержания - 0,12-3,08%, среднее – 0,11%. Месторождение законсервировано в 1973 г. Оставшиеся после консервации запасы составляют по категориям  $C_1 + C_2$  66,32 тонны металла, а прогнозные ресурсы по категории  $P_1$  – 545 т.

Становление рудного поля связывается с воздействием термоградиентного поля Гавианской очаговой структуры, экстракцией рудных компонентов из металлоносных доломитов, частичным переносом и рудолокализацией ртути в зонах трещиноватости. Поле расположено в районе Сугутской зоны

термостабилизации с благоприятным термальным режимом ( $\Delta t = 20^\circ$ ) для ртутного рудоотложения (см. раздел 5.7.1). При этом интрузивный магматизм, не обнаруживая геологической связи с ртутным рудообразованием, выступает в качестве активатора геохимической миграции ртути, переотлагая ее во фронтальных частях теплового потока.

### 5.2.5. Карадаванское рудное поле

Карадаванское рудное поле является латеральным восточным продолжением Южной зоны Хайдарканской рудоносной структуры и слагается доломитами и известняками боординской, назаринской и карадаванской свит.

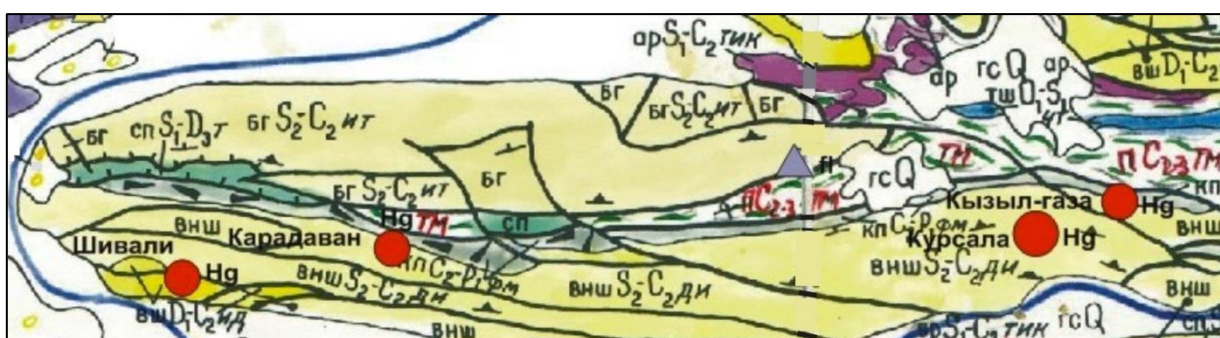


Рис. 5.16. Геодинамическая карта Карадаванского рудного поля

В отличие от Адыракоуского поля, металлоносный ртутоносный синдиогенетический горизонт расположен в пределах назаринской свиты и, совместно с эпигенетическим генерациями киновари в карадаванской свите, образует месторождение **Курсала**, проявления **Шивали**, **Кызыл-газа** и **Карадаван**.

На месторождении **Курсала** выделено 45 мелких (4-6 x 0,2-5 м) пластовых и секущих тел с киноварным оруденением в рудоносном горизонте доломитов D<sub>3</sub>. Среднее содержание ртути в продуктивных телах – 0,175-0,26%. На 01.01.1962 г. запасы по категории C<sub>2</sub> – 18,4 т / 0,168%, P<sub>1</sub> – 112,5 т / 0,18%, C<sub>2</sub>+ P<sub>1</sub> – 130,9 т.

Сонахождение месторождений, проявлений, пунктов минерализации ртути и металлоносного горизонта доломитов служит критерием выделения рудного поля.

Становление рудного поля связывается с воздействием термоградиентного поля Гавианской очаговой структуры, экстракцией рудных компонентов из металлоносных доломитов внутреннего шельфа, переносом и рудолокализацией ртути в зонах трещиноватости. Поле расположено в районе Хайдарканской зоны термостабилизации с благоприятным термальным режимом ( $\Delta t = 20^\circ$ ) для ртутного рудоотложения (см. раздел 5.7.3). Интрузивный магматизм здесь

выступает в качестве активатора геохимической миграции ртути, переотлагая ее во фронтальных частях теплового потока.

### 5.2.6. Биркусуйское рудное поле

Биркусуйское рудное поле расположено в междуречье Ляйляк – Каравшин. Биркусуйская группа месторождений киновари известна с давних времен; здесь отмечено более 70 древних выработок.

В геологическом строении рудного поля принимают участие кратоны СВК внутреннего карбонатного шельфа (адыракоуская единица: адыракоуская свита  $D_{2-3}$ , пешкаутская свита  $C_1$ , газская свита  $C_{1-2}$ , толубайская свита  $C_2$ ).

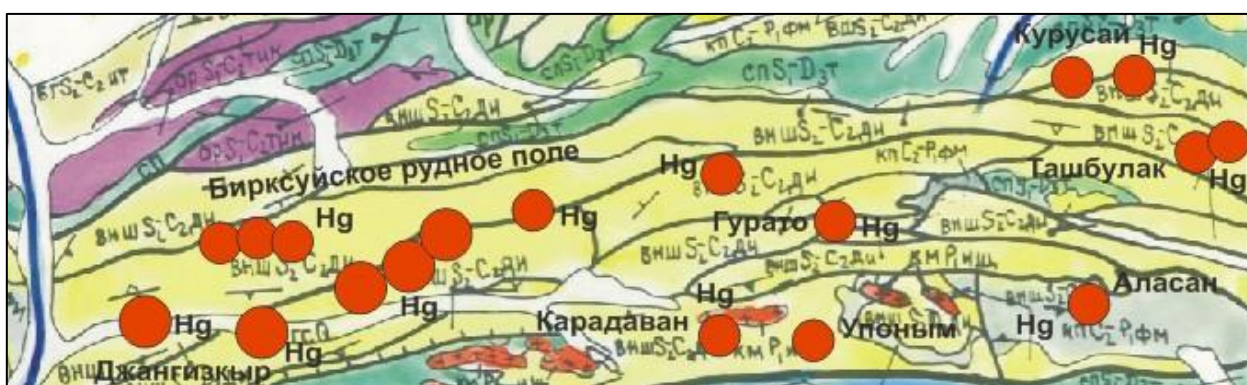


Рис. 5.17. Геодинамическая карта Биркусуйского рудного поля

Карбонатные и терригенные образования этого СВК образуют тектонический блок протяженностью 12 км, шириной 2-3 км, ограниченный с севера Биркусуйским разломом, с юга - Гуротинским надвигом.

Указанные внутрiformационные надвиги формируют сложную покровную структуру, смятую в узкие субширотные складки с отчетливой северной вергетностью.

В пределах Биркусуйского рудного поля выявлено более 20 самостоятельных мелких ртутных месторождений и проявлений (**Алма, Кара-Зоу, Чон-Арча, Алмала, Беш-Нова, Тешик** и др.)

Минеральный состав руд однообразен и характеризуется наличием единственного рудного минерала - киновари, часто селенистой, и жильного минерала - кальцита. В незначительных количествах отмечается флюорит и кварц. Содержание металла в рудных телах варьирует от 0,01% до 10%.

На месторождении **Биркусуйское** (в т. ч. и участке **Алма**) в сводовой части антиклинали - десятки мелких гнезд, линз, жил, столбов (10-100 х 1-10 м) киноварных руд в известняках  $C_1$ . Средние содержания Hg по рудным телам – 0,1-



2,5%, по месторождению – 0,52%, Se - 200-1600 г/т. На 01.01.1955 г. запасы по категории C<sub>1</sub> - 203,6 т / 0,38 %, C<sub>2</sub> – 208,7 т / 0,82%. Всего: 412,3 т / 0,52%.

Месторождение **Гурото** включает крутопадающие гнезда и залежи (10-15 x 1-2 x 5-10-55 м) с киноварным оруденением в зоне трещиноватости (1700 x 3-10 м) среди доломитов D<sub>3</sub>. Содержания ртути - 0,08-1,1%, среднее по месторождению - 0.17%, На 01.01.1966 г. ресурсы по категории P<sub>1</sub> – 279,1 т.

Становление рудного поля связывается с воздействием термоградиентного поля мелких очагов коллизионного магматизма и экстракцией рудных компонентов из металлоносных доломитов внутреннего шельфа с переносом и рудолокализацией ртути в зонах трещиноватости.

### 5.2.7. Золото в Южно-Ферганском поясе

В Южно-Ферганском ртутно-сурьмяном поясе золото присутствует только в месторождениях джаспероидного типа (**Северный Акташ, Сурьмяный Гребень, Сланцевый Клин, Ходжагаир, Акшар-Джилга, Шамбесай**)

Появление золота в джаспероидах, вероятнее всего, связано с мобилизацией его из металлоносного матрикса терригенных меланжей под воздействием термоградиентного поля коллизионного магматизма.

Образование джаспероидов проходило в предрудную стадию при температурах 230°-150° С и давлении 330±10 атм. из щелочных растворов /Оболенский, 1976, Корнилов, 1975ф/, т. е. в этих флюидах, наряду с растворимой формой кремнезема (Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> x nH<sub>2</sub>O), могли находиться и растворимые формы золота (AuOH, Au(OH)<sub>3</sub>).

Для рудной стадии джаспероидных месторождений характерен хлоридный состав растворов, также благоприятствующий переносу золота.

Согласно разработанной геолого-генетической модели, прогнозируется выявление золоторудных тел на контактах контрастных геохимических сред, т. е. на контактах терригенного полимиктового меланжа и карбонатного аллохтона (кончочский тип), в областях термостабилизации критической изограды  $\Delta t = 20^\circ$ , на направлении кумулятивной миграции рудообразующих флюидов.

### 5.3. Туркестано-Алайский золотосульфидный пояс

В Туркестано-Алайском золотосульфидном поясе с наиболее ярко проявленными процессами коллизионного магматизма, расположена основная масса золоторудных (серебро- и медьсодержащих) месторождений региона, а также месторождений олова и вольфрама скарнового типа.

Эта крупная металлогеническая единица вытягивается вдоль осевой части и обоих склонов Туркестано-Алайской горной системы с запада на восток на 425 км, имея ширину 30-50 км.

Туркестано-Алайский золотосульфидный пояс объединяет 5 рудных зон, 1 рудный район, 2 рудных узла и 27 рудных полей /Никоноров, 2004/: Андыгенская рудная зона, Даудинская рудная зона, Сохский рудный узел, Алтын-Джилгинская рудная зона, Джилису-Коксуйская рудная зона, Дараут-Курганский рудный узел, Кичикалайский рудный район, Гульчинская рудная зона (рис.5.18).



**Рис. 5.18. Туркестано-Алайский золоторудный пояс**

1 - Андыгенская рудная зона, 2 - Даудинская рудная зона, 3 - Сохский рудный узел, 4 - Алтын-Джилгинская рудная зона, 5 - Джилису-Коксуйская рудная зона, 6 - Дараут-Курганский рудный узел, 7 - Кичикалайский рудный район, 8 - Гульчинская рудная зона

Большая часть золоторудных проявлений и месторождений пояса пространственно ассоциируется с гранитоидами караказыкского комплекса и приурочена к участкам прокварцевания в гранитоидах и вмещающих породах, а также к контактам терригенных и карбонатных пород вблизи интрузий (**Караказык, Гавиан, Донгрюк, Алтынджилга** и др.). Их связь с комплексом, по-видимому, обусловлена продуцируемыми гранитоидами хлоридными флюидами, так как именно в хлоридной форме и происходит перенос золота в растворах. Осаждение золота осуществляется при резкой смене условий, когда в результате распада

хлоридов оно концентрируется в сульфидах (халькопирит, пирит, арсенопирит, блеклые руды) или, реже, в самородной форме.

Золото обладает довольно высокой, но изменчивой миграционной способностью, зависящей от параметров физико-химической системы. Оно в различных концентрациях присутствует в месторождениях и проявлениях региона широкого генетического круга, встречается в скарновых, плутоногенных, метаморфических, джаспероидных, телетермальных, эксгальционно-осадочных объектах, т.е. имеет сквозной характер.

В щелочных условиях золото переходит в раствор в форме гидроксидных соединений ( $\text{AuOH}$ ,  $\text{Au}(\text{OH})_3$ ), мигрируя совместно с кремнеземом в метаколлоидном состоянии, и образует в описываемых месторождениях золото кварцевую систему прожилкования /Бадалов С.Т., 1982/. Такие условия, например, могли реализовываться при взаимодействии гранитоидов трумсуйского комплекса с углеродистыми породами чакушской свиты (месторождение **Чакуш**).

Источником золота в этих процессах служили как сами интрузивные породы, так и металлоносные осадочные комплексы, обогащенные органическим веществом. В связи с тем, что основная масса золота (>60%) в диоритах и сиенитах тяготеет к темноцветным минералам (биотит, роговая обманка), т. е. к минералам, которые чаще других подвергаются серицитизации, хлоритизации и т. д., золото, в значительной мере высвобождаясь из них, участвует в метасоматическом и кварцево-жильном минералообразовании /Бадалов, 1991/. О возможностях мобилизации золота из углеродистых сланцев под воздействием коллизионного магматизма говорилось ранее (разделы 3.3, 3.5, 4.1, 4.2).

### **5.3.1. Андыгенная рудная зона**

Андыгенская рудная зона расположена на северном склоне Туркестанского хребта, в междуречье Карабука – Ляйляк - Каравшин. Протяженность зоны - 28 км, ширина - 3-7 км, ориентировка широтная, совпадающая с направлением региональных разрывных структур. Зона локализована в северном крыле широтного регионального Каравшинского разлома среди вулканогенно-терригенных, терригенных (западный фланг) и карбонатных (восточный фланг) толщ D-C<sub>2</sub>, прорванных малыми интрузиями щелочных габброидов D-C, единичными мелкими штоками гранодиоритов P<sub>1</sub> и сложным по составу штоком габбро, монцонитов, сиенитов, граносиенитов P<sub>1-2</sub>. Зона объединяет 37 золоторудных, преимущественно медно-золоторудных объектов (из них 2

месторождения - **Канызак, Апрельское**) в составе трех полей: Битау-Карабукинского, Апрельского и Нау-Канызакского. Для западного фланга зоны характерна рассеянная медно-золоторудная минерализация, близкая к регенерированной стратиформной; в центральной части оруденение находится в разрывных структурах эндо- и экзоконтактов штока монцосиенитов; для восточного фланга характерны минерализованные зоны золотоносных метасоматитов.

В целом потенциал Андыгенской рудной зоны оценивается в 70-80 т золота.

### 5.3.1.1. Битау-Карабукинское рудное поле

Битау-Карабукинское рудное поле занимает западный фланг зоны в верховьях руч. Карабука и расположено в вулканогенно-терригенных образованиях СВК рифтогенной структуры шельфа микроконтинента. Размеры поля 5 x 10 км, форма - овальная, СЗ направления.

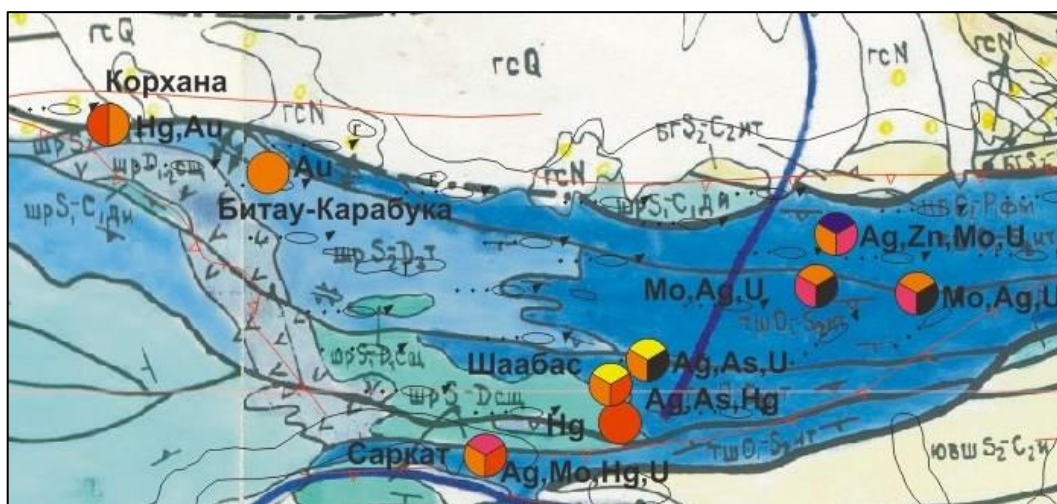


Рис. 5.19. Геодинамическая карта Битау-Карабукинского рудного поля

В рудном поле сосредоточено 8 медно-золоторудных точек в вулканогенно-осадочной толще (арпапаятская свита  $D_{1-2}$ ), среди горизонтов медистых песчаников. Оруденение золото-сульфидное, с преобладанием халькопирита, борнита, халькозина. Минерализация рассеянная, убогая, средние содержания золота не превышают 0,2 г/т, меди - 1,5%. Фрагментарно содержания золота достигают 3,2-5,6 г/т, меди - 9,21%.

Перспективы рудного поля связываются с обнаружением протяжённых горизонтов и согласных зон-залежей медистых песчаников с потенциально-промышленной медно-золоторудной минерализацией.

### 5.3.1.2. Алмалинское рудное поле

Алмалинское рудное поле находится на южных склонах Андыгенского хребта, в бассейне р. Ляйляк, на ее левом и правом бортах. Поле - овальное, ЗСЗ простирания, размер его 20 x 2-5 км.

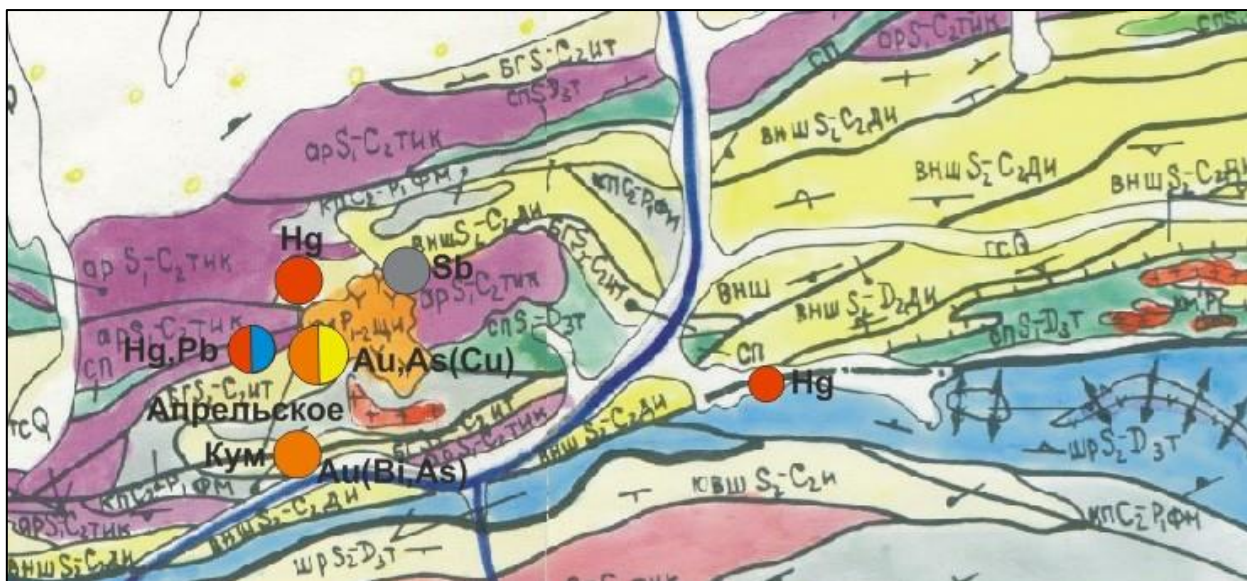


Рис. 5.20. Геодинамическая карта Алмалинского рудного поля

В геологическом строении рудного поля принимают участие известняково-кремнистые образования талбулакской свиты, известняково-кремнистые отложения баульской толщи и кремни, кремнистые сланцы и известняки биданинской свиты  $C_{1-2}bd$ , составляющие Баульского блока (СВК абиссальных равнин). К северу от него обнажаются известняки, кремни и флишево-олистоостромовые отложения верхней части формационной колонки Адыракоуского подтипа разреза (СВК внутреннего шельфа). Находящиеся в сложном покровно-складчатом взаимоотношении образования Баульского и Адыракоуского блоков разделены мощной (более 200 м) тектонической пластиной полимиктового меланжа ( $C_{2-3}$ ). В пределах рудного поля кремнисто-карбонатные отложения Баульского блока совместно с подстилающим телом тектоногенных микститов смяты в антиформную складку северо-восточного простирания, шарнир которой полого погружается к юго-востоку. Дислоцированный терригенно-кремнисто-карбонатный комплекс прорван субщелочными монцодиоритами и сиенитами второй и третьей фаз внедрения улуккольского комплекса ( $P_{1-2u}$ ). Магматиты слагают Алмалинский шток и серию мелких штоков и дайкообразных тел бассейна ручья Башкиштов.

Вдоль южной границы рудного поля флишево-олистоостромовые образования верхнего палеозоя прорваны небольшими дайкообразными

телами диоритов караказыкского комплекса ( $C_3-P_1k$ ). Для всей описанной структуры характерны интенсивные контактовые изменения, приведшие к формированию обширных ореолов ороговикования по терригенно-кремнистым отложениям и мраморизации и скарнированию известняков.

В рудном поле расположены 2 рудопроявления - **Кум, Алмалы** и месторождение **Апрельское**. На восточном фланге рудного поля выявлено 12 пунктов золоторудной минерализации, 13 первичных и 5 вторичных литохимических ореолов рассеяния золота.

Золото-кварцевая минерализация на месторождении **Апрельское** находится в крутопадающих кварц-баритовых, кварц-анкеритовых сближенных жилах на ЮВ эндо-экзоконтакте штока сиенитов  $P_{1-2}$  прорывающего терригенно-карбонатные толщи  $D_1-C_2$  и сланцы  $S_{1-2}$ . Протяженность жил до 70-180 м; мощность 1,6-5,1 м, средние содержания золота – 3,76-26,3 г/т, в ураганных содержаниях - 130 г/т. Последние, возможно, связаны с наличием свободного золота в зоне окисления, мощность которой не менее 5-10 м. В рудах имеются непостоянные примеси меди - до 1% и серебра - до 257,6 г/т.

Тип руд - золото-кварц-полисульфидный. На месторождении выделяется жила Бонанцевая с содержаниями золота 26,3 г/т и ресурсами около одной тонны золота.

Золоторудная минерализация поля обнаруживает тесную парагенетическую связь с магматогенными образованиями караказыкского комплекса  $P_1$ . Она концентрируется в приконтактных зонах гранитоидов (роговики, скарны), в зонах разрывных нарушений, секущих интрузивные тела и экзоконтактные зоны массивов, внутри интрузивных тел, в зонах эпидотизации, хлоритизации, пропилитизации.

Позднее, парагенетически связанная с известково-щелочными караказыкскими гранитоидами, золоторудная минерализация была ремобилизована в процессе внедрения субщелочного комплекса пород улуккольского комплекса и перераспределена в новых условиях.

Прогнозные ресурсы золота по категории  $P_1$  оценены на месторождении в 1,425 т при среднем содержании 11,63 г/т.

### **5.3.1.3. Нау-Канызакское рудное поле**

Нау-Канызакское рудное поле занимает крайнюю восточную часть Андыгенской рудной зоны, располагаясь на южных склонах Андыгенского хребта по левобережью реки Каравшин. Протяжённость поля 14 км, ширина 3 км,

ориентировка широтная, совпадающая с региональным планом разрывных рудоконтролирующих структур. С севера территория ограничивается системой внутриформационных надвигов (Гуротинским, Южно-Андыгенским), с юга - Каравшинским разломом.

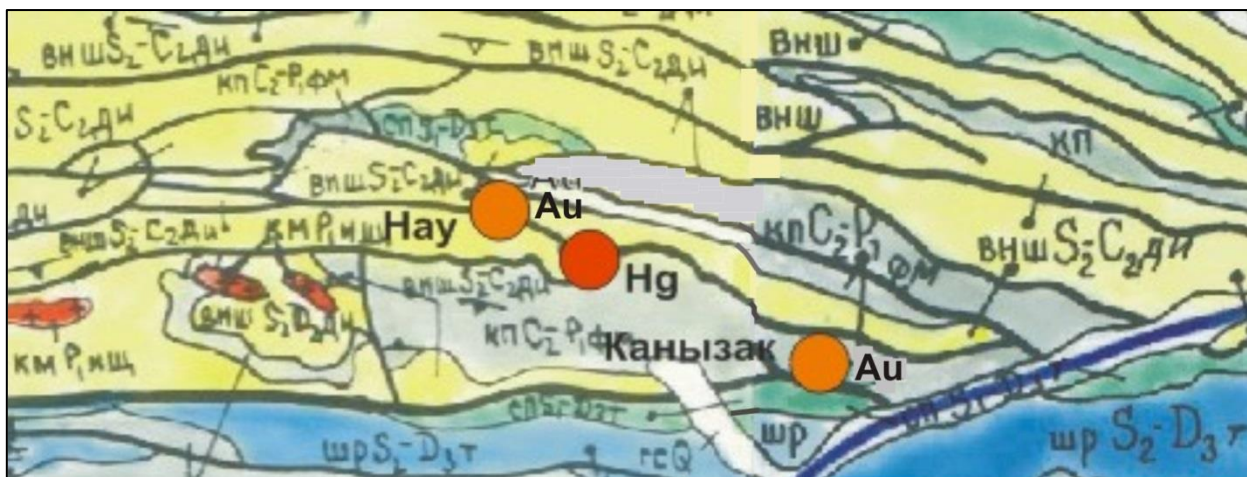


Рис. 5.21. Геодинамическая карта Нау-Канызакского рудного поля

Поле объединяет 9 золоторудных объектов, в их числе месторождение **Канызак** и рудопроявление **Нау-М**. Преобладающим развитием в рудном поле пользуется карбонатный комплекс известняково-доломитовых отложений ( $D_2-C_2$ ) внутреннего шельфа, подчиненным – аллохтонные сланцевые образования континентального склона ( $S_{1-2}$ ) и вулканогенно-терригенные грубообломочные молассоидные толщи ( $C_2-P_1$ ). Они прорваны мелкими телами кварцевых диоритов караказыкского интрузивного комплекса ( $P_1$ ), обильными штоками и линейными мелкими субвулканическими телами кварцевых диоритовых порфириров, андезито-дацитов, жерловых эруптивных брекчий чалкуйрюкского вулканоплутонического комплекса ( $P_1$ ). Строение поля покровно-складчатое, структура - линейно-блоковая.

Оруденение - секущего типа. Крутопадающие минерализованные зоны формируются по кварц-карбонатным, карбонат-алюмосиликатным (скарны), серицит-каолиновым (аргиллизитовым) метасоматитам, сопровождающим зоны разломов и экзо-эндоконтакты тел гранитоидов. Обычная протяженность рудоносных метасоматитов - 10-50 м, мощность - 1-7 м, но достигает 20-300 м x 1-20 м (Нау-М) и 500-1700 м x 20-100 м (Канызак). Руды - убогосульфидные, малосульфидные, сульфидно-сульфосольные (пирит, арсенопирит, теннантит, золото самородное, галенит, халькопирит, молибденит, висмутин). Основная масса золота в сростках связана с селенидо-теллуридо-сульфосольной

ассоциацией. На подавляющем числе объектов содержания золота изменяются в пределах 0,1-1,5-3,0 г/т; на рудопроявлении Нау-М – 0,1-38,0 г/т, в рудах месторождения Канызак – 0,05-9,0 г/т; среднее по рудным телам – 1,13-3,8 г/т. В примесях -  $WO_3$  до 0,04%, молибден - до 0,045%, висмут - до 0,015, мышьяк - до 0,9%.

Прогнозные ресурсы золота по рудному полю оцениваются в 60 т, из них на объектах Нау-М и Канызак (на глубину 50 м) соответственно 6,2 т / 2,25 г/т и 32,9 т / 2,64 г/т, что позволяет рассматривать поле и его месторождения в числе перспективных объектов.

### **5.3.2. Даудинская рудная зона**

Даудинская рудная зона занимает верхнюю часть северного склона Туркестанского хребта, протягиваясь в широтном направлении от бассейна р. Ляйляк до левобережья р. Сох. Западный фланг зоны продолжается на территорию Таджикистана, восточный - выклинивается на меридиане р. Сох. Протяженность зоны 130 км, ширина 3-13 км, в ней сосредоточено 3 рудных поля: Карасангское, Актюбекское, Нурлауское и рассеянная минерализация в межполевом пространстве.

Зона локализуется в толщах флишоидно-олистостромового (песчано-сланцевого) комплекса  $S_2-P_1$ , в пространственной и парагенетической связи с мелкими штоками сиенито-диоритов и с поясом субвулканических плитообразных даек среднего-кислого состава  $P_1$  (диоритовые порфириды, кварцевые порфиры, микрогранит-порфиры, аплиты), образующих локальные субширотные сгущения - "свиты", "рои" на всем протяжении рудной зоны. Параметры рудовмещающих даек колеблются от 0,1-1,0 х 50 м до 1,5-5,0 м х 400 м, а для наиболее крупных - 6-20 м х 1500 м (Карасанг) и 0,5-10 м х 2,3 км (Нурлау). Оруденение в дайках связано с участками жильно-прожилкового штокверкоподобного окварцевания и кварцевого метасоматоза. Масштаб неравномерно оруденелых участков колеблется от первых метров до десятков метров и более, а на потенциально-промышленных участках достигает 1-2 м х 500 м (Нурлау) и 7,2 м х 900 м (Карасанг).

Рудная зона характеризуется золото-сурьмяным (антимонит-сульфоантимонитовым) типом минерализации. Обычные содержания золота - десятые доли г/т - первые г/т. Сурьмяная составляющая на многих объектах преобладает, вплоть до формирования самостоятельных золотосодержащих сурьмяных рудопроявлений с ресурсами сурьмы от первых тысяч тонн до первых



десятков тысяч тонн (Нурлау, Шаркратма, Караканыш, Сарыкунгей).

### 5.3.2.1. Карасангское рудное поле

Карасангское рудное поле расположено на западном фланге зоны, в истоках р. Ляйляк. Размеры поля 5 x 17 км, в нем сосредоточено 9 золоторудных точек, одно рудопроявление золота **Карасанг** и три сурьмяных проявления (**Сарыкунгей**, **Джаваглы**, **Алтынбешик**). Золоторудная и сурьмяная минерализация контролируется системой сближенных субширотных крутопадающих плитообразных даек диоритовых порфириров, кварцевых порфириров, в составе позднепалеозойского дайкового комплекса, прорывающего песчано-сланцевые (флишоидные)  $S_2-P_1$  и кремнисто-карбонатные  $S_1-C_1$  толщи.

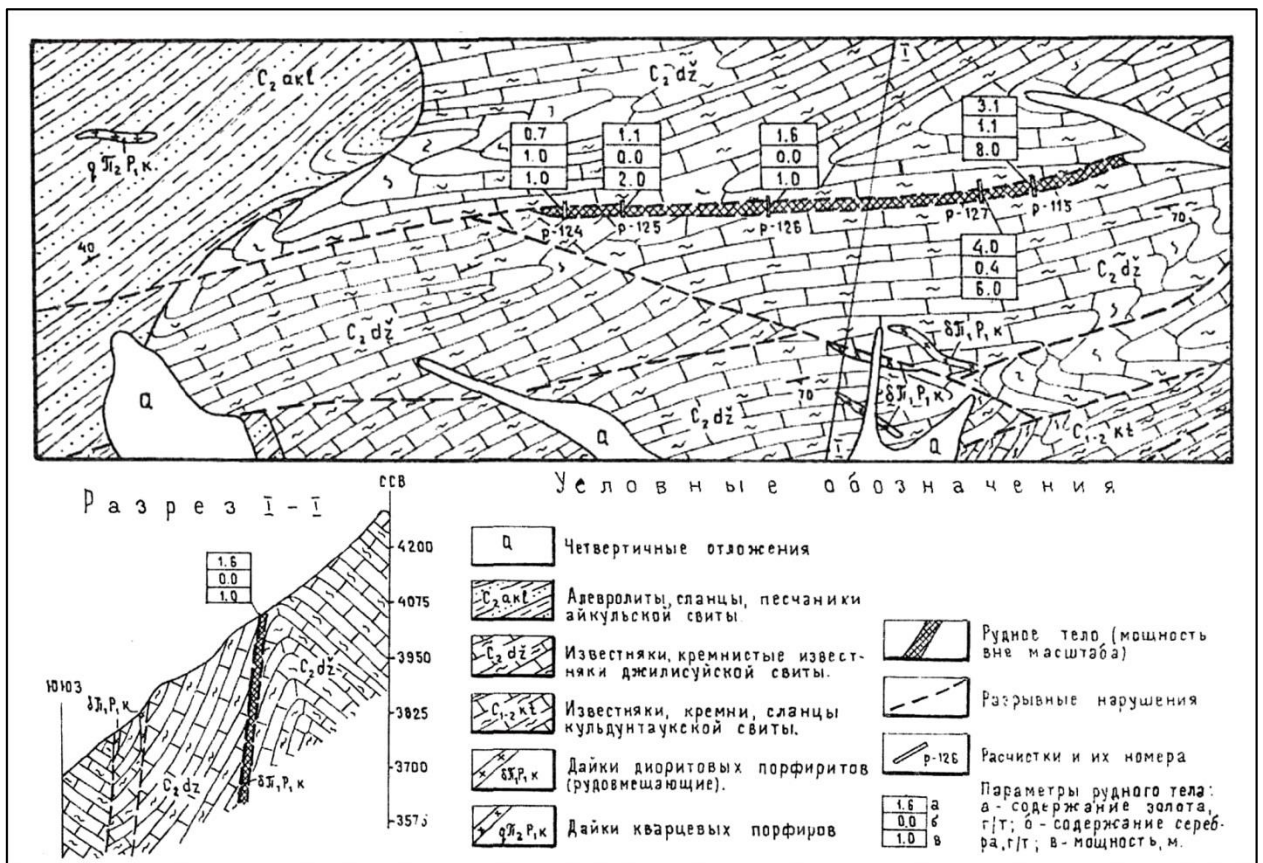


Рис. 5.22. Геодинамическая карта Карасангского рудного поля

Дайки золотоносных и сурьму-содержащих диоритовых порфириров ( $P_1$ ) группируются в центральной части рудного поля в зоне широтных и ЗСЗ разрывов. Обычная протяженность даек диоритовых порфириров - 100-500 м, мощность 1-5 м (Сарыкунгей), наиболее крупных - 6-20 м x 1500 м (Карасанг).

В пределах минерализованных даек золотосульфидная, золото-сульфидно-кварцевая минерализация (с преобладанием пирита, арсенопирита, антимонита, блеклых руд, сульфоантимонитов свинца) концентрируется на участках жильного окварцевания, кварцевого метасоматоза, березитизации, сульфидизации. Оруденение неравномерное, содержание золота колеблется от 0,1-0,9 г/т до 1,5-5-10 г/т. Обычны примеси сурьмы - до 2,14-5,15%, меди - 0,1-1%, мышьяка - 0,05-0,1-1%. В антимонитовых и полисульфидных проявлениях (Сарыкунгей, Алтынбешик) содержания золота не превышают 0,2 г/т.

Основной объем золотопродуктивного оруденения сосредоточен на рудопроявлении **Карасанг** в плитообразной крутопадающей широтной дайке сульфидизированных диоритовых порфириров с размерами 6-20 м x 1500 м.



**Рис. 5.23. Геологическая карта проявления Карасанг**

В пределах дайки установлено золоторудное тело, связанное с зоной березитизации, сульфидизации, неравномерного жильно-прожилкового окварцевания, с преобладающей ролью в малосульфидных (1-3%) рудах пирита, арсенопирита, золота самородного, джемсонита, висмутина, сфалерита.

Ресурсы золота по категории P<sub>1</sub> оценены на рудопроявлении в 14,6 т при среднем содержании золота 3,35 г/т.

Геолого-структурная позиция рудопроявления Карасанг и рудного поля в целом позволяют рассчитывать на расширение их перспектив.

### 5.3.2.2. Актюбекское рудное поле

Актюбекское рудное поле расположено на северном склоне Туркестанского хребта, в истоках р. Джетыкупрюк - ЮВ составляющей р. Ляйляк. Ориентировка поля широтная, размеры 3 x 12 км. В нем сосредоточено 2 рудопроявления (**Урям, Актюбек**) и 7 золоторудных точек.

Оруденение контролируется группой сближенных крутопадающих разрывов, формирующих широтную разрывную структуру среди карбонатно-песчано-конгломератовых толщ C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>. Поле расположено в надинтрузивной зоне

слабо эродированного штока монцодиоритов P<sub>1</sub>.

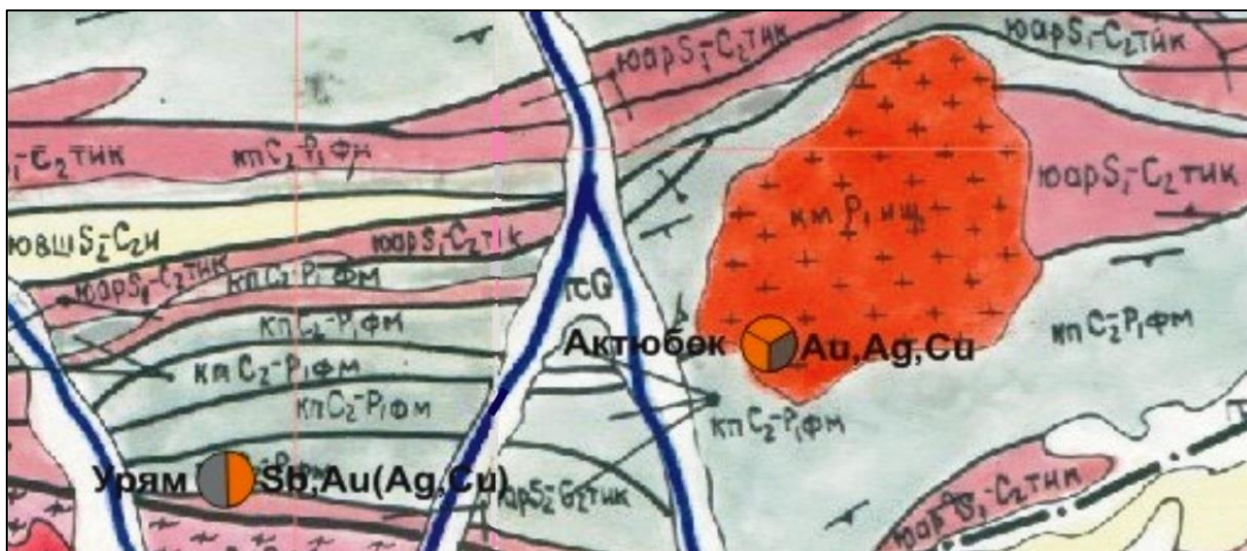


Рис. 5.24. Геодинамическая карта Актюбекского рудного поля

Апикальная часть штока, сопровождающаяся мелкими телами золотоносных скарнов, обнажена на восточном фланге поля. Убогая и бедная золоторудная минерализация связана с мелкими блеклорудно-карбонат-кварцевыми жилами и зонами минерализации протяженностью до первых десятков метров концентрирующимися на западном фланге рудного поля. На восточном фланге поля рассеянная медно-золоторудная минерализация связана с мелкими телами золотоносных скарнов.

Содержание золота в жилах и минерализованных зонах колеблется от 0,1 до 1,2 г/т, местами - до 8 г/т, а в золотоносных скарнах не превышают 1,5 г/т. В примесях обычны сурьма и медь - до 1%, реже - висмут, свинец, серебро.

Перспективы поля с поверхности и на глубину незначительные.

### 5.3.2.3. Нурлауское рудное поле

Нурлауское рудное поле занимает восточный фланг рудной зоны, располагаясь на северных склонах Туркестанского хребта, в междуречье Исфара - Сох. Ориентировка поля - широтная, длина - 19 км, ширина - 2-3 км. В нем обнаружено 10 золоторудных точек, 2 сурьмяных золотосодержащих месторождения (**Шаркратма, Нурлау**) и 2 золотосодержащих сурьмяных рудопроявление (**Караканыш, Четын**).

Основная часть золотого и сурьмяного оруденения контролируется широтными крутопадающими дайками микроплитов в составе регионального позднепалеозойского дайкового пояса, прорывающего олистостромовый

флишоидный комплекс  $C_2-P_1$ .



Рис. 5.25. Геодинамическая карта Нурлауского рудного поля

Золотосульфидное и золото-сульфидно-кварцевое (чаще золото-сурьмяное) оруденение локализуется обычно в самих дайках, на участках неравномерной березитизации и жильно-прожилкового окварцевания, реже - среди локальных зон трещиноватости в олистолитах известняков, а также в мелких кварцевых жилах и минерализованных зонах в экзоконтактах небольших интрузивов кварцевых диоритов  $P_1$ . Протяженность минерализованных даек достигает десятков - первых сотен метров, мощность 0,5-10 м и более (до 50 м). Дайки образуют локальные сгущения из десятков субпараллельных тел на западном (Шаркратма) и восточном (Нурлау) флангах поля в виде "роев", "свит" шириной до 0,5-1,0 км, протяженностью до 2-3 км.

Содержания золота составляют 0,01-0,5 г/т, а на наиболее крупном объекте - золотосодержащем сурьмяном месторождении **Нурлау** – 2,8 г/т. Последнее расположено в поле даек микроплитов  $P_1$  в дальнем (западном) экзоконтакте массива гранодиоритов  $P_1$  среди флишоидных толщ. Насыщенность участка дайками весьма велика, однако золотоносной является лишь одна из них. Протяженность плитообразной рудоносной дайки 2,3 км, мощность 0,5-10 м, эрозионным врезом она вскрыта на 300 м по падению. Дайка неравномерно насыщена рудными телами с сурьмяной (антимонитовой) жильно-прожилковой и гнездовой минерализацией и обогащена золотом на восточном фланге участка.

Содержания сурьмы по месторождению - – 1,68-3,12%, среднее – 2,85%, золота – 0,01-2,8 г/т, Ag - 1-3 г/т. На 01.01.1992 г. ресурсы сурьмы по категории - 51тыс. т.

Месторождение **Шаркратма** включает крутопадающую минерализованную зону (725 x 4-24 м) в известняках D на границе с флишоидной толщей  $C_{2-3}$ . Кварц-антимонитовое оруденение представлено тремя рудными телами размером 70-370 м x 2,15-4,76 м x 40-360 м. По рудным телам содержания сурьмы – 1,53-4,17%, по месторождению – 3,79%; WO<sub>3</sub> – 0,002-0,015%, максимальное – 1,26%,

среднее – 0,018%; золото - до 0,9 г/т, серебро - 2-600 г/т. На 01.01.1999 г. прогнозные ресурсы сурьмы на глубину 30 м по категории P<sub>1</sub> – 3,5 тыс. т, WO<sub>3</sub> по категории P<sub>2</sub> - 19.4 тыс. т.

Сравнение геохимических особенностей нурлауской группы золото-сурьмяных проявлений, расположенных в различных геолого-структурных позициях, показывает несомненное сходство состава рудогенерирующих растворов, которые, двигаясь по различным каналам, концентрировались в благоприятной обстановке /Ваулин, 1989/.

В целом Даудинская рудная зона сохраняет перспективу расширения установленного золоторудного потенциала (14,6 т), но, в основном, за счет западного фланга.

### 5.3.3. Сохский рудный узел

Сохский рудный узел расположен на северных склонах Алайского хребта, на левобережье р. Сох. Протяженность узла 35 км, ширина 5-10 км. Он вытянут в субширотном направлении в соответствии с размещением штоков гранитоидов P<sub>1</sub> и углеродистых сланцев шельфа продуцирующих и контролирующих золотое оруденение.

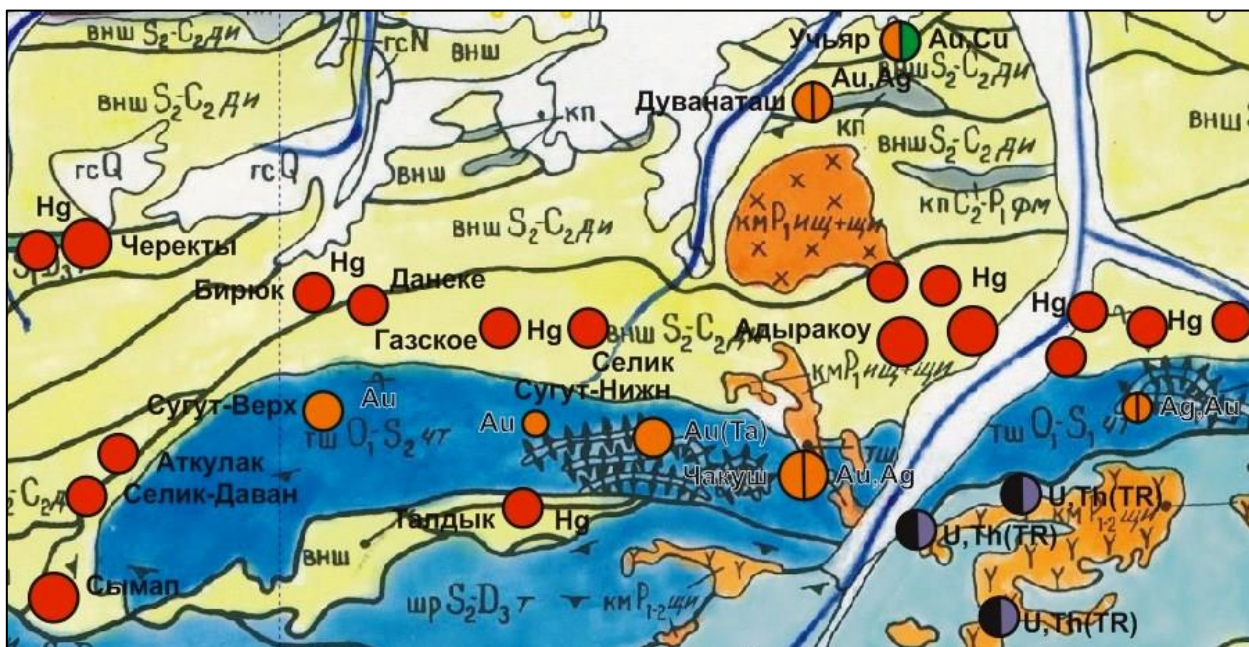


Рис. 5.26. Геодинамическая карта Сохского рудного узла

Узел объединяет три субширотные тектонические пластины, сложенные (с севера на юг): известняково-доломитовыми (D<sub>2-3</sub>, C<sub>1</sub>) и кремнисто-известняковыми C<sub>1-2</sub> толщами внутреннего шельфа, углеродисто-сланцевыми отложениями

терригенного шельфа  $O_1-S_2$ , а также вулканогенно-карбонатными породами  $S_2-D_3$ , щелочными вулканитами, лаво- и пирокластами  $S_2-D_1$  рифтогенного комплекса. Толщи прорваны штоками и роями даек гранодиоритов - монцодиоритов  $P_1$ , трещинными интрузиями и дайками щелочных сиенитов  $P_{1-2}$ . Золото-кварцевое (Чакуш), золото-скарновое (Дуваташ) и золото-редкометалльное (Ta, Nb, TR - Сугут Верхний) оруденение размещается в апикальных частях штоков (Сугут), надинтрузивных толщах (Чакуш) и экзоконтактах интрузивов (Дуваташ, Учъяр).

В узле сосредоточено 22 золоторудных объекта, в том числе месторождения **Чакуш, Дуваташ, Сугут Верхний** и рудопроявление .

Оруденение локализуется в линейных малосульфидных штокверках (700-800 м x 50-100-300 м) среди щелочных сиенитов (Сугут Верхний); в полях (200-1200 м x 200-500 м) сближенных золото-сульфидно-кварцевых жил (15-300 м x 0,25-2 м) и телах (100 м x 12 м x 5 м) кварц-полевошпатовых метасоматитов в углеродистых сланцах (Чакуш); в золотоносных экоскарнах (200-400 м x 6-25 м) и сопутствующих зонах кварц-гематитовых метасоматитов (100-300 м x 10 м) среди карбонатных толщ (Дуваташ, Учъяр).

Содержания золота на объектах жильного типа изменяются от 0,2 до 14,1 г/т; скарнового - от 0,12 до 52,4 г/т; в золото-редкометалльных штокверках - от 0,2-5,32 г/т до 32,8-40,6 г/т. Наиболее обширен спектр примесей в золото-сульфидно-кварцевых телах - свинец, медь, сурьма, серебро, висмут, вольфрам, мышьяк; в золото-редкометалльных телах - тантал, ниобий, редкие земли, молибден; в скарнах и метасоматитах - медь, отчасти серебро.

В целом по Сохскому золоторудному узлу прогнозные ресурсы золота оценены в 65 т при содержаниях 3,19-11,0 г/т

В узле выделено одно Чакушское рудное поле.

#### **5.3.3.1. Чакушское рудное поле**

Чакушское рудное поле занимает центральную часть рудного узла в междуречье Газ – Палал - Сугут - левых притоков р. Сох. Протяженность поля 30 км, ширина 7 км, ориентировка ССВ. Поле объединяет 16 золоторудных объектов, в том числе месторождения Чакуш, Дуваташ, Сугут Верхний. Геолого-структурная позиция рудного поля аналогична позиции рудного узла.

На северном фланге поля, среди кремнисто-известняковых толщ  $S_{1-2}$ , прорванных штоком гранодиоритов-монцодиоритов  $P_1$  размещается месторождение **Дуваташ** и сопутствующая рассеянная минерализация золота

(Учьяр и др.). В линейных оруденелых скарновых зонах и гематит-кварцевых метасоматитах, мелких линзовидных и штокообразных скарновых залежах содержания золота составляют 0,12-52,4 г/т, средние содержания в рудных телах – 3,38-5,12 г/т. В примесях - медь (до 0.1%), серебро - (первые г/т).

Для центральной части поля характерно оруденение, связанное с золото-сульфидно-кварцевыми жилами и пологими телами кварц-полевошпатовых метасоматитов среди вулканогенно-углеродистых (S) и терригенно-карбонатных (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) комплексов (Чакуш).

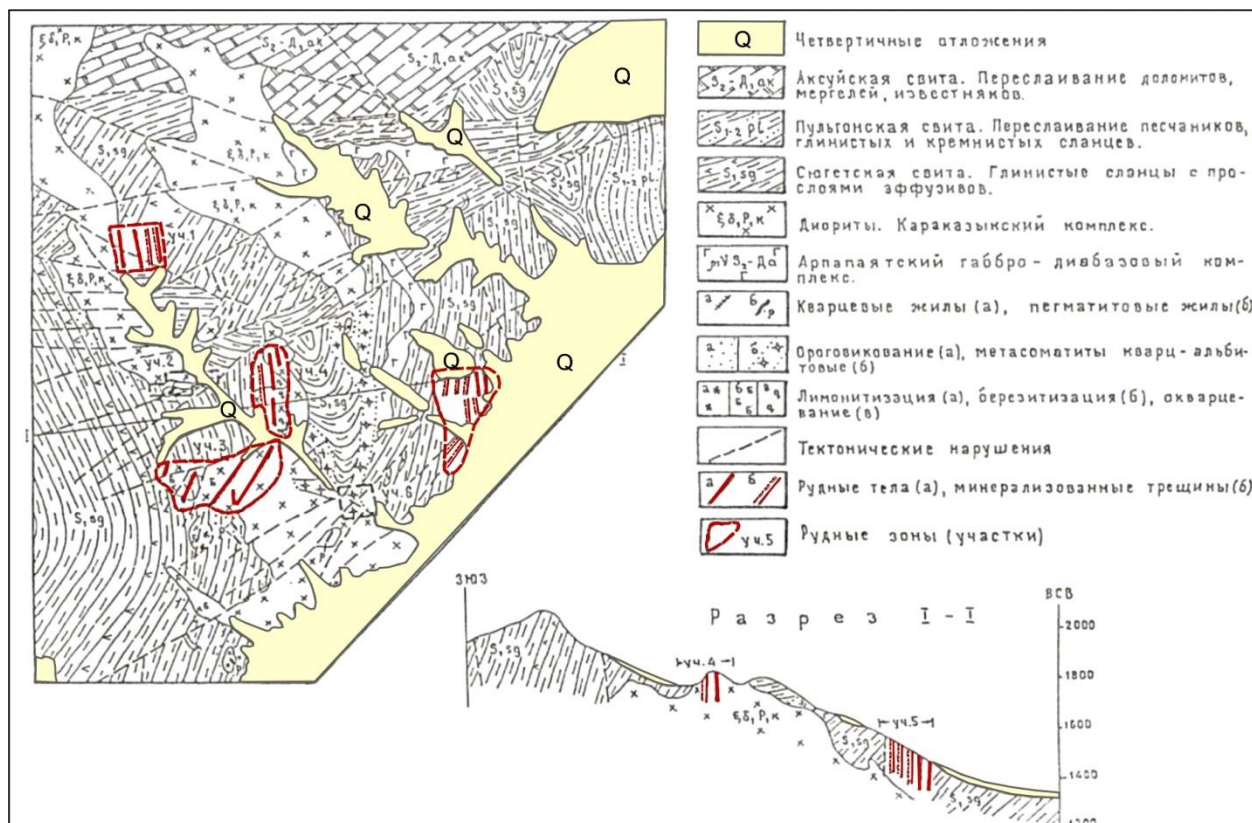


Рис. 5.27. Геологическая карта месторождения Чакуш

Месторождение **Чакуш** образовано в результате взаимодействия гранитоидов и металлоносных углеродистых пород чакушской свиты. Последние специализированы на Mo, Ag, Hg, Au, Zn, As. Обобщенный геохимический спектр углеродистых пород чакушской свиты в порядке убывания КК (в г/т):

**Mo 7.3, Ag 0.46, Hg 0.46, Ba 1955, V 226, Zn 140, Sn 3.7, Au 0.005.....**

Жильные тела (70-250 м x 0,5-4,0 м) и пластообразные залежи (100 м x 12 м x 5 м) метасоматитов группируются в жильно-штокверковую столбообразную структуру, обнаженную по падению на 900 м. Содержания золота в жилах 2,1-14,1 г/т, в метасоматитах – 0,2 г/т. Оруденение полиминеральное: пирит, золото самородное, галенит, молибденит, джемсонит, висмутин, шеелит, арсенопирит. В

примесях - серебро 7,2-225,8 г/т, свинец и цинк - до 1%, висмут - до 0,15%, вольфрам - до 0,3%, сурьма - до 1,8%, цирконий - 0,01%, мышьяк - до 1,98%.

В западной половине рудного поля концентрируется золото-редкометалльное (Ta, Nb, TR, Zr) оруденение (**Сугут Верхний**). Оно сосредоточено в линейных штокверках (700-1300 м x 50-300 м) среди интрузий и даек щелочных сиенитов P<sub>2</sub>, прорывающих дацито-трахитовые вулканы S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>. Оруденение малосульфидное золото-тантало-ниобиевое, с преобладанием золото-кварцевых микросростков, редко - пирита, арсенопирита. Содержания золота в штокверках колеблются от 0,2 до 40,6 г/т, в среднем по рудным телам - 1,07-6,49 г/т на 40-45 м. Сопутствующие: Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - до 0,02%, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - до 0,008%. В непостоянных редких примесях - цирконий 0,012-0,1%; свинец, цинк, молибден - до 0,9%; сурьма и мышьяк - до 1%; редкие земли - 0,016-0,06%.

Золото-редкометалльное оруденение фрагментарно распространено и на СВ фланге рудного поля (**Чакуш Северный**).

Прогнозные ресурсы золота по категориям C<sub>2</sub>+P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> в рудном поле оцениваются в 55 т / 3,19-7,19 г/т, из них на месторождении Дуваташ – 8,2 т / 4,22 г/т, Чакуш – 36 т / 5,8 г/т (в том числе приповерхностная часть – 6 т / 5,8 г/т, богатые тела – 3,5 т / 11 г/т, Сугут Верхний – 9,7 т / 3,19 г/т.

#### 5.3.4. Алтын-Джилгинская рудная зона

Алтын-Джилгинская рудная зона занимает северные склоны Алайского хребта в междуречье Сох - Сурметаш. Зона вытянута в широтном направлении в соответствии со структурным планом ограничивающих ее разломов. Протяженность зоны 80 км, ширина - 7 км. В ней найдено 50 золоторудных объектов, в том числе месторождения Алтын-Джилга, Аугул, 6 рудопроявлений и обширная группа золоторудных точек, группирующихся в рудные поля: Алтын-Джилгинское, Аугульское, Гавианское, Сурметашское.

Зона локализуется среди известняково-доломитовых комплексах D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> внутренней части шельфа в пространственной и парагенетической связи со штоками гранодиоритов P<sub>1</sub> с образованием разномасштабных золотоносных экскарновых залежей (**Алтын-Джилга, Донгрюк, Озерное, Гавиан**) и линейных золото-медно-порфировых штокверков (**Аугул, Озерное**) Золото-скарновые и золото-медно-порфировые месторождения и крупные рудопроявления сопровождаются обильными, но мелкими скарновыми телами, секущими золотоносными зонами окварцевания и кварцевыми жилами. Наиболее



рудонасыщена западная половина рудной зоны, где степень эродированности золотоносных скарнов и рудогенерирующих штоков гранодиоритов  $P_1$  невелика. Для восточного, более эродированного фланга характерно преобладание секущих минерализованных зон, жил и, реже, скарновых залежей.

На наиболее крупных объектах линейные параметры скарновых залежей колеблются от 60 x 100 м до 10 x 200 м, линейных золото-медно-порфировых штокверков - от 20 x 100 м (Озерное) до 2 17,5 м x 100-400 м (Аугул). Оруденение, как правило, комплексное медно-золоторудное, с преобладанием в скарновых рудах самородного золота, халькопирита, халькозина, борнита, блеклых руд, пирита. Для руд жильного типа характерен пирит и арсенопирит. Содержания золота в крупных скарновых залежах обычно лежат в пределах 3-12 г/т, в золото-медно-порфировых штокверках 1.2-7.0 г/т, в минерализованных зонах от 0,2 до 10-12 г/т. Наибольшие концентрации золото имеет в кварц-сульфидных (пирит-арсенопиритовых) жилах, где оно может достигать 22-31,5 г/т. Оруденению всех типов, но особенно скарновому, сопутствует широкий спектр примесей: меди - более 1%, серебра - десятки и первые сотни г/т, свинца, цинка, сурьмы – 0,1-1,0%, реже - висмута, олова, молибдена. Примеси мышьяка обычны в пределах 0,1-0,9%, а в пирит-арсенопиритовых жилах могут достигать 10,0-56,6% (Аугул).

В целом по Алтын-Джилгинской рудной зоне прогнозные ресурсы золота ( $P_1+P_2$ ) составляют 60-70 т. Перспективы зоны высокие. Они связываются с объектами и полями золото-скарнового типа на ее западном фланге и золото-медно-порфировыми штокверками в гранитоидах.

#### **5.3.4.1. Алтын-Джилгинское рудное поле**

Алтын-Джилгинское рудное поле расположено на западном фланге зоны, на правобережье р. Сох. Конфигурация поля субизометричная, связанная с контуром рудогенерирующего штока гранодиоритов. Размеры поля 3 x 5 км. В нем сосредоточено месторождение **Алтын-Джилга** и сопутствующие ему мелкие золоторудные точки с секущим (жильным и прожилковым) типом минерализации.

Его позиция определяется гранитоидами караказыкского комплекса, прорывающими олистостромовые фации янгидаванской свиты.

Рудное поле и ведущий объект - месторождение Алтын-Джилга локализируются в экзоконтактовой скарновой зоне массива монцодиоритов-кварцевых диоритов  $P_1$ , прорывающих аллохтонную пластину доломитов  $D_{1-2}$  и песчано-сланцевых толщ  $C_{2-3}$ , надвинутых на автохтонное кремнисто-карбонатное

основание.

Наиболее рудонасыщена СВ часть массива монцодиоритов, вмещающая месторождение **Алтын-Джилга**. На южном фланге развиты редкие, мелкие, но относительно богатые золотом (1,2-12 г/т) золото-сульфидно-кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания с примесями меди, сурьмы, серебра, свинца, кадмия.

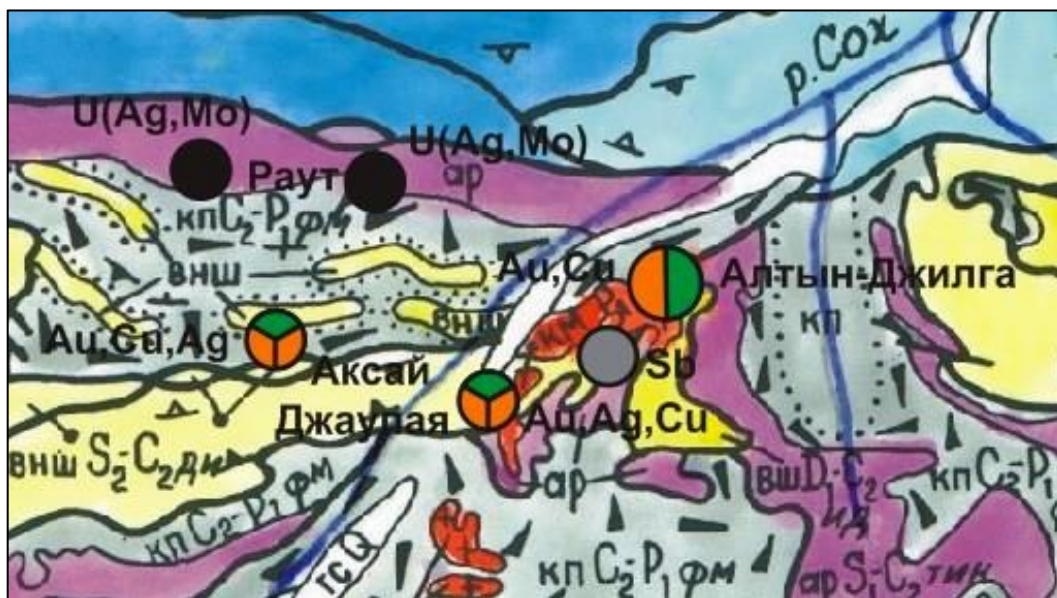


Рис. 5.28. Геодинамическая карта Алтын-Джилгинского рудного поля

Продуктивная золоторудная минерализация месторождения Алтын-Джилга связана с экскарновыми залежами с золото-сульфидным (золото-халькопиритовым) типом руд и, в меньшей степени, с секущими золото-арсенопирит-кварцевыми жилами. Линейные параметры залежей 22-60 м x 35-150 м, жил – 1,0-20 м x 90 м. Наиболее крупная промышленная залежь имеет параметры 18,7 x 125 м. Она прослежена на глубину 306 м. Для легкообогатимых золото-халькопиритовых руд характерно наличие самородного тонкодисперсного золота, примесей меди (0,159%), незначительных примесей мышьяка (0,2%). На месторождении оценено и разведано 24,4 т золота на глубину 300 м, в том числе по категориям: С<sub>2</sub> – 11,3 т / 6,96 г/т; Р<sub>1</sub> – 3,8 т / 3,56 г/т; Р<sub>2</sub> – 9,3 т / 8,56 г/т. Японские специалисты (Компания Миндеко, 1998-1999 гг.) оценивают запасы (С<sub>2</sub>) и ресурсы (Р<sub>1</sub>+Р<sub>2</sub>) золота в 29,3 т / 7,67 г/т.

Перспективы месторождения и поля связаны с оценкой глубоких горизонтов залежей золотоносных скарнов.



Содержания золота в скарновых залежах колеблются в пределах 1,0-7,0 г/т, а в единичных ураганных значениях достигают 38,6 г/т. В золото-медно-порфировых штокверках содержания золота составляют 2,5-8,6 г/т. Наиболее обогащены золотом жильные тела в доломитах – 1,2-22 г/т (Озерное). В рудах обычны примеси меди - до 1% и более, серебра – 1,7-145,9 г/т, висмута - до 0,4%, мышьяка - до 1-22% и более (Аугул).

Суммарные прогнозные ресурсы золота по категориям  $P_1+P_2$  оценены в 30-35 т. Дальнейшие перспективы поля и его объектов связываются с оценкой их на поверхности и глубине и, прежде всего, золотоносных скарновых залежей и линейных золото-медно-порфировых штокверков в гранитоидах. Перспективны, но не изучены богатые золотом жильные зоны в доломитах.

#### 5.3.4.3. Гавианское рудное поле

Гавианское рудное поле расположено на северном склоне Алайского хребта, в бассейне р. Гавиан, в 2 км восточнее Аугульского рудного поля. Поле вытянуто в широтном направлении. Длина его 23 км, ширина - до 4-5 км. В нем сосредоточены 12 объектов: 3 рудопроявления и 5 золоторудных точек.

Геолого-структурная позиция поля идентична позициям Алтын-Джилгинского и Аугульского рудных полей.

Медно-золоторудная минерализация контролируется штоком золотопродуцирующих гранодиоритов  $P_1$ , прорывающих доломитовые комплексы  $D_{1-2}$ , с образованием разномасштабных золотоносных экзокскарновых залежей в доломитах и секущих жил и минерализованных жильно-прожилковых зон на участках трещиноватости в гранодиоритах.



Рис. 5.30. Геодинамическая карта Гавианского рудного поля

На ведущем (типичном для рудного поля) медно-золоторудном рудопроявлении **Гавиан** золотоносная минерализация сосредоточена на СВ экзо-и эндоконтакте массива гранодиоритов  $P_1$  среди доломитов  $D_{1-2}$ . Золотосульфидное (золото-халькопиритовое) оруденение связано с группой из 7

экзокскарновых залежей, наиболее крупные из которых имеют площадь 240-600 м<sup>2</sup>. Содержание золота в залежах колеблется от 15,0 до 15,7 г/т. В примесях медь – 0,9-3,53%, серебро – 65,4 г/т, свинец - до 1%, цинк - до 0,2%. Менее значимые, мелкие, но богатые золотом секущие кварц-сульфидные (арсенопиритовые) жилы и минерализованные зоны локализуются в скарнах, доломитах, гранодиоритах. Протяженность их до 10 м, мощность - до 1 м, содержания золота достигают 31,5 г/т. Подобные же секущие жилы и минерализованные зоны встречаются по всему полю по периметру экзо- эндоконтакта массива гранодиоритов, в доломитах и гранитоидах. Наиболее крупные из них достигают параметров 25 x 80 м, при содержании золота до 2-10 г/т. Характер примесей в секущих зонах и жилах однотипен со скарновыми залежами.

Прогнозные ресурсы золота на рудопроявлении Гавиан оценены на глубину 40 м в 13,1 т, в том числе по категориям: P<sub>1</sub> – 1,59 т / 8,51 г/т, P<sub>2</sub> – 11,5 т / 10,7 г/т.

Перспективы поля связываются с оценкой поверхности и глубоких горизонтов скарновых залежей рудопроявления Гавиан с последующим расширением зоны поисков. Восточный фланг поля является поставщиком золота в россыпь долины Ак-Суу.

#### 5.3.4.4. Сурметашское рудное поле

Сурметашское рудное поле занимает приводораздельную часть северных склонов Алайского хребта в междуречье Аксу - Сурметаш. Поле имеет широтную ориентировку в соответствии с направлением ограничивающих его с севера и юга региональных разломов. Восточный фланг поля выклинивается, западный - расположен в 20 км восточнее от Гавианского рудного поля. Длина Сурметашского поля 17 км, ширина - 3-7 км. В нем сосредоточено 9 золоторудных точек.

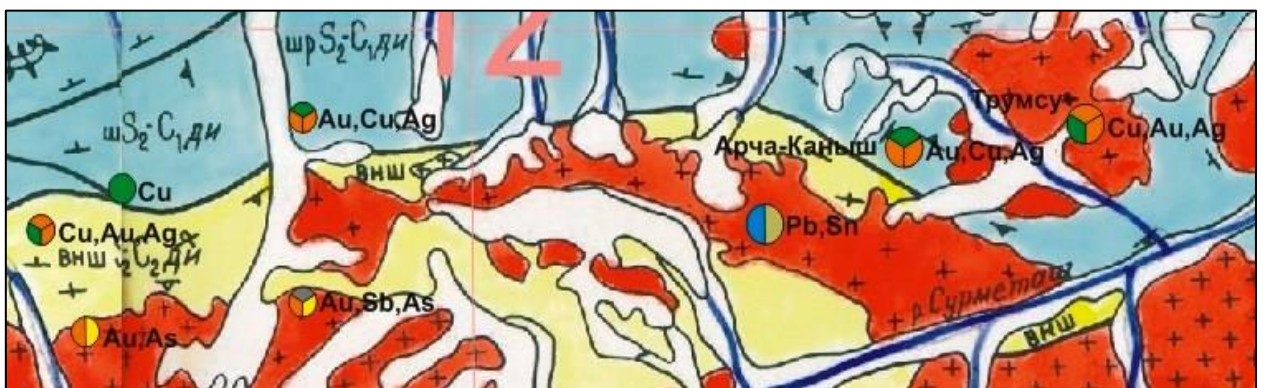


Рис. 5.31. Геодинамическая карта Сурметашского рудного поля

Рассеянное, в целом бедное оруденение сопровождается крупный массив гранодиоритов  $P_1$  прорывающий доломито-известняковый комплекс  $D_{2-3}$ , с образованием мелких золото-скарновых тел, линз, гнезд, жил на СВ экзоконтакте массива и секущих золотоносных жил и минерализованных зон в гранодиоритах.

Параметры скарновых тел не превышают 0,15-2 м x 20 м, жил и минерализованных зон, связанных с мелкими разрывами, - до 2 x 50 м. Содержания золота в скарнах колеблются от 0,2 до 9 г/т, в жилах и зонах 0,15-0,9 г/т. Обычны примеси меди до 1%, серебра - до 15 г/т, мышьяка - до 0,2%.

Изученность поля низкая, перспективы неопределенные. Высокая степень эродированности массива гранодиоритов не позволяет ожидать сколько-нибудь масштабных золото-скарновых залежей. Перспективы оруденения секущего типа в гранитоидах могут быть существеннее.

### 5.3.5. Джилису-Коксуйская рудная зона

Джилису-Коксуйская рудная зона занимает осевую часть и склоны Алайского хребта в междуречье Джилису - Коксу. Зона вытянута в широтном направлении в соответствии с широтным планом ограничивающих и контролирующих разломов. Протяженность зоны - 60 км, ширина - 10-12 км.

В зоне сосредоточено 46 золоторудных объектов, из них около 40 на восточном интенсивно рудонасыщенном фланге включая месторождение **Левобережное**, рудопроявления **Айдарбек**, **Правобережное**, **Джугурташ**, **Караказык Восточный**, **Карасу** и обширную группу сближенных золоторудных точек в границах Караказыкского рудного поля.

Зона локализуется в известняково-доломитовых комплексах  $D_1-D_2$ , перекрытых фрагментарно молассо-флишоидными толщами  $C_{2-3}$ . Осадочный чехол прорван слабо эродированным массивом позднепалеозойских ( $P_1$ ) гранодиоритов и сиенитов, с образованием в надинтрузивной зоне среди карбонатных полей обширной группы золото-скарновых разномасштабных рудных объектов. В верхнеинтрузивной зоне, среди гранитоидов встречаются мелкие золоторудные объекты секущего типа в виде жил и минерализованных зон. По геолого-структурной позиции, составу и масштабам оруденения золото-скарновые объекты Джилису-Коксуйской рудной зоны являются аналогами Алтын-Джилгинской зоны, расположенной в 10 км севернее.

На наиболее крупных золото-скарновых объектах рудной зоны линейные параметры скарновых залежей достигают 5-50 м x 130-600 м (Караказык) и 30-70

м x 1200 м (месторождение Левобережное). Содержания золота в рудных телах, как правило, высокие. Они колеблются от первых г/т до 73.0 г/т, а иногда - до 184.8 г/т и 504.0 г/т (Айдарбек). Оруденение обычно комплексное - медно-золоторудное с преобладанием в руде халькопирита, борнита, блеклых руд, пирита и арсенопирита.

Объекты секущего типа чаще мелкие, протяженность их от десятков метров до первых сотен метров, мощность 0,5-6,3 м и лишь на месторождении Джугурташ секущая рудовмещающая зона достигает размеров 300-500 м x 2200 м, а рудные тела в ее составе 1,2-7,0 м x 9-1100 м. Обычные содержания золота в секущих зонах и жилах - от первых г/т до 40,7 г/т (Айдарбек), а ураганные - до 136,3 г/т (рудная точка). Оруденению всех типов сопутствуют примеси меди - от десятых долей % до 1% и более, серебра - от первых г/т до сотен г/т, неравномерные примеси мышьяка, свинца, сурьмы - 0,1-1%.

Суммарный золоторудный потенциал Джилису-Коксуйской зоны - более 70 т, перспективы ее высокие. Они связываются, в первую очередь, с золото-скарновыми объектами Караказыкского поля и возможностью расширения золотоносных структур далеко на запад, в истоки р. Джилису.

### 5.3.5.1. Джилисуйское рудное поле

Джилисуйское рудное поле расположено в верховьях р. Ходжаачкан и складывается терригенными породами коллизионного прогиба  $C_3-P_1$  (янгидаванская и ходжаачканская свиты), интродуцируемых дайками и мелкими штоками гранитоидов караказыкского комплекса  $P_1$ .

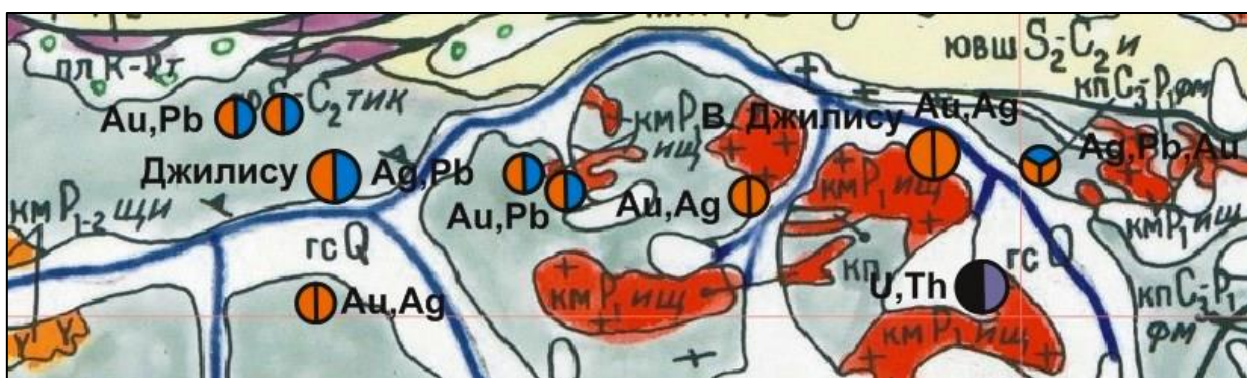


Рис. 5.32. Геодинамическая карта Джилисуйского рудного поля

Здесь развиты многочисленные зоны окварцевания и минерализации северо-западного и субширотного простирания, на пересечении которых сформированы гнезда и рудные столбы штуфных галенитовых руд

(месторождение **Джилису**), фиксируются серия золото-полиметаллических проявлений и обширные геохимические и минералогические аномалии Pb, Ag, Au, As, Zn, Sb. За счет окисления сульфидов нижних горизонтов поля образуются термальные сероводородные источники.

Протяженность минерализованной зоны месторождения Джилису до 4 км, при средней мощности 8,7 м. Содержания свинца колеблются в пределах 0,07-22,96%, меди – 0,95-3,24, цинка – 0,9%, золота - до 0,9 г/т, серебра – 69,9 г/т. Размеры наиболее изученного фрагмента 1200 x 8,7 x 400 м.

Прогнозные ресурсы серебросодержащих свинцово-цинковых руд по категории P<sub>2</sub>: свинец - 916,2 тыс. т, цинк – 156,1 тыс. т, медь – 301,9 тыс. т, серебро – 1213,0 т.

Высокие концентрации серебра (до 580 г/т), свинца (до 29,9%), цинка (до 3,24%), их значительные прогнозные ресурсы позволяют рекомендовать здесь постановку поисково-оценочных работ.

#### **5.3.5.2. Караказыкское рудное поле**

Караказыкское рудное поле расположено на южных склонах Алайского хребта, в его приосевой части, в верховьях р. Коксу и ее притоков. Поле вытянуто в широтном направлении в соответствии с планом разрывных структур региона и конфигурацией контролирующих массивов гранитоидов. Длина его 29 км, ширина 3-10 км. В нем сосредоточено 35 золоторудных объектов, в том числе месторождение **Левобережное**, проявления **Айдарбек**, **Караказык Восточный**, **Правобережное**, **Джугурташ**, **Карасу**, **Кызылсай II, III**, **Караказык**, **Муз-Тюбе**, **Муз-Тюбе Южное**, **Северный II** и 23 рудные точки.

Геолого-структурная позиция оруденения определяется взаимодействием апикальных частей караказыкского массива с карбонатными породами Гаумышской единицы южного внешнего шельфа на контактах которых образуются золотосодержащие скарновые зоны.

Преобладающее золоторудное и медно-золоторудное оруденение скарнового типа контролируется надинтрузивной зоной массива гранодиоритов P<sub>1</sub>, прорывающих карбонатные толщи D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, с образованием вдоль контакта разномасштабных, нередко обширных полей золотоносных экоскарнов, вмещающих крупные золоторудные залежи и тела.

Практически весь промышленный потенциал рудного поля сосредоточен в объектах скарнового типа, включая месторождение **Левобережное**,



рудопроявления Айдарбек: Караказык Восточный, Правобережное, Карасу.

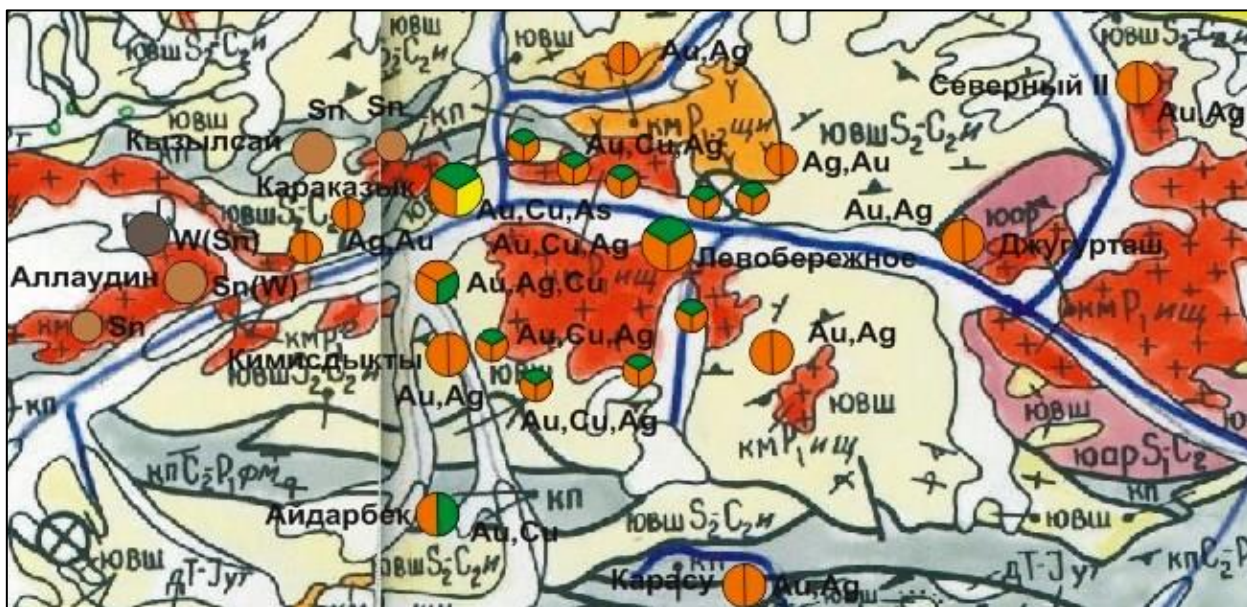


Рис. 5.33. Геодинамическая карта Караказыкского рудного поля

Скарновые золотоносные залежи на этих объектах имеют протяженность от 50-150 м до 800-1200 м (Левобережное, Караказык) при мощности от 1 до 50 м. Залежи пологие, наклонные, параметры золоторудных (золото-медно-сульфидных) тел, линз, гнезд достигают 7-20 м x 50-150 м. В частности на месторождении Левобережное площадь рудных тел колеблется от 20 до 1065 м<sup>2</sup>. Обычно на объекте, в скарновой залежи присутствует от 1 до 10 рудных тел.

Содержания золота в рудных телах богатые, колеблются от первых г/т до 73 г/т, а ураганные - до 184,8 г/т и 504,0 г/т на 1 м (Айдарбек), в среднем от 4 г/т до 14 г/т (Левобережное) и 27,7 г/т (Айдарбек). Как правило, скарновым залежам и телам сопутствуют более мелкие секущие жилы, линзы, минерализованные зоны с рядовыми и богатыми (до 16 г/т - Правобережное) рудами.

Основной объем оруденения секущего типа (минерализованные зоны, реже - жилы) связан с разноориентированными разрывами среди терригенных толщ силура, скарнированных карбонатных толщ D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> минерализованных даек порфиритов, гранитоидов P<sub>1</sub>. Золото-сульфидные (пирит, арсенопирит, полиметаллы и, редко, сульфосоли - Кызылсай I) и золото-сульфидно-кварцевые минерализованные зоны обычно невелики: мощность их колеблется от 0,1 м до первых метров (реже - до 10 м), протяженность - от десятков метров до 100-150 м, содержание золота от 0,2 г/т до 12,0 г/т, а ураганные - до 52,0 г/т (Кимисдыкты) и 480 г/т (участок Южный).

На наиболее крупном объекте секущего типа - рудопроявлении Джугурташ,

локализованном в кремнисто-карбонатных толщах  $C_{1-2}$ , в экзоконтакте массива гранитоидов  $P_1$  протяженность золото-сульфидно-кварцевых тел колеблется от 90-115 м до 300-1100 м, мощность 1,2-7,0 м, содержания золота от 1,0 до 11,79 г/т.

Для объектов всех типов, но особенно золото-медно-скарновых, характерны промышленные содержания меди (0,36-1,74%), серебра (20,0-378,4 г/т), непостоянные примеси сурьмы - до 1%, свинца, цинка, висмута, олова, а в жильных и секущих телах мышьяк - до 1%.

Запасы и прогнозные ресурсы золота на объектах Караказыкского рудного поля оценены в 54,1 т, в том числе по категориям:  $C_2$  - 1,7 т (Левобережное),  $P_1$  - 15,44 т.  $P_2$  - 37,0 т.

### 5.3.6. Дараут-Курганский рудный узел

Дараут-Курганский рудный узел расположен по северному борту Алайской долины, на южных склонах Алайского хребта, к северу от поселка Дараут-Курган. Узел вытянут в широтном направлении. Длина его 31 км, ширина - 15, в нем находится 30 золоторудных объектов, в том числе 8 рудопроявлений (**Текесалды, Водораздельное, Джангыджер** и др.) и 22 рудные точки.

Наиболее продуктивная золоторудная минерализация сосредоточена в верхнеинтрузивной - надинтрузивной зоне небольших интрузий и штоков коллизионных гранитоидов  $P_1$  среди карбонатных комплексов  $D_2-C_1$  южного внешнего шельфа фрагментарно перекрытых карбонатно-терригенными олистостромовыми и грубообломочными терригенными молассовыми толщами  $C_{2-3}$ . Узел осложнен субширотными и ВСВ разломами различных порядков, в том числе рудоконтролирующих и локализирующих. Оруденение золото-сульфидно-кварцевое в залежах скарнов и секущих минерализованных зонах, тяготеющих к экзоконтактам гранитоидных массивов, разрывам, дайкам диоритовых порфириров  $P_1$ . Встречается оруденение штокверкового типа в узлах разноориентированных разрывов.

Протяженность минерализованных даек 15-100 м, мощность – 0,5-5,0 м, минерализованных зон, связанных с секущими разрывами - до 0,5-7,0 м x 100-400 м; скарновых залежей - до 1,5 x 200 м, 25 x 100 м; мелких линейных штокверков - до 100 x 400 м.

Оруденение бедное, полисульфидное, комплексное, с постоянными примесями минералов меди, блеклых руд, сульфоантимонитов свинца. Обычные содержания золота 0,1-3,5 г/т, редко - до 11,6 г/т, 22,0 г/т (Каук), 27,9 г/т

(Текесалды). В примесях - серебро, медь, свинец, сурьма (сульфоантимонитовая), олово (касситерит, станнин), вплоть до промышленных содержаний.

Узел объединяет Сарыдальчинское и Тенгизбайское рудные поля. Наиболее продуктивная минерализация выявлена на Сарыдальчинском рудном поле.

Прогнозные ресурсы золота в целом по узлу – 9,0 т. Дальнейшие перспективы рудного узла связываются с оценкой с поверхности и на глубину его ведущих объектов и поисковыми работами на флангах, в том числе на восточном продолжении узла (Канджилга, Сарыкунгей).

### 5.3.6.1. Сарыдальчинское рудное поле

Сарыдальчинское рудное поле находится на южных склонах Алайского хребта, в междуречье Сарыдальча – Текесалды - правых притоков р. Кызылсу-западная. Протяженность поля - 21 км, ширина - 5 км, в нем сосредоточено 16 золоторудных объектов, в том числе рудопроявления **Сарыдальча, Каук, Дженгиджер, Водораздельная** и др.

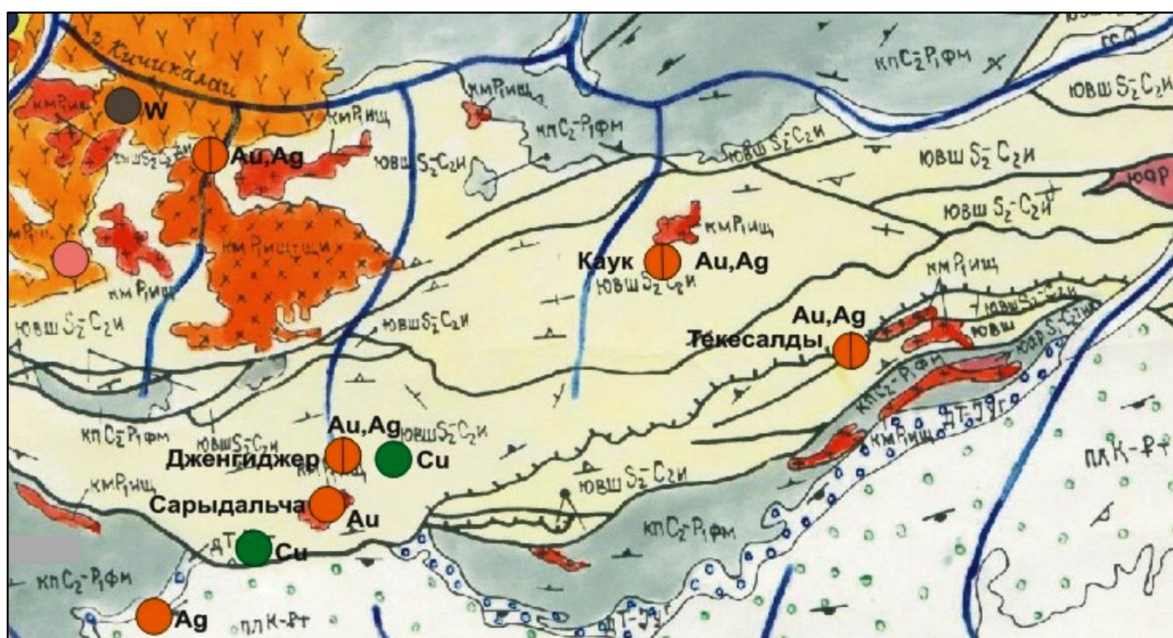


Рис. 5.34. Геодинамическая карта Сарыдальчинского рудного поля

Геолого-структурная обстановка поля не отличается от выше охарактеризованной: мелкие скарновые тела, минерализованные дайки диоритовых порфиров, сравнительно крупные золотоносные зоны, связанные с крутопадающими разрывами и узлами их сочленения, располагаются в надинтрузивной зоне небольших слабо эродированных массивов гранитоидов  $P_1$  среди карбонатных ( $D_2-C_1$ ) комплексов. Оруденение полисульфидное, с

постоянными разномасштабными примесями сульфoантимонитов свинца, касситерита и станнина, характеризующими полиформационный характер рудогенеза в регионе. Характерны разномасштабные, в целом - небольшие, секущие минерализованные зоны, линейные штокверки, мелкие скарновые залежи.

На наиболее крупных объектах - рудопроявлениях Сарыдальча, Водораздельное - протяженность минерализованных зон колеблется от 100 до 300 м, мощность от 0,5- 4,0 м до 10-22,5 м (Водораздельное), содержания золота среди комплексных золотосульфидных полиминеральных руд колеблются от 0,12 до 8,5 г/т, в ураганных значениях – 22,0 г/т (Каук). Примеси меди достигают 0,5%, свинца – 3,5%, серебра - 20-122 г/т, в ураганных содержаниях - 1122 г/т, сурьмы – 1,58-5,14% (Сарыдальча), висмута – 0,005-0,5%, олова - до 0,1-0,54% (Водораздельное, Сарыдальча). Руды мышьяковистые, содержания мышьяка до 1% и более (1,0- 23,1% - Сарыдальча).

Прогнозные ресурсы золота оценены на объектах рудного поля в 6,25 т ( $C_2$  - 0,04 т,  $P_1$  – 2,18 т,  $P_2$  – 4,03 т).

### 5.3.6.2. Тенгизбайское рудное поле

Тенгизбайское рудное поле занимает центральную часть рудного узла в междуречье Тенгизбай - Кичикалай. Протяженность поля 18 км, ширина 6-9 км, форма овальная, вытянутая к СВ вдоль разрывных структур. Основной объем оруденения сосредоточен в скарновых залежах, минерализованных зонах, реже - жилах в верхнеинтрузивной - надинтрузивной зоне апикальной части гранитоидного массива  $P_1$  прорывающего СВК коллизионных прогибов  $C_2$ - $P_1$ , реже - на контактах с граносиенитами  $P_{1-2}$ .



Рис. 5.35. Геодинамическая карта Тенгизбайского рудного поля

В поле сосредоточено 14 золоторудных объектов, в том числе 3 рудопроявления.

Основной объем скарновой, преимущественно медно-золоторудной и золото-вольфрамовой минерализации сосредоточен на ЮЗ фланге рудного поля во взаимосвязи с мелкими штоками - выступами кровли гранитоидного массива  $P_1$ . Мелкие (4 x 2 – 20 x 2,5 м) скарновые залежи с наложенной золото-сульфидной минерализацией содержат золото 0,1-0,9 г/т, триоксид вольфрама - до 0,086%, медь - до 0,3%, серебро, мышьяк.

Для северо-восточного фланга поля характерны обильные минерализованные-золотоносные дайки диоритовых порфиритов, маркирующих надинтрузивные структуры. Минерализация золото-вольфрамовая, медно-золоторудная, золото-полиметаллическая Протяженность даек достигает 100 x 5 м, минерализованных разрывов 300 x 7 м (**Тюзашу**), золото-вольфрамовых штокверков 0,30 кв. км (**Кичикалай**). Содержания золота 0,3-1,5 г/т, непостоянные примеси меди – 0,7-0,9%, молибдена, олова, сурьмы – 0,1%, серебра до 90 г/т. Характерны концентрации  $WO_3$  – 0,4-1,0%, вплоть до формирования золото-вольфрамовых рудопроявлений (Тюзашу, Кичикалай).

Прогнозные ресурсы золота на объектах поля оценены в 2 т.

### 5.3.7. Кичик-Алайский рудный район

Кичик-Алайский рудный район расположен в центральной части Туркестано-Алайского золоторудного пояса, на склонах Кичик-Алайского хребта, в бассейне р. Кичик-Алай и на северных склонах междуречья Исфайрам – Гезарт - Кичик-Алай. Протяженность его 105 км, ширина 10-25 км, в нем оконтурено девять золоторудных полей: Абшир-Гезартское, Алтынбешикское, Актюбе-Карагойское, Ничкесуйское, Кашкасу-Сарыджайлоуское, Исфайрамское, Кичикалайское, Турукское и Чалкуйрюк-Акджилгинское, объединяющих 132 объекта, в том числе 3 месторождения (**Чалкуйрюк-Акджилга, Ничкесу, Чонкимисдыкты**).

Район приурочен к крупному широтному куполовидно-сводовому овальному поднятию батолита коллизионных гранитоидов  $P_1$  прорывающих сложный складчатый терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс  $PZ_2$ , осложненный широтными меж- и внутриформационными взбросо-надвигами. Для западного фланга района характерно развитие покровно-складчатых структур, сложенных песчано-сланцевыми турбидитами  $S_{1-2}$ , надвинутыми на карбонатный параавтохтон внутреннего шельфа  $D_2-C_2$ . В северной и восточной частях

преобладают покровы офиолитов  $O_1-C_1$  и глубоководных терригенно-кремнистых комплексов  $S_1-C_2$ , прорванных вулканоплутоническими телами и дайками среднего состава  $P_1$ . Наиболее насыщен ими восточный фланг района.

Основной объем оруденения сосредоточен по западной и северной периферии Кичикалайского батолита гранитоидов  $P_1$  среди аллохтонных песчано-сланцевых толщ  $S_{1-2}$ , с образованием секущих и, реже, согласных минерализованных зон, линейных штокверков, жил, джаспероидных залежей, золото-скарновых тел, в которых и сконцентрирован основной золото-промышленный потенциал месторождений и рудопроявлений (**Ничкесу, Чонкимисдыкты, Куганды, Сухое озеро, Гезарт Северный, Актюбе-Карагойское, Алтынбешик**). Особенностью района является его резко выраженная сурьмяно-полиметаллическая специализация. Как правило, оруденение комплексное, сурьмяно-полиметаллическо-золоторудное, со специфическим развитием среди сурьмяной составляющей сульфоантимонитов свинца.

Обычная протяженность минерализованных зон и жил – десятки - первые сотни метров, на крупных объектах она колеблется от 200 до 800 м и более, достигая 1,7 км (Куганды) и 2,8 км (Ничкесу). Мощности колеблются в широких пределах, чаще от 0,2 м до 5 м, реже 5-10 м. Нередко рудоносные тела объединяются в сближенные пакеты из 5-20 зон (жил).

Руды полисульфидные, с преобладанием пирита, арсенопирита, сульфоантимонитов свинца и антимонита. Обычные содержания золота 0,5-10,0 г/т, богатые - 15-30 г/т. а в ураганных значениях - до 45,9, 76,2 г/т, 163,2 г/т (Куганды), 229,7 г/т (Ничкесу). В числе продуктивных примесей - серебро (до сотен г/т и более), сурьма - до 1% и более, вплоть до 7-30% (Гезарт Северный, Абшир), свинец - до 1% и более. Содержания мышьяка постоянны и могут колебаться от 0,1-1% до 10-28%.

На восточном фланге характер минерализации несколько иной. Здесь преобладают серии протяженных золото-кварцевых, золото-сульфидно-кварцевых жил и минерализованные зоны с существенными примесями кобальта (**Акджилга**), мышьяка (**Турук**), олова (**Ходжакелян**) при обычных содержаниях золота 1-10 г/т.

В целом в золоторудных объектах Кичикалайского рудного района подсчитано 350 т запасов и прогнозных ресурсов золота, что выдвигает его в число первоочередных рудных объектов республики.

### 5.3.7.1. Абшир-Гезартское рудное поле

Абшир-Гезартское рудное поле занимает северо-западный фланг рудного района, располагаясь на северных склонах Кичикалайского хребта, в междуречье Гезарт - Абшир. Поле вытянуто в широтном направлении в соответствии с положением массивов гранитоидов, широтных региональных и локальных сближенных разрывов. Протяженность поля 21 км, ширина 4-6 км. В нем сосредоточено 11 сурьмяно-золоторудных объектов секущего и согласного типов, в том числе золотосодержащее месторождение сурьмы **Абшир**, **рудопроявления Капчигай, Булат Южный, Гезарт I, II, Гезарт Северный, Чинген Восточный, Учкол Северный.**

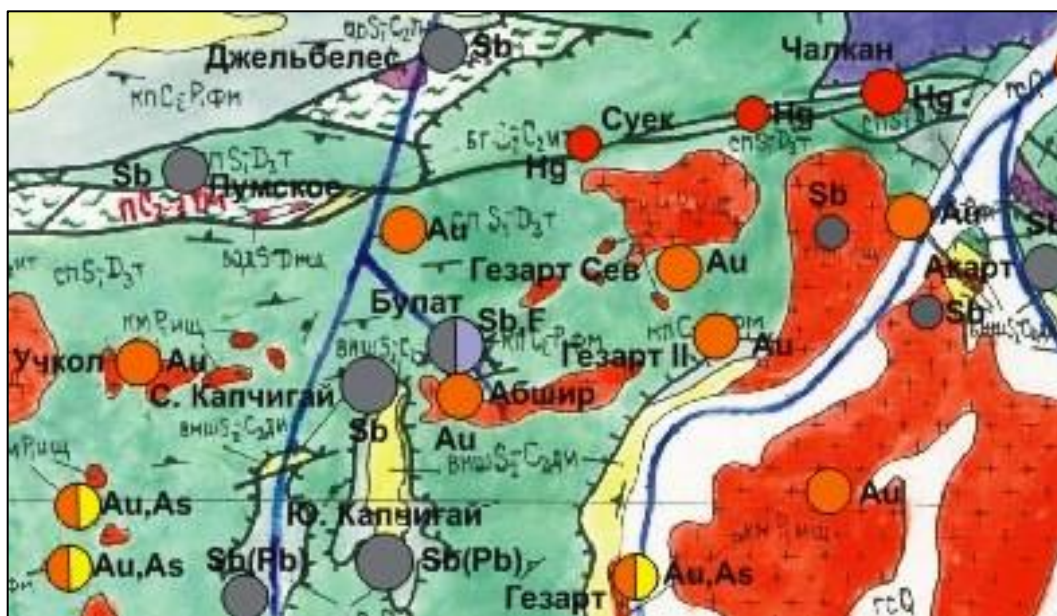


Рис. 5.36. Геодинамическая карта Абшир-Гезартского рудного поля

Оруденение локализовано в роговиках надинтрузивной зоны северного экзоконтакта батолита гранитоидов  $P_1$  прорывающих покровно-складчатый комплекс, сложенный автохтонными карбонатными и терригенными толщами  $C_2$ , на которые шарьированы экранирующие песчано-сланцевые толщи аллохтонных образований Тегермачского покрова  $S_{1-2}$ . Обнаженные части алайского СВК представлены мраморизованными известняками пешкаутской и ороговикованники алевролитами толубайской свит.

В зоне Тегермачского надвига присутствуют олистостромы каранглинского комплекса  $C_2$ , мощность которых на месторождениях Булат и Капчигай не превышает 50 м, но увеличивается к северу. Аллохтонные глинистые сланцы тегермачской свиты  $S_1$  ороговикованы. Ороговикование и мраморизация связаны с пострудными интрузиями кварцевых диоритов караказыкского комплекса. Все

поле разбито рудовмещающими разрывами, малыми интрузиями и дайками кварцевых диоритовых порфиров.

Оруденение полиформационное: золото-сульфидно-скарновое, золото-сульфидное, золото-сульфидно-кварцевое, золото-сульфоантимонит-полиметаллическое, золото-кварц-антимонитовое, нередко совмещенное и наложенное друг на друга.

Подавляющая часть объектов представлена в виде крутопадающих минерализованных зон, жил, жильных систем, протяженность которых колеблется в широких пределах: от десятков метров - до 200-300 м (Гезарт Северный). Число рудоносных зон, жил на одном объекте достигает 5-7. Обычная мощность секущих рудоносных зон и жил 0,2-5 м, реже - до 7-10 м, а порой и до 20-60 м на участках развития полевошпат-кварцевых метасоматитов и жильных сближенных систем (Гезарт Северный). Глубина оруденения по падению не менее 300 м.

Размах содержаний золота 0,1-45,0 г/т, обычные - 0,5-10,0 г/т, в богатых рудах – 14,7-25,7 и более - до 45,9 г/т. Руды всех типов, как правило, мышьяковистые, с содержаниями мышьяка, близкими к 1% и более. Постоянные примеси серебра и сурьмы зависят от преобладания антимонитового, сульфоантимонит-антимонитового или золото-сульфидно-кварцевого типа оруденения.

В антимонитовом и сульфоантимонит-антимонитовом типе примеси серебра составляют десятки - сотни г/т, вплоть до 996,8 г/т, а порой и более – 2503,8 г/т. Содержание сурьмы в этих типах руд достигают 0,5-5%, а на существенно антимонитовых - 5-20-30%, вплоть до 45,65% (Гезарт Северный).

В золото-сульфидно-кварцевых рудах примеси серебра и сурьмы незначительные: серебро - до 20-50 г/т, сурьма - до 0,2-0,9%. Для всех типов руд характерны переменные непостоянные примеси свинца, меди, висмута. Типичный представитель объектов секущего типа - месторождение Гезарт Северный (Гезарт III).

На западном фланге поля широко развиты меж- и внутриформационные согласные золото-кварц-антимонитовые джаспероидные залежи, типичным представителем которых является сурьмяное золотосодержащее месторождение **Абшир** и золото-сурьмяное рудопроявление **Капчигай**. Содержание золота на объектах этого типа достигает 1,5-4,5 г/т, при промышленных концентрациях сурьмы (0,1-30%) и непостоянных примесях серебра - до 200 г/т, свинца - до 1,0%, мышьяка – 0,05-1,0%.



Местоположение сурьмяных джаспероидных объектов Абшир-Гезартского поля, в районе которого развиты интрузии караказыкского комплекса, несколько не вписывается очаговую модель. Однако, учитывая, что формирование антимонитового джаспероидного оруденения под сланцевым экраном происходило до становлений массива гранитоидов и, последние, сопровождаемые пирит-пирротиновой минерализацией, оказывают лишь метаморфизирующее воздействие на руды джаспероидного типа /Маркова, 1985/, можно предположить существование здесь участка кратковременной термостабилизации с благоприятными температурными интервалами для рудоотложения. Сурьмяно-флюоритовое оруденение рудного поля сформировано при температурах  $204^{\circ}$ - $142^{\circ}$  С.

Запасы и прогнозные ресурсы золота на объектах Абшир-Гезартского рудного поля оцениваются в 25 т, в том числе по категориям:  $P_1$  – 5,0 т / 2,0 г/т,  $P_2$  – 20,0 т. В рудном поле сосредоточены промышленные скопления сурьмы, серебра и висмута.

### 5.3.7.2. Алтынбешикское рудное поле

Алтынбешикское рудное поле находится на северной периферии рудного района, на северных склонах Кичикалайского хребта, в бассейне р. Алтынбешик. Поле вытянуто в широтном направлении. Протяженность его 17 км, ширина 1-1.5 км. В нем находятся месторождение **Алтынбешик**, золотосодержащее полиметаллическое месторождение **Турабулак** и сопровождающие мелкие золоторудные точки.

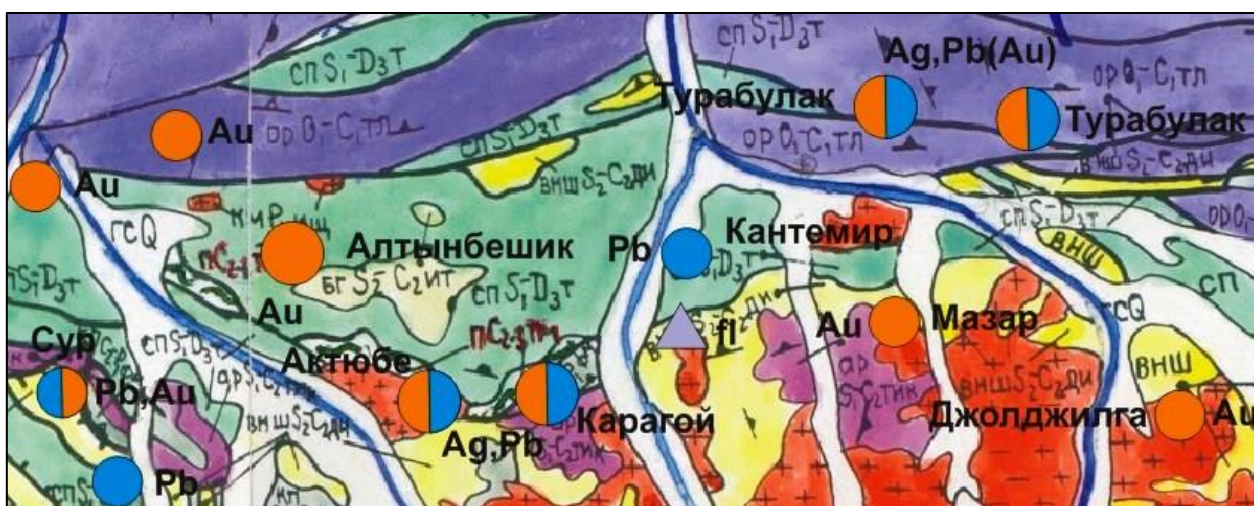


Рис. 5.37. Геодинамическая карта Алтынбешикского и Актюбе-Карагойского рудных полей

Оруденение сосредоточено в широтном, клиновидном к западу тектоническом блоке, сложенном углеродисто-терригенными олистостромовыми толщами  $S_1-D_3$  прорванными обильными мелкими интрузивными телами и дайками кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов  $P_1$ . Золото-сульфидно-кварцевое оруденение локализовано в системе СЗ и субширотных крутопадающих разрывов, выполненных тектонитами и полевошпат-кварцевыми метасоматитами. Протяженность зон от 200 м до 1,5 км, мощность 0,2-4,0-6,0 м, глубина по падению не менее 300 м. Золото-сульфидно-кварцевые жилы в составе рудовмещающих зон имеют протяженность 150-300 м, мощность – 0,5-1,5 м, реже - до 4-5 м. Руды арсенопирит-пирит-кварцевые и сульфoантимонит-галенит-кварцевые, с примесями пирротина, шеелита, халькопирита, сфалерита. Содержания золота колеблются от 0,2 до 42,3 г/т, чаще - до 1-12 г/т, а в ураганных значениях до 151,2 г/т (Алтынбешик, зона № 20).

На ведущем объекте - месторождении **Алтынбешик** установлены 22 золотосодержащие минерализованные зоны, сосредоточенные как в терригенных толщах (западный фланг), так и в березитизированных диоритовых порфиритах (центральная - восточная часть). Линейные параметры зон и содержания золота близки к выше охарактеризованным. В целом золотосодержащие руды в пределах поля определяется интенсивностью проявления арсенопирит-сульфидно-кварцевой ассоциации. Из сопутствующих примесей наиболее характерен вольфрам - от 0,07 до 1,92%  $WO_3$ .

На восточном фланге поля сосредоточены фрагменты офиолитовых вулканитов  $O_1-C_1$ , вмещающих стратиформное многоярусное золото-колчеданно-полиметаллическое (сфалерит-галенит-пиритовое) оруденение, сопровождаемое секущими золото-полиметаллическими жилами. Во фрагментах золото-колчеданных залежей (0,5-22 м x 250 м) содержания золота составляют 0,2-1,5 г/т, в жилах (5-10 м x 300-700 м) до 3,0 г/т при ведущей роли и промышленных содержаниях свинца, цинка, серебра (месторождение **Турабулак**).

Прогнозные ресурсы золота по рудному полю оценены в 34,9 т, из них на месторождении Алтынбешик 21,8 т / 6,07 г/т (категория  $P_1$  – 3,2 т / 8,6 г/т,  $P_2$  – 18,6 т / 5,8 г/т), в золотосодержащих рудах полиметаллического месторождения Турабулак -13,1 т (золото 0,6-0,89 г/т).

### 5.3.7.3. Актюбе-Карагойское рудное поле

Актюбе-Карагойское рудное поле расположено на северных склонах Кичикалайского хребта, в междуречье Актюбе-Карагой-Курган. Поле вытянуто в широтном направлении. Длина поля 15 км, ширина 4-5 км (рис. 5.37). В нем обнаружено 19 золоторудных объектов, в том числе месторождение золота **Актюбе-Карагойское** и рудопроявления **Акарт, Акарт-1**.

Рудные объекты локализованы в надинтрузивной зоне батолита гранодиоритов  $P_1$ , в покровно-складчатых полях минерализованных алевролитов, сланцев, известняков, роговиков, скарнов, березитов, образовавшихся среди алевросланцевых толщ  $S_{1-2}$ , известняково-доломитовых пород  $D_3-C_2$  и терригенно-карбонатных (флишоидных) комплексов  $C_2$ . Они прорваны многочисленными штоками и рудоносными дайками диоритов, диоритовых порфиритов  $P_1$ .

Золотое оруденение локализовано преимущественно в секущих метасоматических телах стратиформных (?) золото-сульфидно-полиметаллических руд, золото-кремнисто-кварцевых метасоматитах, в контактовых и жильных экзоскарнах и небольших линзах-залежах джаспероидов.

Наибольшее развитие получили золото-сульфидно-полиметаллические руды в карбонатных толщах: сложные трубообразные рудные столбы, гнезда, межпластовые залежи, жилы. Поперечное сечение рудных столбов колеблется от 1-10 м<sup>2</sup> до 80 м<sup>2</sup>, протяженность – десятки - сотни метров, содержание золота 1,0-20,8 г/т. Линейные параметры сопутствующих золото-полиметаллических жил 1-5 м x 10-100 м.

Стратифицированные залежи сульфидизированных (золото-пирит-арсенопиритовых) кремнисто-кварцевых золотоносных метасоматитов связаны с горизонтами известняков, насыщенных яшмовидными кремнями в составе кремнисто-карбонатных толщ  $C_{1-2}$ . Мощность залежей метасоматитов 1-2 м, площадь – десятки - сотни м<sup>2</sup>, содержания золота 4,5-34,3 г/т.

Золотосульфидные экзоскарновые залежи и жилы имеют параметры соответственно 3-4 x 10-100 м и 0,5 x 10-30 м, при содержаниях золота 0-10,0 г/т, а в ураганных значениях – 97,3 г/т.

Все типы руд повышено мышьяковистые: содержания мышьяка колеблются в пределах 0,5-1,0%, достигая 2,5-4,3%.

Прогнозные ресурсы золота по рудному полю составили 22,0 т по категории  $P_2$ , из них на месторождении Актюбе-Карагойское - 20,5 т / 11,6 г/т. В рудном поле

выявлены попутные промышленные скопления серебра, свинца, цинка, сурьмы.

#### 5.3.7.4. Ничкесуйское рудное поле

Ничкесуйское рудное поле находится на западном фланге рудного района, на южных склонах Кичикалайского хребта, в истоках р. Кичик-Алай. Поле изометричное, размеры его 12 x 11 км, Рудонасыщенность поля золотом очень высокая, в нем сосредоточено 30 золоторудных объектов, в том числе месторождения **Ничкесу**, **Чонкимисдыкты**, **Куганды**, 10 рудопроявлений и 18 сближенных золоторудных точек.

Все объекты локализуются в надинтрузивной и, фрагментарно, в верхнеинтрузивной зоне ЮЗ экзоконтакта батолитового массива гранитоидов  $P_1$  над его полого погружающимся западным флангом.



Рис. 5.38. Геодинамическая карта Ничкесуйского рудного поля

Батолит внедрился в аллохтонные осадочные покровно-складчатые комплексы: песчано-сланцевые толщи  $S_1$ , шарьированные на карбонатно-терригенные толщи автохтонна ( $C_2$ ). Аллохтонные комплексы прорваны обильными штоками-апофизами диоритов, кварцевых диоритов  $P_1$  - сателлитами массива батолитовых гранитоидов  $P_1$ . Широко распространены тела и дайки диоритовых порфиров субвулканического комплекса  $P_1$ .

По всему экзоконтакту развиты обширные поля сульфидизированных рудовмещающих роговиков, а в эндоконтактах - зоны березитизации.

Оруденение полиформационное, комплексное золото-сульфидно-кварцевое и сульфоантимонит-полиметаллическо-золоторудное с постоянным присутствием арсенопирита, пирита, кварца, сульфоантимонитов свинца и

совмещением минерализаций различных этапов и стадий.

Рудовмещающиеся зоны и рудные тела контролируются крутопадающими секущими разрывами СЗ, СВ, меридиональной и широтной ориентировок с образованием минерализованных зон, жил размером от 50-500-800 м x 1-5-10 м до 1000-2800 м x 1-5 м при глубине падения не менее 400- 800 м. Реже встречаются линейные штокверки (жильно-прожилковые зоны), размеры которых колеблются от 7-40 м x 50-400 м до 100 x 300 м и оруденелые джаспероиды (4 x 60 x 50 м - Гезарт Левобережный).

Изученный фрагмент лентообразной согласной межформационной сурьмяно-золоторудной джаспероидной залежи рудопроявления Гезарт Левобережный имеет протяженность по падению 500-800 м, при поперечном сечении 5-80 м. Кремнисто-кварцевые метасоматиты вмещают рудные тела (до 4 x 60 x 500 м), насыщенные антимонитом и сульфоантимонитами свинца. Содержание золота в рудах 1,9-4,5 г/т.

На объектах секущего типа обычный размах содержаний золота от 0,5 г/т до 10-12 г/т, в богатых рудах 15-40 г/т, в ураганных значениях 56,0-180,0 г/т и более - вплоть до 229,7 г/т. Золото в рудах находится в сульфидах, отчасти - свободное, мелкое и крупное. На наиболее крупных месторождениях и рудопроявлениях присутствуют сурьма (0,1-9,96-21%) и серебро – десятки - сотни г/т, а порой - 1069 г/т (Чонкимисдыкты) и 2890 г/т (Ничкесу). Характерны также постоянные примеси свинца, цинка, меди - до 1% и более; неравномерно - висмута (0,001-0,15%), а на месторождении Ничкесу - вольфрама ( $WO_3$  – 0,78%). Все руды мышьяковистые, с содержаниями мышьяка до 1-3%, а среди золото-арсенопиритовых тел - до 10-28%.

Меняющиеся содержания и соотношения золота и сопутствующих компонентов связаны с преобладанием тех или иных минеральных типов руд: от наиболее золотоносных, но мышьяковистых золото-пирит-арсенопиритовых до полисульфидных золото-сурьмяных (золото-сульфоантимонит-полиметаллических), с резко выраженной сереброносностью и высокими содержаниями сурьмы.

Запасы и прогнозные ресурсы золота на объектах рудного поля оцениваются в 70 т по категориям  $C_2+P_1$ , еще столько же по категории  $P_2$ .

### 5.3.7.5. Кашкасу-Сарыджайлоуское рудное поле

Кашкасу-Сарыджайлоуское рудное поле расположено в средней части рудного района, в приводораздельной части северных склонов Кичикалайского хребта, в междуречье верховьев рек Гезарт – Кашкасу - Актюбе. Поле вытянуто в широтном направлении. Длина его 14 км, ширина 5-9 км, форма - овальная. В нем насчитывается 20 золоторудных точек и золотосодержащее рудопроявление **Сарыджайлоо**.

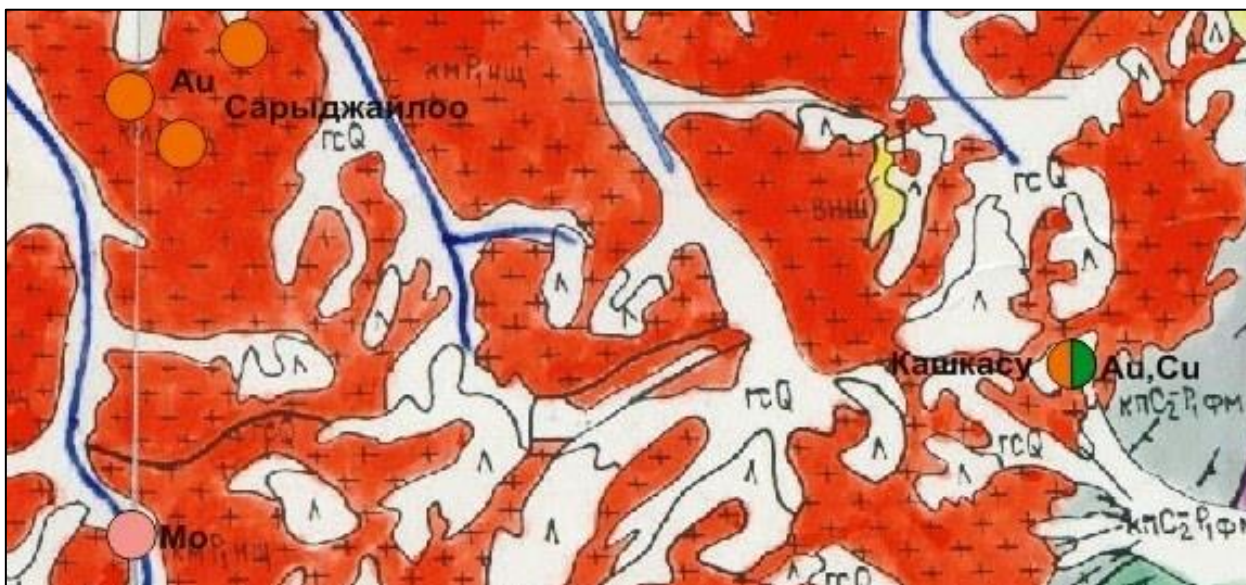


Рис. 5.39. Геодинамическая карта Кашкасу-Сарыджайлоуского рудного поля

Основной объем минерализации сосредоточен в секущих разноориентированных минерализованных зонах, жилах и экзокарновых телах среди разрывов в верхнеинтрузивной зоне батолита гранодиоритов  $P_6$  сохранившей мелкие (до 1,5 x 3,5 км) останцы карбонатных пород  $D_3-C_2$ . Значительно реже встречаются согласные оруденелые скарновые залежи по западному экзоконтакту массива гранитоидов, приуроченные к юго-западному контакту карбонатно-терригенного комплекса  $C_2$ . Параметры жил и минерализованных зон достигают 0,5-3 x 10-50 м, редко – 0,5 x 200 м, скарновых залежей - 1,5-5 x 5-65 м.

Оруденение от золото-сульфидно-кварцевого до золото-сульфидного (в скарновых залежах). Содержания золота убогие и бедные - 0,2-3 г/т, редко - 5-9 г/т, вплоть до 23,2 г/т (рудопроявление Сарыджайлоу). Постоянны примеси серебра 20,0-100,0 г/т (реже - до 450 г/т), свинца – 0,15-1,0%, сурьмы – 0,09-1,0%, меди – 0,15-0,4%, висмута – 0,02-0,2%. Содержания золота, сурьмы, свинца связаны с большим количеством сульфоантимонитов, висмут обычен для золото-

пирит-арсенопиритовых руд. Все руды мышьяковистые, с содержаниями мышьяка 0,15-1,0%.

На рудопроявлении Сарыджайлоу протяженность минерализованной зоны, насыщенной десятками золото-кварц-сульфидных (пирит-арсенопиритовых) и сульфосольно-полиметаллических жил (0,6 x 15-60 м), составляет 470 м, мощность - 2-20 м. Содержания золота в сульфидно-кварцевых жилах колеблются от 1,0 до 22,5 г/т, в сульфоантимонит-полиметаллических - до 2-3 г/т.

Прогнозные ресурсы золота на объектах рудного поля оценены в 2,5 т, в том числе по категориям:  $P_1$  - 1,7 т / 0,8 г/т (Сарыджайлоу),  $P_2$  – 0,8 т / 2,5 г/т.

#### 5.3.7.6. Исфайрамское рудное поле

Исфайрамское рудное поле расположено в междуречье Исфайрам – Кичик-Алай, на юго-западной слабо рудонасыщенной периферии Кичик-Алайского рудного района. Конфигурация поля субизометричная, отражающая положение ограничивающих его с юга и севера широтных разломов. Протяженность поля 12 км, ширина 6-9 км. В нем сосредоточено 11 рудных точек.

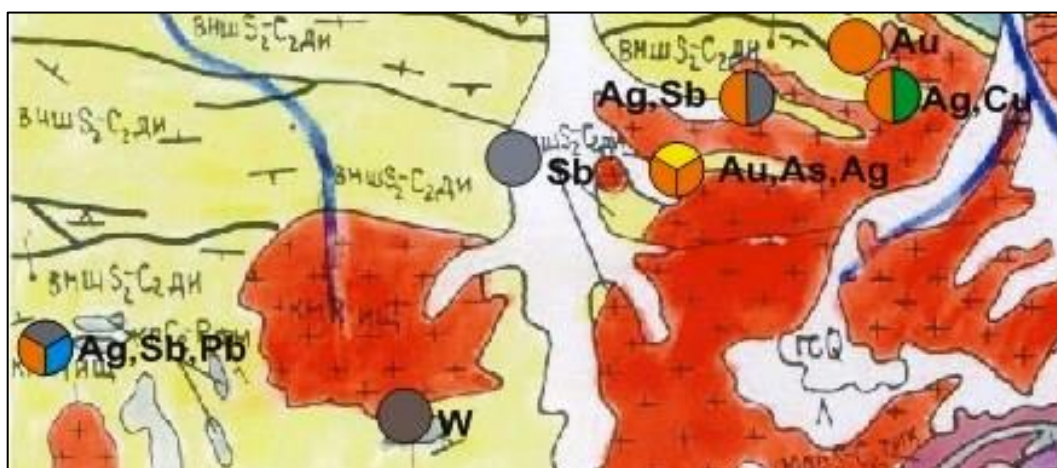


Рис. 5.40. Геодинамическая карта Исфайрамского рудного поля

Поле располагается в западном экзоконтакте Кичикалайского батолита, в карбонатных ( $S_2-C_2$ ), песчано-сланцевых ( $C_2$ ) и терригенных молассовых ( $C_3-P_1$ ) комплексах, прорванных штоками, интрузиями, дайками диоритов-гранодиоритов  $P_1$ .

Преобладают секущие золотоносные минерализованные зоны размером от 0,2 x 20 м до 6 x 150 м, размещенные среди гранитоидов, карбонатно-терригенных комплексов и в дайках аплитов  $P_1$ , а также мелкие (до 2 x 4 м) скарновые тела по западному и южному экзо- эндоконтактам гранитоидной интрузии. Руды золото-сульфидно-кварцевые, чаще - комплексные с непостоянными примесями серебра

- до 100 г/т, свинца - до 1,0%, сурьмы - до 1,0%, обязанными присутствию сульфоантимонитов свинца. Постоянные примеси мышьяка – 0,15-1,0%, преобладающие среди золото-пирит-арсенопиритовых типов руд. Содержания золота повсеместно убогие и бедные, от 0,1 до 1,0 г/т, редко до 4,0 г/т.

Золоторудный потенциал поля невелик, составляет всего 0,68 т / 4,0 г/т по категории  $P_2$  без возможности перспектив его увеличения.

### 5.3.7.7. Кичикалайское рудное поле

Кичикалайское рудное поле объединяет группу разобщенных мелких золоторудных рудопроявлений на южном склоне Кичикалайского хребта, по левому борту р. Кичик-Алай. Протяженность поля 16 км, ширина 2-3 км, в нем сосредоточено 4 золоторудных объекта: 3 рудопроявления (**Кашкасу, Зак-Кашкасу, Кашкасу-1**) и золоторудная точка.

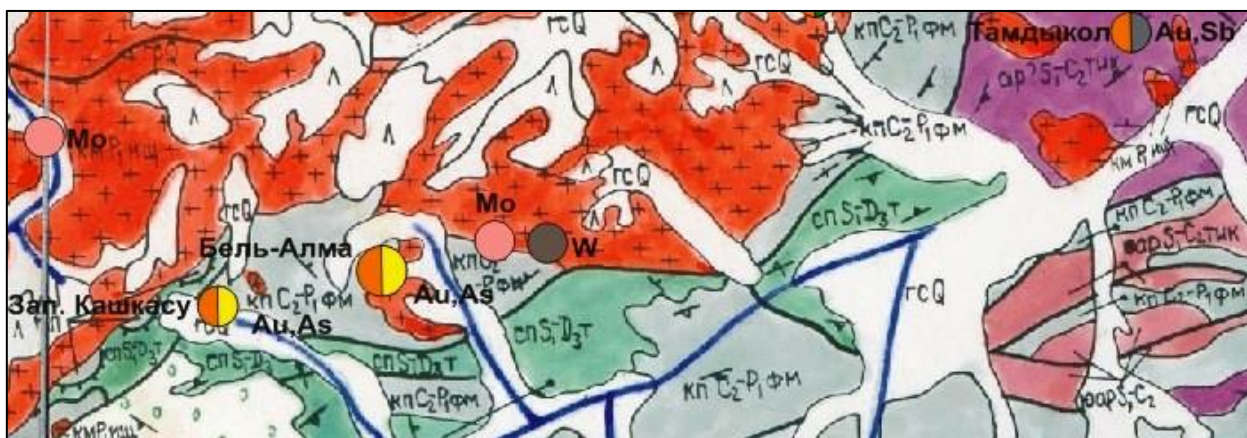


Рис. 5.41. Геодинамическая карта Кичикалайского рудного поля

Оруденение расположено в надинтрузивной зоне, в секущих крутопадающих минерализованных зонах по южному экзоконтакту батолита гранитоидов  $P_1$  среди ороговикованных песчано-сланцевых отложений  $C_2-P_1$ . Протяженность золотоносных минерализованных зон от 200, до 1000 м, мощность 4-10-30 м, в них сосредоточены золото-сульфидно-кварцевые (пирротин-пирит-арсенопиритовые) жилы до 2 x 150 м, прожилковая и вкрапленная минерализация. Обычные содержания золота 0,2-1,0 г/т, реже до 3,6 г/т, в единичных значениях до 19,7 г/т (Зак-Кашкасу).

Оруденение комплексное, с обычными примесями меди, свинца, цинка, сурьмы – 0,1-1,0%, серебра - 39-150 г/т, мышьяка - до 1,0%, непостоянно – висмута - до 1,1% (Зак-Кашкасу).

Прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  оценены на объектах рудного



поля в 2,8 т с возможностью их увеличения при детальных работах с поверхности и на глубину.

#### 5.3.7.8. Турукское рудное поле

Турукское рудное поле находится на северо-восточном фланге рудного района, в северных предгорьях Алайского хребта, в бассейне реки Акбура. Поле субизометричное, длина его 13 км, ширина 5-8 км. В пределах Турукского поля выделены собственно месторождение золота **Турук**, а также месторождения мышьяка **Турук-I** и **Турук-II**, золото-медно-мышьяковые рудопроявления **Ходжакелян, Тельпек, Майдантал** и др.

В геологическом строении Турукского рудного поля принимает участие пакет тектонических пластин, надвинутых друг на друга в южном направлении и сложенных породами различных структурно-вещественных комплексов. Этот пакет покровных структур прорывается гранодиодитами коллизионного этапа.

Самую нижнюю часть занимает терригенный полимиктовый меланж ( $C_{2-3}$ ), состоящий из матричного тектонита, который представлен углеродистыми сланцами лландоверийского возраста ( $S_{1l}$ ); среди сланцев отмечаются олистолиты и олистоплаки глинистых сланцев, алевролитов, песчаников пульгонской свиты ( $S_{1-2pl}$ ), глыбы известняков девона – карбона, плагиограниты, риолиты, дациты, базальты, динамосланцы, фрагменты серпентинитового меланжа.

Структурно выше на меланже залегает пластина СВК карбонатного шельфа, представленная массивными и слоистыми известняками позднего девона – раннего карбона. Ещё выше расположен тектонический покров СВК континентального склона, сложенный алевролитами и песчаниками пульгонской свиты ( $S_{1-2pl}$ ). Самую верхнюю структурную позицию в покровно-складчатом ансамбле района занимает тектоническая пластина, представленная спилитами, толеитовыми базальтами и гиалокластитами раннего - среднего девона (офиолитовый СВК рифтовых зон). В северной части рудного поля вышеперечисленные образования прорваны гранодиоритами Турукской интрузии ( $\gamma\delta P_1$ ).

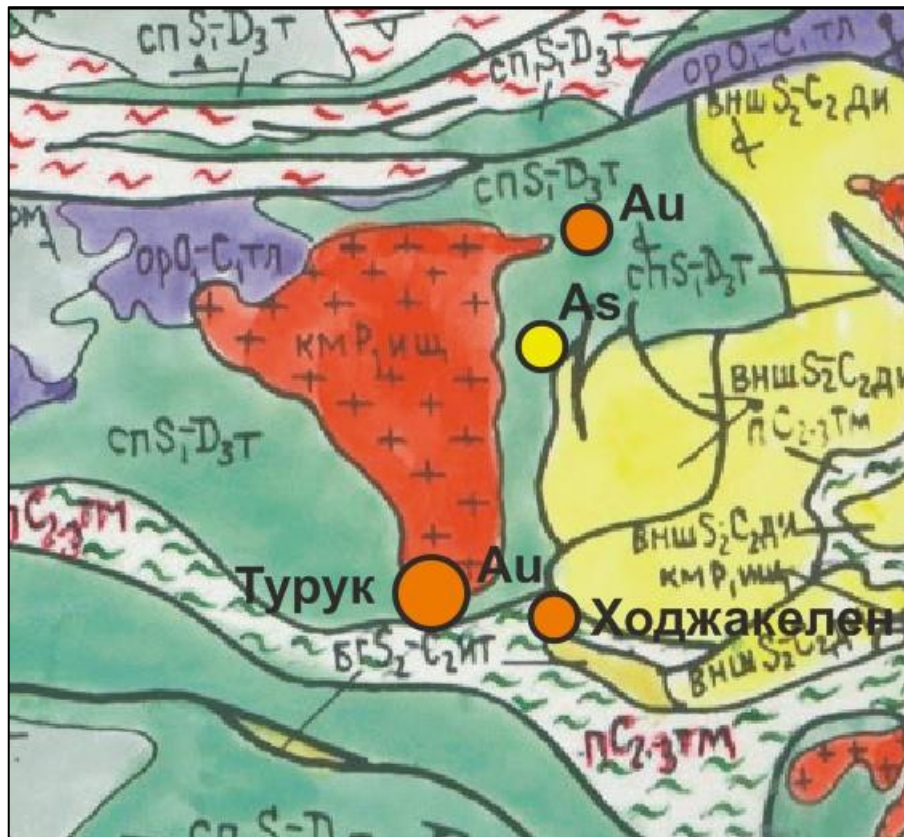


Рис. 5.42. Геодинамическая карта Турукского рудного поля

Оруденение вытягивается вдоль контактов гранитоидных интрузий, в секущих крутопадающих разрывах и зонах смятия СВ направления, с образованием минерализованных и жильных зон. Протяженность зон 100-900 м, мощность 0,8-7,0 м, в раздувах - до 30,0 м. Мелкие золотосульфидные жилы достигают размеров 0,2-1,5 м x 5-15 м.

Руды - золотосульфидные, мышьяковистые с преобладанием пирита, арсенопирита, пирротина, халькопирита и непостоянными примесями блеклых руд, свободного золота, галенита, сфалерита, висмутина и бисмутита.

Рудные зоны протяженностью 140-900 м, мощностью 5-30 м насыщены обильными мелкими (0,1-0,3 x 0,8-2,5 м) золотосульфидными жилами, линзами, гнездами, образующими рудные тела 2,6 x 80 м с содержаниями золота 0,1-119,0 г/т (Турук), при средних содержаниях 3,92-15,1 г/т. На других объектах содержания золота 0,2-5,0 г/т. В обычных, но непостоянных примесях - серебро 5,0-174,0 г/т; висмут - до 0,1-0,8%, свинец и медь - 0,1-1,5%, сурьма - до 1% и более.

Запасы и прогнозные ресурсы золота на объектах поля оценены в 3,9 т / 3,92 г/т.

### 5.3.7.9. Чалкуйрюк-Акджилгинское рудное поле

Чалкуйрюк-Акджилгинское рудное поле расположено на ЮВ фланге рудного района, в бассейне р. Чалкуйрюк. Протяженность поля 13 км, ширина – 5 км, в нем сосредоточено 23 золоторудных объекта, в их числе: месторождение **Чалкуйрюк-Акджилга**, 3 рудопроявления (**Джувльчирак-2, Джувльчирак, Ходжа-Келды**) и другие мелкие объекты.

Золоторудные объекты находятся в надинтрузивной зоне коллизионных гранодиоритов  $P_1$  и даек диоритовых порфиров, среди терригенно-кремнистых ( $S_{1-2}$ ), вулканогенных ( $D_{1-2}$ ), карбонатно-терригенных олистостромовых ( $C_1$ ) и грубообломочных молассоидных ( $C_2$ ) комплексов, слагающих широтный грабен, насыщенный тесно сближенными крутопадающими широтными и СВ разломами. Они контролируют и вмещают золотое оруденение в составе преобладающих кварцевых, карбонатных, скарноидных жил, жильных систем - "поясов" (0,5-0,8 км х 2 км - Чалкуйрюк-Акджилга) и подчиненных, но крупномасштабных зон по метасоматически проработанным тектонитам.

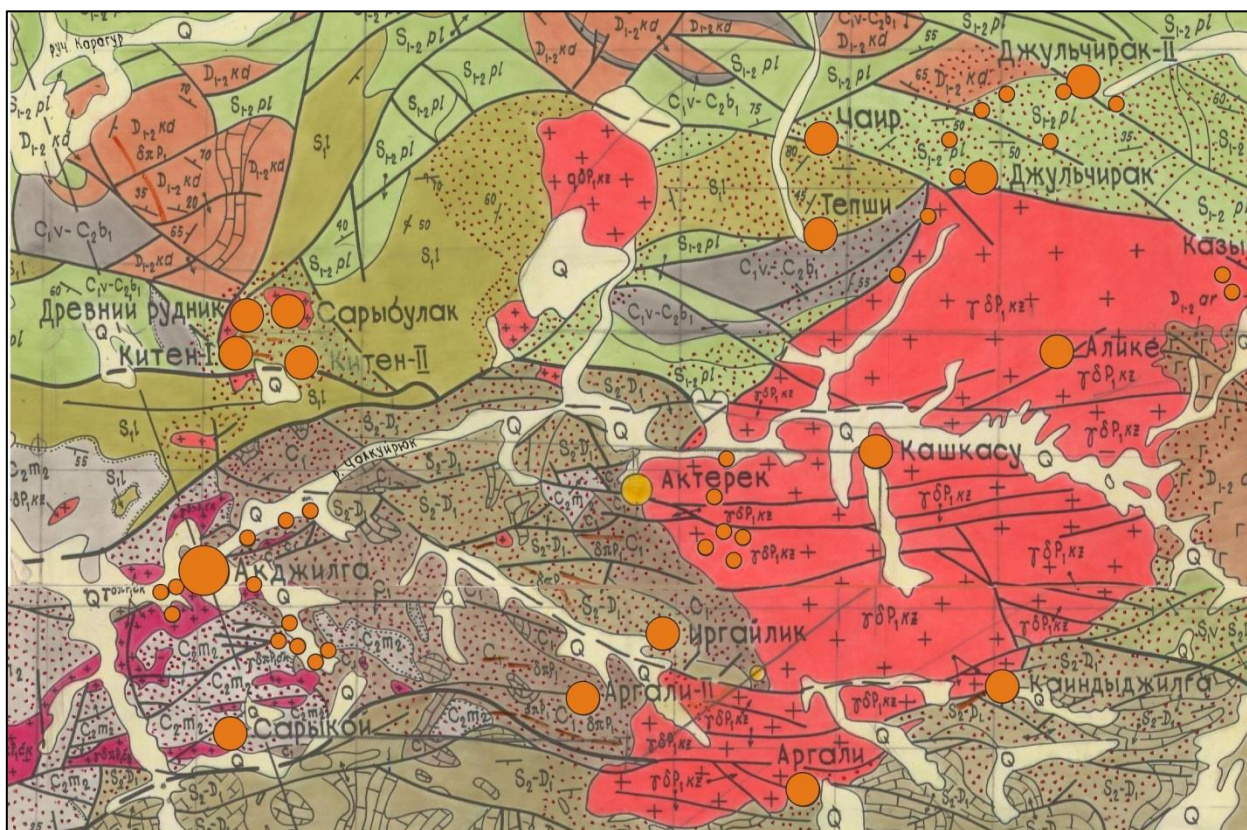


Рис. 5.43. Геологическая карта Чалкуйрюк-Акджилгинского рудного поля

Протяженность жил от первых метров и десятков метров до сотен метров, а порой и более (700-1500 м - Чалкуйрюк-Акджилга), мощность от 0,1-2,0 м до 5-8 м. Минерализованные зоны имеют параметры 3-50 м х 1500 м (Джувльчирак 2), 60-

150 м x 1200- 1500 м (Китен I) и площадь сечения 1600-5000 м<sup>2</sup> (Джувльчирак, Тепши). Реже встречаются убогозолотоносные прожилковые (Чаир - 50 x 100 м) и сульфидно-вкрапленные (Казынды - 400 x 800 м) штокверки и неизученные золотоносные лентообразные залежи и трубообразные тела экзоскарноидов среди олистостромовых терригенно-карбонатных толщ. Площадь залежей достигает 250 x 500 м, а возможно и более (Акджилга).

Преобладающие типы руд - золотосульфидные (пирротин-пирит-арсенопиритовые), полисульфидные, полиметаллические (халькопирит-пиритовые с галенитом и сфалеритом) с примесями блеклых руд и сульфоантимонитов свинца, вплоть до преобладания последних (Древний Серебряный рудник). Золото частично свободное, отчасти связанное в сульфидах, в том числе арсенидах кобальта, где его содержания в пирротин-леллингитовых линзах достигают 2112,0 г/т (Акджилга). Характерны также теллуриды золота. Содержания золота колеблются в очень широких пределах, обычно 0,1-10,0 г/т, в богатых рудах до 39,6-90,0 г/т, в ураганных значениях – 264,6 г/т, 2112,0 г/т.

Все руды мышьяковистые, с содержаниями мышьяка 0,5-1,0-10%. Для примесей характерны серебро - от первых г/т до десятков - первых сотен г/т, а порой и 2 кг/т (Древний Серебряный рудник), свинец, цинк, медь - до 1%, сурьма - до 1,0%, кобальт - до 0,7%. Основной объем примесей связан с полисульфидными смешанными золото-сульфидно-сульфосольными рудами.

На месторождении Чалкуйрюк-Акджилга в составе 2 жильных "поясов" сосредоточено 100 крутопадающих жил. Наиболее крупные из них имеют протяженность 45-1500 м, мощность 0,1-2,0 м, прослеженную глубину по падению-400 м. Руды – золотосульфидные, на отдельных участках с промышленными содержаниями кобальта. Содержания золота в жилах колеблются от десятых долей г/т до 19,5 г/т, в обогащенных гнездах до 40-90 г/т, в единичных линзах с арсенидами кобальта – 2112,0 г/т.

Запасы и прогнозные ресурсы золота на месторождении Чалкуйрюк-Акджилга оценены в 112,75 т / 5,75 г/т, в том числе С<sub>2</sub> – 4,78 т / 4,0 г/т; Р<sub>1</sub> - 9,19 т / 4,3 г/т; Р<sub>2</sub> – 98,78 т / 6,07 г/т, а в целом по объектам рудного поля – 116,7 т (С<sub>2</sub> – 4,8 т, Р<sub>1</sub> – 10,3 т, Р<sub>2</sub> – 101,6 т).

### 5.3.8. Гульчинская рудная зона

Гульчинская рудная зона находится на восточном фланге рудного пояса, на северных склонах Алайского хребта, в бассейне р. Гульча. Зона вытянута в ССВ направлении в соответствии со структурным планом региональных складчато-разрывных структур, испытывающих на участке резкий разворот от широтных (на ЮЗ фланге) к северо-северо-восточным. Протяженность зоны 100 км, ширина 4-18 км. В ней выявлены 1 месторождение (**Каракала**), 8 рудопроявлений и 29 золоторудных точек, объединенных в рудные поля: Каракалинское, Чон-Блеулинское и Айтопанское. Оруденение контролируется системами ССВ крутопадающих сближенных разрывов и локальных зон смятия среди углеродисто-сланцевых, карбонатно-терригенных и терригенных молассо-флишоидных комплексов среднего палеозоя ( $S_1-C_2$ ). Для зоны характерны узкие протяженные поля углеродистых черносланцевых высокометаморфизованных пород  $C_2$ , прорванных дайками и мелкими штоками гранодиоритов  $P_1$ . Полигенное и полихронное монометалльное золотое и медно-золотое оруденение находится в пространственной связи со штоками гранитоидов (Каракалинское и Чон-Блеулинское рудные поля), отчасти располагается в амагматических полях пиритизированных углеродистых сланцев и метаморфитов (Айтопанское рудное поле).

Оруденение секущего типа. Оно представлено мелкими золото-сульфидно-кварцевыми жилами 0,05-0,7 x 3-10 м, реже - до 2,5 x 70 м, 11,2 x 40 м, а также продольными золотоносными зонами карбонат-кварцевого прожилкования от 1 x 200 м до 10-80 x 600 м, а для крупных - 5-50 м x 1-2,8 км.

Прогнозные ресурсы всей Гульчинской рудной зоны оцениваются в 40-45 т золота.

#### 5.3.8.1. Каракалинское рудное поле

Каракалинское рудное поле расположено в центральной части зоны, на СЗ склонах Алайского хребта, в бассейне р. Гульча. Поле вытянуто в ССВ направлении, в соответствии с ориентировкой рудоконтролирующих структур. Протяженность его 20 км, ширина до 3 км. К СВ оно испытывает естественное выклинивание, к ЮЗ перекрывается мезо-кайнозойскими толщами. В поле сосредоточено 16 золоторудных объектов, в том числе 1 месторождение **Каракала**, 3 рудопроявления, 11 рудных точек.

Поле приурочено к линейным структурам разрывного типа. Золоторудные

объекты размещаются среди флишеидных песчано-сланцевых толщ  $C_2$ , в области влияния апикальной части мелкой интрузии гранодиоритов  $P_1$ .

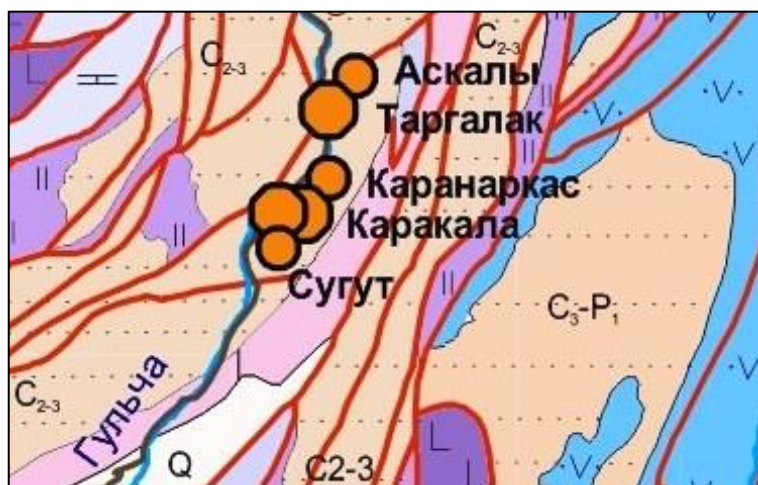


Рис. 5.44. Геологическая карта Каракалинского рудного поля

Размещение золоторудных объектов контролируется протяженной (20 км), крутопадающей локальной зоной смятия ССВ простирания с формированием в ее пределах обильных линейных минерализованных зон, несущих весьма неравномерную золото-сульфидно-кварцевую минерализацию. Преобладает медно-золоторудный тип оруденения. В пределах кулисообразных и субпараллельно расположенных рудоконтролирующих минерализованных зон ССВ ориентировки сформированы разномасштабные (первые метры - десятки метров по мощности) неравномерно оруденелые многоэтажные пакеты жильно-прожилкового (штокверкового) окварцевания, анкеритизации и карбонат-кварцевого метасоматоза, разделенные участками слабо проработанных пород. Внутреннее заполнение пакетов состоит из обильных продольных, поперечных, разноориентированных жил, прожилков, просечек, мелких блоков метасоматитов.

Протяженность минерализованных зон колеблется от десятков метров до 200-500 м, мощность - от 1,0 до 5,0-7,0 м. На месторождении Каракала линейные параметры зон достигают 1200 м x 2-30 м, при глубине по падению не менее 300 м. Средние содержания золота на различных объектах колеблются от десятых долей г/т до 6,7-8,0 г/т при размахе содержаний от 0,2 г/т до 34,8 г/т, а в ураганных значениях – 97,0 г/т. Ведущими примесями в золото-сульфидно-кварцевых (карбонат-кварцевых) рудах является медь (от десятых долей % до 9,35%), серебро - до 176,9 г/т, мышьяк - до 1,0%, свинец - до 1,0%.

На месторождении Каракала прогнозные ресурсы золота по категории  $P_1$  составляют 17,9 т со средним содержанием в руде 3,65 г/т.

Прогнозные ресурсы золота по рудному полю оцениваются в 20-30 т по категориям  $P_1+P_2$ .

### 5.3.8.2. Чон-Блеулинское рудное поле

Чон-Блеулинское рудное поле находится севернее Каракалинского поля, на СЗ склонах Алайского хребта, в бассейне р. Гульча. Поле вытянуто в ВСВ направлении, протяженность его 13,0 км, ширина - до 4,0 км, в нем сосредоточены 4 золоторудные точки, 2 мелких золотых рудопроявления - **Чекуло**, **Гунолок**.

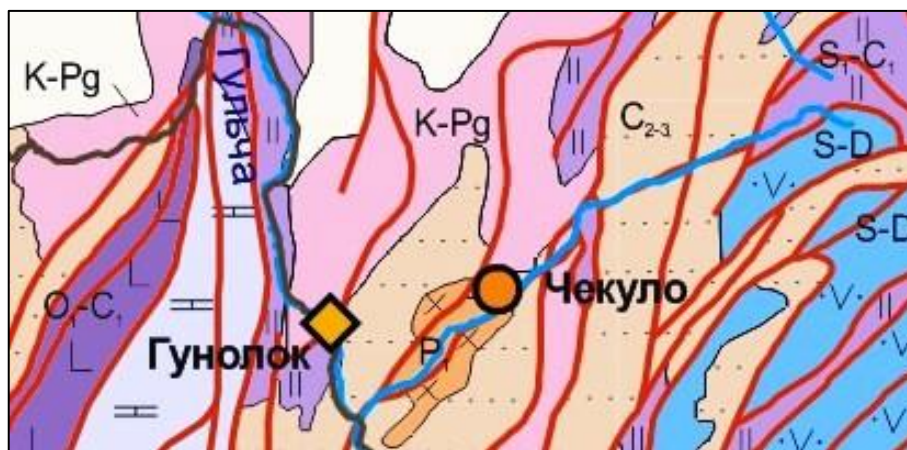


Рис. 5.45. Геологическая карта Чон-Блеулинского рудного поля

Поле контролируется зоной экзоконтакта небольшой интрузии гранодиорит-гранитов  $P_1$  прорывающих песчано-сланцевые флишеидные толщи  $C_2$ .

Рассеянная, преимущественно монометалльная золото кварцевая и золотосульфидная минерализация локализуется в одиночных и сближенных кварцевых и карбонат-кварцевых прожилках и жилах, протяженностью от 3 м до 90 м, мощность - от первых см до 1,0 м. Наиболее крупные жилы с параметрами 60-90 x 0,65-1,0 м известны на рудопроявлении Чекуло. Содержания золота в жилах изменяются от 0,1 до 7,8 г/т.

Единственная крупная минерализованная зона протяженностью 1,5 км, мощностью 10-15 м известна на рудопроявлении Гунолок, локализованном в углеродистых песчано-сланцевых толщах  $C_2$  в ближнем экзоконтакте с гранитоидами  $P_1$ . Содержание золота в зоне не превышает 0,8 г/т.

Прогнозные ресурсы золота в рудном поле оцениваются в 0,8 т по категории  $P_2$ . Они не имеют перспектив увеличения до промышленно-значимых масштабов в связи с рассеянным характером золоторудной минерализации.

### 5.3.8.3. Айтопанское рудное поле

Айтопанское рудное поле находится на СВ фланге рудной зоны, на СЗ склонах Алайского хребта. Поле вытянуто в ВСВ направлении в соответствии с ориентировкой структур. Протяженность поля – 13 км, ширина до 5 км. Оно вмещает 3 рудопроявления: **Айтопан, Айтопан Северный и Акбогуз.**

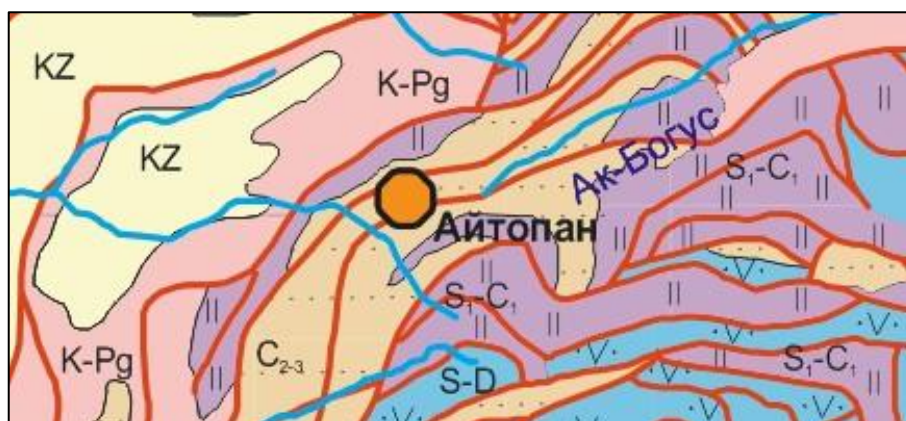


Рис. 5.46. Геологическая карта Айтопанского рудного поля

Рудное поле приурочено к высокоуглеродистым сульфидизированным и прокварцованным микрокристаллическим сланцам верхнего палеозоя ( $C_{2-3}$ ), осложненным продольными крутопадающими и субпослойными разрывами на участке перегиба региональных структур от СВ к широтным.

Оруденение концентрируется в послонных зонах прожилкового окварцевания, карбонатизации, неравномерной березитизации, с образованием минерализованных зон и линзовидных сульфидизированных метасоматических залежей, крупнейшие из которых сосредоточены на рудопроявлениях Айтопан, Айтопан Северный, Акбогуз. Протяженность минерализованных зон на этих объектах - от сотен метров (Айтопан) до 1000-2800 м (Айтопан Северный), мощность - от 1 до 50 м. В составе зон золото концентрируется в метасоматических зонах окварцевания протяженностью до 300 м, мощностью 1,6-11,0 м (Айтопан), а также в зонах брекчирования, окварцевания и сближенных кварцевых жилах протяженностью от первых метров до десятков метров.

Содержания золота неравномерные, - от сотых - десятых долей г/т до 4,6-9,4 г/т, а в ураганных значениях – 40,6 г/т. Сопутствующие примеси не характерны: Иногда встречается серебро – 1,2-52,5 г/т и мышьяк.

Прогнозные ресурсы золота в рудном поле - 7,7 т (по категории  $P_2$ ), в том числе на рудопроявлениях: Айтопан - 2,2 т, содержание – 5,47 г/т; Айтопан Северный – 5,5 т / 0,3 г/т.



### 5.3.9. Сопутствующие металлы

#### 5.3.9.1. Сурьма

Сурьма в Туркестано-Алайском золотосульфидном поясе имеет довольно широкое распространение, входя в состав блеклых руд, сульфосолей, отмечается в виде изоморфной примеси в пирите, халькозине, халькопирите, галените, или, реже, образует собственные минералы (антимонит) в сочетании с блеклорудной, сульфосольной и бертьеритовой минерализацией.

Содержание сурьмы в рудах и отдельных минералах увеличивается от ранних высокотемпературных к поздним низкотемпературным /Бадалов, 1991/.

В золоторудных скарнах, ассоциирующихся с гранитоидами караказыкского комплекса, сурьма совместно с Ag, Zn, Bi, As находится главным образом в блеклых рудах, где ее содержание изменяется от 7% до 30% (**Караказык, Айдарбек, Гавиан, Донгрюк, Алтын-Джилга** и др.). В надапикальных частях массивов комплекса, в зонах линейного метасоматоза и прокварцевания, сурьма может входить в состав галенитов (**Джилису**), достигая 0,2-0,9%.

Собственно сурьмяные проявления и месторождения с сопутствующими Ag, Pb, Zn (Cu, As, Au) чаще всего накладываются на более ранние дайковые поля диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров (**Нурлау, Шаркратма, Сарыкунгей**).

Джаспероидные золото-кварц-антимонитовые меж- и внутриформационные согласные залежи широко развиты в Абшир-Гезартском рудном поле (**Абшир, Капчигай, Гезарт Северный, Пумское, Джельбелес**). Содержание сурьмы на объектах этого типа составляет 0,1-30% при непостоянных примесях золота - 1,5-4,5 г/т, серебра - до 200 г/т, свинца - до 1%, мышьяка - 0.05-1%.

Местоположение сурьмяных джаспероидных объектов Абшир-Гезартского поля, в районе которого развиты интрузии караказыкского комплекса, несколько не вписывается очаговую модель. Однако, учитывая, что формирование антимонитового джаспероидного оруденения под сланцевым экраном происходило до становлений массива гранитоидов и, последние, оказывают лишь метаморфизирующее воздействие на руды джаспероидного типа /Маркова, 1985/, можно предположить существование здесь участка кратковременной термостабилизации с благоприятными температурными интервалами для рудоотложения.

Основная часть сурьмяных объектов золото-полисульфидной формации локализуется между аномальными изоградами  $\Delta t = 100^\circ$  и  $\Delta t = 50^\circ$  на

незначительном удалении от магматических очаговых структур. Источником сурьмы в процессе становления данной рудной формации могли быть как сами контаминированные магматиты, так и углеродистые породы осадочного чехла и, прежде всего, силурийские осадки терригенного шельфа и рифтогенной структуры (СВК стагнированных бассейнов).

#### 5.3.9.2. Олово

Олово относится к числу элементов с малой подвижностью, а потому часто накапливается в остаточных порциях флюидов магматических очагов (сурметашский комплекс).

Оловорудная минерализация, относящаяся к наиболее распространенной в Туркестано-Алайском золотосульфидном поясе силикатно-касситеритовой формации, генетически связана с гранитоидами латитовой серии. Последние характеризуются весьма сложным генезисом, при котором первично щелочные базальтоиды калиевого ряда (шошонитовая серия) в процессе внедрения в разогретый и находящийся в частично расплавленном состоянии сиалический субстрат, смешивались с этими расплавами, поглощая значительное количество летучих компонентов и обогащаясь такими элементами как Sn, W, B, F и др.

При достижении уровня становления и при благоприятных условиях подкорово-коровые расплавы могли выделять растворенные в ней летучие компоненты с одновременным отложением олова в виде касситерита в ассоциации с турмалином, кварцем, некоторыми сульфидами (**Аллаудин**).

Все проявления образованы в условиях литофильной физико-химической системы и характеризуются избытком кислорода, высоким содержанием летучих компонентов (F), сульфидной серы и резко повышенной щелочностью рудоносных флюидов /Бадалов, 1991/.

В условиях халькофильной физико-химической системы, реализующейся в связи с гранитоидами караказыкского комплекса (золото-полисульфидная формация скарнового типа) олово изоморфно входит в состав халькопирита и блеклых руд.

Месторождение олова **Аллаудин** приурочено к выходам и зоне влияния Аллаудинского массива гранитоидов сурметашского комплекса. Породы комплекса имеют ярко выраженную специализацию на Sn, W, Th, U, Li, F, Be. В пределах поля известны многочисленные кварц-турмалин-касситеритовые жилы, шеелитоносные скарны, аномалии Sn, Mo, As, Pb, Cu, Ag, Zn, W.

### 5.3.9.3. Вольфрам

Вольфрам, также как и олово, является типично "коровым" элементом, характеризуется малой подвижностью и потому определяющим при рудообразовании является магматический фактор. Вольфрам обнаруживает связь практически со всеми серийными типами коллизионных и постколлизионных гранитоидов (известково-щелочная, латитовая, щелочная серии). Это указывает на то, что определяющим источником рудного вещества служат не специфические расплавы и, следовательно, и не уровни магмагенерации, а уровни становления массивов - вольфрамсодержащие осадочные толщи. Такими осадками являются углеродистые металлоносные толщи силура, отчасти нижнего девона, получившие широкое развитие на континентальном склоне, шельфе и в рифтогенной структуре микроконтинента. Содержания вольфрама в них изменяются от 7-12 до 96 г/т, при кларке 1,3 г/т. В кульминационную стадию коллизионного процесса с внедрением масс расплавов гранитоидов происходили процессы экстракции и перераспределения рудного вещества по механизму рециклинговых систем.

Ведущим для Туркестано-Алайского пояса является скарново-шеелитовый тип (**Аллаудин, Меликсу** и др.), локализующийся на контактах химически разнородных пород (гранитоиды - доломиты, известняки) при встречном диффузном переносе компонентов. Кроме того, шеелит сопровождает многие сульфидно-полиметаллические жилы скарнового и высокотемпературного плутоногенного генезиса, где находится в ассоциации с арсенопиритом и пирротином.

Месторождение **Меликсу** детально разведано и частично отработано во время Второй Мировой Войны. Извлечены богатые руды верхних горизонтов, нижние изучены слабо. На верхних горизонтах содержания триоксида вольфрама составляли 2,6-12,4% при среднем содержании 6,6%. Технология извлечения - гравитационная с флотацией, извлечение при лабораторных испытаниях составляло 62,75%.

Прогнозные ресурсы нижних горизонтов до глубины 150 м составили по руде 72,9 тыс. т, по триоксиду вольфрама 4,35 тыс. т., содержание  $WO_3$  - 6%.

Месторождения вольфрама и молибдена **Кумыш-Таш** и **Беш-Арча** расположены на высоте 2800-3000 м. Изучены слабо. Подсчитанные ресурсы составляют по руде -14800 тыс. т, по триоксиду вольфрама – 53 тыс. т, при среднем содержании 0,35%.

## **5.4. Кызылкумо-Туркестанский редкометалльный пегматитовый пояс**

Длина Кызылкумо-Туркестанского пояса 1200 км. Эта дугообразная структура протягивается от высочайшего горного узла в истоках р. Зеравшан по гребневой линии Туркестанского хребта, через горы Нурата, останцы Кызылкум и до возвышенности Султан-уиз-дага. На этом протяжении встречены характерные проявления единого мощного пегматитового процесса, связанного с внедрениями калиевых гранитов. Вертикальные перемещения и последующие явления размывания вскрыли гранитные массивы на разных глубинах, обусловив вместе с тем местные колебания минерального состава пегматитовых жил, которые явились носителями бора, берилла, олова, тантала, ниобия, галлия, лития, титана, фосфора.

Интрузии этих гранитов генерировались в нижней части коры сложенной высокоглиноземистыми терригенными породами силурийского возраста. Глубина становления массивов оценивается в 7-8 км. Формировались они как автохтонные и параавтохтонные и в целом имеют конкордантный характер, сопровождаясь мощными полями мигматизации.

Строение большинства пегматитоносных массивов двухфазное. Первую главную фазу представляют порфирировидные, часто гнейсовидные биотитовые граниты, адамеллиты и гранодиориты. Вторую - мелкозернистые обычно гнейсовидные лейкократовые и аплитовидные гранат-турмалиновые граниты с участками грейзенизации. Завершают становление породы жильной серии, представленные аплитами и пегматитами. Пегматитовые жильные зоны, как правило, обрамляют выходы материнских интрузий, залегая в кристаллических сланцах вмещающих массивы.

Среди пегматитов пояса установлены самые различные парагенетические типы: безрудные плагиоклаз-микроклиновые с биотитом и шерлом, микроклиновые и микроклин-альбитовые бериллоносные, сподумен-микроклин-альбитовые, сподумен-альбитовые и альбитовые с комплексной редкометалльной минерализацией. При этом внутригранитные пегматиты всегда представлены только ранними безрудными жилами плагиоклаз-микроклинового состава, тогда как отжатые формируют весь ряд, начиная с плагиоклаз-микроклиновых и заканчивая альбитовыми. Провинциальными отличительными особенностями пегматитов пояса являются: повышенное содержание во многих жилах слюд (вплоть до появления их промышленных концентраций); широкое развитие

разнообразной фосфатной минерализации (фторапатит, амблигонит, трифилин, литиофилит, триплит, магниотриплит, беусит и др.); заметное преобразование пегматитов и гранитов поздней грейзенизацией, с которой во многом связана их повышенная оловоносность.

#### **5.4.1. Туркестанская ветвь редкометалльного (пегматитового) пояса**

Туркестанская ветвь редкометалльного пояса расположена в осевой части одноимённого хребта на абсолютных высотах 3000-5000 м.

Образование пояса тесно связано с процессами становления коровых палингенных гранитоидов и зонально-купольного термального метаморфизма. Граниты прорывают песчано-глинистые отложения силура (СВК терригенного шельфа), преобразуя их до уровня эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Вблизи интрузий метаморфизм возрастает вплоть до появления гнейсов и инъекционных гранито-гнейсов. В результате этих процессов сформировались оловорудные, бериллиевые, литиевые и вольфрамовые месторождения и проявления.

В неизменных породах терригенного шельфового комплекса концентрируются Вi (до 9 г/т), Ag (до 4 г/т), Мо (до 150 г/т), Ва, Р (>>1%), V (до 1500 г/т), Sn (до 30 г/т), Cu (до 200 г/т), Pb (до 150 г/т), Zn (до 1200 г/т), Au (до 0,3 г/т), As (до 1000 г/т), W (до 300 г/т), причем наивысшие значения достигаются в углеродистых пелитовых разностях.

По мере углубления метаморфизма до стадии анатексиса, происходит вынос Ag, Ва, Вi, Au, As, Sb, Р, V, Zn, Cu, Cr, Ni, Ti, Со, возрастает роль Sn, Li, W, Pb, Nb, Zr, Ga, Rb, Cs, Th и, возможно, TR.

Исходя из выявленных закономерностей, получает объяснение симметричная зональность в пространственном размещении рудных объектов относительно метаморфического комплекса. Для центральной зоны с наиболее ярко выраженными явлениями метаморфизма и гранитизации характерны проявления и месторождения Sn, Be, Li, W, Rb, Cs. В промежуточной зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма получает развитие шеелитовая минерализация, выявлены аномалии висмута и мышьяка. Во внешних зонах, относящихся к зеленосланцевой фации и за ее пределами, располагаются многочисленные проявления Sb, Ag, Cu, Au, As (Зеравшано-Гиссарский золотосурьмяный пояс). Ещё далее отстоят ртутные объекты (см. раздел 3.5.2).

Формирование гранитов комплекса было двухфазным. Первую главную фазу представляют порфириовидные, часто гнейсовидные биотитовые граниты, адамеллиты и гранодиориты. Вторую – мелкозернистые, обычно гнейсовидные лейкократовые и аплитовидные гранат-турмалиновые граниты с участками грейзенизации. Завершают становление породы жильной серии, представленные аплитами и пегматитами, включая их редкометалльные разновидности.

Пегматитовые жильные зоны, как правило, залегают в кристаллических сланцах за пределами интрузий и окаймляют выходы гранитных массивов. Гораздо реже пегматитовые жилы встречаются в самих гранитах, прорывая в этом случае адамеллиты и гранодиориты первой фазы и только иногда грейзенизированные лейкограниты.

Общее число пегматитовых жил Туркестанской ветви пояса насчитывает несколько тысяч. Обособленные поля слагают десятки и сотни тел, отдельные проявления могут состоять из единичных тел. Форма пегматитов чаще всего жильная. Мощность жил колеблется от дециметров до 25 м, а протяженность по простиранию составляет десятки и сотни метров, в редких случаях несколько километров. Жилы располагаются кулисами или образуют четковидные серии. В сланцах они обычно выполняют полости отслаивания, согласные со сланцеватостью, приобретая плитообразную, седловидную или более сложную форму, характеризуемую присутствием раздувов, пережимов и апофиз /Котельников, 1987/.

Среди пегматитов пояса установлены жилы плагиоклаз-микроклинового, микроклинового, микроклин-альбитового, сподумен-микроклин-альбитового, сподумен-альбитового и альбитового парагенетического типа.

Наиболее значительные пегматитовые жилы с касситеритом обнаружены в верховьях р. Каравшин, у ледников Дукенен, Карасу, Аксу, Тамынген. Несколько западнее, в верховьях р. Ляйляк, по правому борту Кырк-Булака, разведаны пегматиты с крупными бериллами и кристаллами колумбита. Эта пегматитовая зона пересекает Туркестанский хребет около перевала Кырк-Булак и переходит в долину р. Зеравшан.

Пегматитовые жилы группируются в нескольких рудных полях: Кырк-Булакском, Самжонском, Каравшинском и Тамынгенском, а также образуют ряд разрозненных проявлений.

В целом по Туркестанской ветви Кызылкумо-Туркестанского пояса пегматитовые месторождения олова, бериллия, лития и др. редких металлов

имеют незначительные запасы и, чаще, представляют только минералогический интерес. Более перспективным здесь может оказаться кварц-вольфрамитовое оруденение, учитывая широкую распространённость проявлений, пунктов минерализации и аномалий вольфрама.

#### 5.4.1.1. Кырк-Булакское рудное поле

Кырк-Булакское рудное поле расположено в верховьях р. Ляйляк, в правом составляющем одноименного ручья, абсолютные высоты 3000-3500 м. Здесь известны месторождения и проявления бериллия, олова, вольфрама, а также мусковита. Отмечаются примеси лития, цезия, тантала, ниобия, золота.

Район сложен метаморфитами термального купола (тк  $C_3-P_1$ ) образованным по силурийским терригенным породам шудманской серии. Метаморфиты находятся в надинтрузивной зоне Ляйлякского массива адамеллитов ( $C_3-P_1$ ) и представлены переслаивающимися кварцитами, кварц-биотит-силлиманитовыми сланцами с редкими прослоями амфиболитов.



Рис. 5.47. Геодинамическая карта Кырк-Булакского рудного поля

На месторождении бериллия Кырк-Булак выявлено 38 пегматитовых жил. Жилы залегают согласно с вмещающими породами кулисообразно относительно друг друга. Представлены они согласными пластовыми и линзовидными телами мощностью 0,5-14 м и протяженностью 25-100 м. Из 38 жил бериллоносными являются 11. Известны две генерации берилла, с кристаллами размером от 0,5 x 5 до 30 x 150 см.

По этим жилам был произведен подсчет запасов по категориям  $C_1+C_2$ . Запасы оксида бериллия составили 16,58 т, при среднем содержании его 0,084%. В 1948 г. здесь было добыто 7,5 т бериллиевого концентрата с содержанием

окси бериллия более 10%.

Помимо берилла в грейзенизированных пегматитовых жилах встречаются касситерит, колумбит и мусковит.

Месторождение **слюды Кырк-Булак** состоит из 34 мусковит-пегматитовых жил. Пачки мусковита достигают 30 x 30 x 5 см. Выход колотой слюды к забойному сырцу 5,75-25%. Запасы мусковита-сырца по 5 телам по категориям C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> - 331,9 т, колотой слюды - 20,46 т.

Незначительное распространение получило кварц-вольфрамитовое оруденение грейзенового типа (**Сабах**) в связи с апикальными частями адамеллитов каравшинского комплекса.

Рудопроявление **Сабах** расположено на правом борту руч. Кырк-Булак, вблизи водораздела с руч. Ашат. Абсолютные высоты - 3800-4500 м. Район проявления сложен метаморфитами состоящей из переслаивающихся кварцитов, кристаллических кварц-биотит-гранатовых и андалузитовых сланцев. Породы смяты в простые складки и прорываются массивом порфиroidных адамеллитов, к западному погружению которого приурочено рудопроявление.

Рудопроявление представляет собой серию линейно-параллельных кварц-вольфрамитовых жил, сконцентрированных в экзоконтакте субсогласного апофиза интрузива адамеллитов, участок максимального развития жил имеет в плане форму треугольника площадью 0,075 км<sup>2</sup>. Мощность жил от 5 до 60 см. Протяженность - от первых метров до 50 м, редко - до 200 м.

Сопутствующие минералы представлены шеелитом (в подчиненном количестве по отношению к вольфрамит), самородными золотом и висмутом, часто образующими взаимные прорастания и молибденитом.

Содержание триоксида вольфрама в жилах от 0,1 до 6,16% содержание золота и серебра достигают соответственно 2,1 и 2480 г/т.

По минерализованным жилам проявления подсчитаны прогнозные ресурсы триоксида вольфрама, которые по категории P<sub>2</sub> составили 917,3 т при среднем 2,08%.

#### **5.4.1.2. Самжонское рудное поле**

Самжонское рудное поле расположено в приосевой части Туркестанского хребта, на его северном и южном склонах. Абсолютные высоты - 3400-4800 м.

Район сложен метаморфитами термального купола (тк C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) по силурийским терригенным породам шудманской серии. Метаморфиты находятся



вблизи Ляйлякского массива порфировидных гранитов ( $C_3-P_1$ ) и представлены переслаивающимися кварцитами, слюдистыми гранатовыми, кварц-биотит-силлиманитовыми сланцами с редкими прослоями амфиболитов.

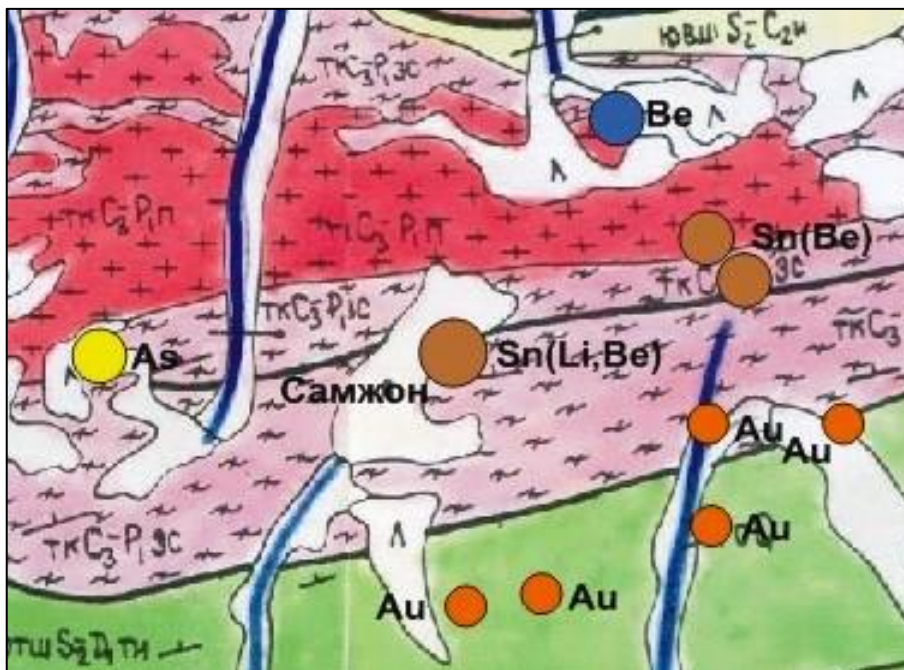


Рис. 5.48. Геодинамическая карта Самжонского рудного поля

Месторождение **лития Самжон** включает 30 пегматитовых жил с берилл-сподуменовый минерализацией расположенных среди метаморфических образований.

На проявлении **Аксу (Джетыкупрюкское)** выявлено несколько бериллоносных жил среди гранитов  $C_3-P_1$ . Длина жил 100-240 м, мощностью 2,5-10 м. Длина кристаллов - 4-30 см, в сечении – 0,5-4,0 см.

Убогая рассеянная вкрапленность касситерита отмечалась в грейзензированных пегматитах проявления **Карасу (Джетыкупрюкское)**,

#### 5.4.1.3. Каравшинское рудное поле

Каравшинское рудное поле расположено на южном склоне Туркестанского хребта в верховьях одноименной реки, в районе развития ледников Дукенек – Карасу – Аксу – Джаупая. Большая часть оловоносных, бериллиевых, литиевых и мусковитовых объектов поля (**Дукенек, Тамынген, Карасу-Каравшинское, Аксу-Каравшинское, Джаупая**) эксплуатировались старателями в течение 12 лет (в 1935-1947 гг.), в результате чего некоторые из них в настоящее время полностью или частично отработаны с поверхности. Всего за время эксплуатации добыто 121 т оловянного 40-процентного концентрата, что составляет 47,7 т олова.



кристаллами касситерита и колумбита. По жиле "Киргизская" были подсчитаны запасы окиси бериллия по категории  $C_1$  составившие 39,4 т при содержании 0,1%. В процессе старательской отработки на месторождении было добыто 43,5 т бериллиевого концентрата с содержанием окиси бериллия 10%. На 01.01.1941 г. запасы  $BeO$  по кат.  $C_2$  составляли 27,5 т. Прогнозные ресурсы по категории  $P_1$  (кроме  $C_1+C_2$ ) - 8,8 т.

Промышленные концентрации **лития** были установлены на участках 3, 5 месторождения. Литиевая минерализация в виде крупных (10 x 20 см) таблитчатых кристаллов сподумена концентрируется в мусковит-альбитовом типе замещенных пегматитов, где тесно ассоциирует с клевеландитом, литиофадином, трифилином и касситеритом. Среднее содержание  $Li_2O$  – 0,11%. При попутной добыче на месторождении Карасу было извлечено 156 т концентрата с содержанием окиси лития 4-5%.

На месторождении разведано 57 слюдоносных жил с **мусковитом**. Среднее содержание мусковита-сырца в жильной массе - 17,2 кг/м<sup>3</sup>, среднее содержание колотой слюды в жильной массе - 2,2 кг/м<sup>3</sup>.

Запасы мусковита по категориям  $C_1$  - 836 т,  $C_2$  - 596 т, Всего - 1432 т. Добыто - 697,4 т слюды.

Месторождение **олова Дукенек** расположено в верховьях одноименного ручья, абсолютная высота в районе месторождения - 4100-4200.

Район месторождения сложен толщей метаморфических пород, состоящей из переслаивающихся слюдистых гранатовых и андалузит-силлиманитовых кристаллических сланцев. Метаморфическая толща прорывается небольшими телами лейкократовых гранитов и адамеллитов соответственно 2-й и 1-й фаз каравшинского комплекса.

Рудоносными являются тела пегматитов генетически связанные с лейкогранитами 2-й фазы. Большинство пегматитовых жил, известных на месторождении, относится к биотит-микроклиновому и мусковит-микроклиновому типам. В меньшей степени развиты жилы мусковит-альбитового и грейзен-альбитового типов. Собственно оловоносными являются 19 жил и 1 шток, относящиеся к последнему типу.

В незначительных количествах в пегматитовых жилах отмечен сподумен.

#### 5.4.1.4. Тамынгенское рудное поле

Тамынгенское рудное поле расположено в приосевой части Туркестанского хребта, в районе ледников Тамынген и Рама. Абсолютные высоты - 3600-4900 м.

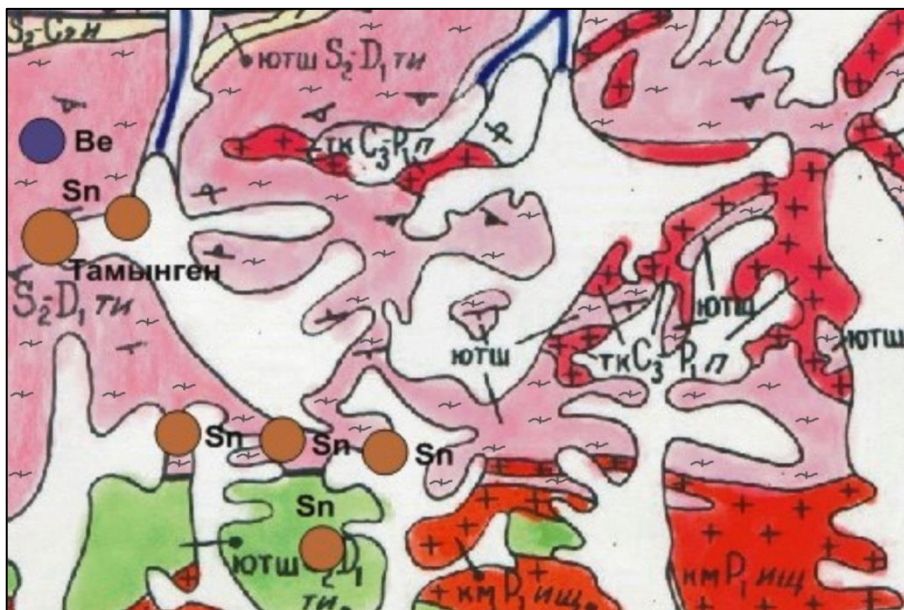


Рис. 5.50. Геодинамическая карта Тамынгенского рудного поля

Район сложен толщей метаморфических пород, состоящих из переслаивающихся слюдистых, гранатовых и андалузит-силлиманитовых кристаллических сланцев.

На месторождении **олова Тамынген** выявлена 31 пегматитовая жила. Жилы согласные, мощностью от 0,4 до 2 м, и протяженностью от 100 до 750 м. Все они относятся к грейзен-альбитовому типу. Касситерит распределен крайне неравномерно, образуя гнездовые скопления в грейзенизированных частях жил. Среднее содержание олова по жилам участка от 0,04 до 1,0%.

Запасы олова на месторождении по категориям В+С<sub>1</sub> составляли - 21,8 т, С<sub>2</sub> – 9,3 т.

Проявление **бериллия Тамынген** расположено в левом борту бокового ледника, где известны 2 небольшие бериллоносные жилы с содержанием оксида бериллия 0,14 и 0,29%. Размер кристаллов от 1,5-3,6 до 15 см.

## **5.5. Зеравшано-Гиссарский золото-ртутно-сурьмяный пояс**

Зеравшано-Гиссарский пояс охватывает площади Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского, Каратегинского и Алайского хребтов на востоке и часть Зирабулак-Зиаэтдинских гор - на западе.

В пределах пояса насчитывается свыше 25 промышленных рудных объектов сурьмы, золота, ртути, олова и вольфрама, среди которых такие известные месторождения как Джижикрут, Тарор, Кончоч-Скальное, Чоре, Мужистон и другие.

Эндогенное оруденение в Зеравшано-Гиссарском поясе локализуется в большинстве случаев закономерно в рудных зонах (полях), положение которых определяется геолого-структурной позицией региона.

Пространственно месторождения ртути, сурьмы и золота Зеравшано-Гиссарского рудного пояса группируются в 4 рудные зоны (с юга на север): Магиан-Каракульскую, Пасруд-Ягнобскую, Северо-Зеравшанскую и Дараутскую. Выделенные рудные зоны приурочены к обособленным тектоническим структурам, разделяющихся системой глубинных разломов (Главным Гиссарским, Гиссаро-Каратегинским, Зеравшанским и Туркестано-Алайским), игравшим роль основных рудоконтролирующих структур регионального масштаба.

Вдоль южной периферии пояса отмечается главным образом сурьмяно-ртутные с золотом поля, а во внутренней и северной частях - проявления золото-кварцевых, золото-скарновых, серебро-полиметаллических и сульфидно-касситеритовых, минеральных образований.

Зеравшано-Гиссарский золото-ртутно-сурьмяный пояс - самый южный из выделяемых в Туркестано-Алае на территории Киргизии. На южном склоне Алайского хребта он включает Дараутскую рудную зону с Каттакарамыкским и Сентябрьским рудными полями, специализированными на золото, сурьму, вольфрам, серебро.

### **5.5.1. Дараутская рудная зона**

Дараутская рудная зона располагается в приосевой части Алайского хребта и на его южных склонах (в междуречье Текелик - Кызылсу). Протяженность зоны 68 км, ширина - 5-20 км, ориентировка - широтная. Южная граница зоны совпадает с бортом Алайской впадины, а с севера она ограничена Зеравшанским разломом. Большая западная часть зоны перекрыта ледниковыми полями осевой части Алайского хребта.

Зона локализована в сложной покровно-складчатой структуре палеозоя (кремни, турбидиты, меланжи), прорванной комплексами коллизионных гранодиоритов  $P_1$  и постколлизионных щелочных сиенитов  $P_{1-2}$ .

Широкое распространение здесь меланжей с многочисленными глыбами и олистолитами металлоносных гарибакской и имбефской свит силура геохимически специализированными на Ag, Bi, Mo, Ba, Au, P,  $C_{орг.}$ , W, Sn, V, S, Cu, Ge, Zn ( $KK = 2-16$ ) в сочетании их с коллизионными гранитоидами определило металлогенический облик рудной зоны.



Рис. 5.51. Геологическая карта Дараутской рудной зоны

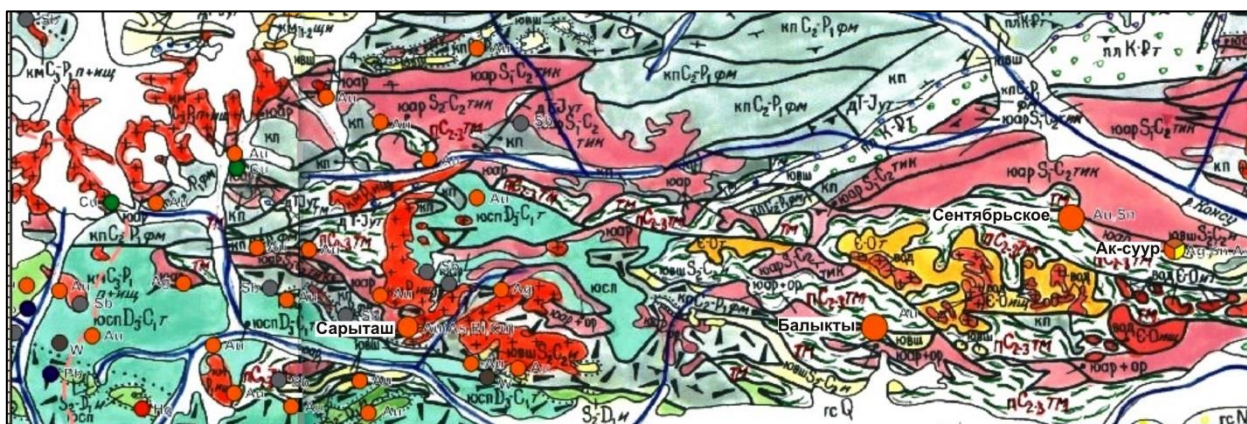


Рис. 5.52. Геодинамическая карта фрагмента Дараутской рудной зоны

Зона объединяет 52 мелких золоторудных объекта, в том числе месторождения **Балыкты**, **Сентябрьское**, **Сары-Таш**, **Бир-Суу**. Здесь оконтурены Каттакарамыкское и Сентябрьское рудные поля. Преобладающий тип оруденения - секущий (минерализованные зоны), оруденение монометалльное и полисульфидное.

В целом по рудной зоне прогнозные ресурсы золота оценены в 16,67 т.

### 5.5.1.1. Каттакарамыкское рудное поле

Каттакарамыкское рудное поле охватывает западную часть зоны, занимая истоки рек Текелик и Аксу на ЮВ склонах Алайского хребта. Поле субизометричное, размеры его 15 x 15 км. В нем сосредоточено 17 золоторудных точек и месторождения **Бир-Суу** и **Сары-Таш**.

Оруденение контролируется выходами меланжированных отложений нижней части Вашанской единицы, интрузируемых дайками и штоками гранитоидов караказыкского комплекса. Углеродистые сланцы имбефской и олистостромовые фации дархской свит геохимически специализированы на Ag, Bi, W, Ba, Mo, V, Sn, Zn, Cr, Cu.

Золотосульфидные и золото-сульфидно-кварцевые минерализованные зоны, жилы и штокверки контролируются мелкими разрывами и трещинами среди терригенных песчано-сланцевых  $S_1-C_1$  и песчано-конгломератовых молассовых толщ  $C_3-P_1$ , а также встречаются среди интрузивных массивов  $P_1$  и минерализованных даек. Обычные параметры минерализованных зон – 0,5-6 м x 50-100 м, жил - до 3,8 x 160 м, даек - 2 x 20-300 м.

В пределах поля зафиксированы многочисленные пункты минерализации, контрастные геохимические и минералогические аномалии Au, Sb, W, Ag, Mo, As, Cu, связанные с апикальными частями интрузивных тел.

В рудах преобладает пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит. Оруденение убогое. Обычные содержания золота 0,1-0,9 г/т, редко - до 1,2-5,0 г/т. Среди весьма непостоянных, редких примесей – медь - до 0,2 0,9%, висмут - до 0,0015, мышьяк - до 0,03-0,3%, серебро - первые г/т, сурьма – 0,03%.

На рудопроявлении **Сары-Таш** минерализованная зона приурочена к полям ороговикования в экзоконтакте массива гранодиоритов  $P_1$  среди меланжированных сланцевых толщ  $S_1$ . Параметры зоны 3,8 x 160 м, содержания золота в составляющих ее кварц-сульфидных жилах и прожилках от 1,3 до 12 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  оценены в 0,49 т / 3,82 г/т.

Единственный объект штокверного типа – месторождение **Бир-Суу** локализован в терригенно-карбонатной олистостроме континентального склона  $D_3-C_1$ , прорванной мелким штоком гранодиоритов  $P_1$  с образованием внутри штока поля разноориентированных золото-кварцевых прожилков и жил. Площадь штокверка 250 x 350 м, протяженность по падению не менее 150 м. Ресурсы золота по категории  $P_2$  оценены в 9,84 т при среднем содержании 0,3 г/т; ресурсы вольфрама - 17718 т, при среднем  $WO_3$  – 0,054 %,

В целом по рудному полю прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  оценены в 10,33 т. Дальнейшие перспективы поля связываются с детализацией его объектов, в том числе рудопроявления Сары-Таш и золотоносного штокерка Бир-Суу. Сочетание хаотических металлоносных комплексов, многочисленных разломов, слабозеродированных магматитов караказыкского комплекса, высокая степень гидротермальной проработки, контрастные аномалии, рудная минерализация, значительные прогнозные ресурсы /Пай, 1990ф/ позволяют рекомендовать здесь постановку поисковых работ на золото, серебро, сурьму и вольфрам.

#### 5.5.1.2. Сентябрьское рудное поле

Сентябрьское рудное поле расположено на восточном фланге рудной зоны, в междуречье Коксу - Кызылсу. Поле субширотное, клиновидное. Западный фланг поля ограничен сходящимися субширотными разломами, восточный - перекрыт рыхлыми отложениями долин рек Коксу и Кызылсу. Протяженность поля - 33 км, ширина - 5-10 км. В нем сосредоточены месторождения **Балыкты**, **Сентябрьское**, 20 золоторудных точек и рудопроявление олова **Ак-суур**.

Секущие золото-сульфидно-кварцевые жилы, минерализованные зоны и дайки расположены в песчано-сланцевых  $E_1-S_1$  и терригенно-кремнистых  $S_2-C_2$  комплексах, залегающих в виде глыб и пластин в терригенном полимиктовом меланже и осложненных штоками, дайками гранодиоритов  $P_1$ . Протяженность жил и минерализованных зон не превышает 10-50 м, мощность – 0,1-3,0 м, содержание золота – 0,1-0,7 г/т, изредка - до 1,2 г/т

Наиболее крупные объекты - **Балыкты** и **Сентябрьское** - связаны с березитизированными минерализованными, слабо сульфидизированными (арсенопирит, пирит, блеклые руды) дайками гранит-порфиров  $P_1$  протяженностью 1-3 км, при мощности от 0,5 до 5-8 м. Протяженность рудных тел в составе даек 400-525 м, мощность – 2,1-2,3 м, содержания золота – 1,9-3,85 г/т. В примесях – серебро – 2,0-146,2 г/т, сурьма - до 0,19%, свинец - до 1,2%, олово – 0,44% (Сентябрьское), мышьяк - до 1%.

Ресурсы золота по рудному полю оценены в 7,89 т, в том числе на месторождениях Сентябрьское – 1,55 т / 1,9 г/т, (категория  $P_1$ ), Балыкты – 6,0 т ( $P_1$  – 1,7 т / 3,85 г/т,  $P_2$  - 4.3 т / 3,85 г/т). Дальнейшие перспективы поля связываются с детализацией его объектов и, в первую очередь, золотоносных минерализованных даек. Ресурсы олова по кат.  $P_1$  – 7165 т.



## 5.6. Рудные поля, связанные со щелочными комплексами

Если рудная зональность Туркестано-Алая во многом обусловлена становлением термоградиентного поля коллизионных магматитов гранитоидного ряда, то рудные поля, связанные со щелочными комплексами (Ходжаачканское, Матчайское, Джурыйсайское и др.), дискордантны этой зональности.

В пределах развития щелочных пород зардалекского комплекса  $P_{1-2}$  отмечены проявления урана и тория, широко развита рассеянная галенитовая и флюоритовая минерализация, что хорошо увязывается со специализацией этих пород. Нефелиновые сиениты также представляют интерес и как алюминиевое сырье.

Массивы матчайского комплекса  $P_{1-2}$  представляют интерес как объекты для извлечения алюминия и циркон-пироклорового концентрата. В их экзоконтактах часто развиты зоны фенитизации, альбитизации, жилы карбонатитов с торий-тантал-ниобиевой минерализацией. Магматические породы комплекса имеют ярко выраженную специализацию на U, Th, Nb (Ta), Sn, Li, Rb, TR, Mo, Ba.

В экзоконтактовых зонах фенитизации щелочных массивах матчайского комплекса часто фиксируются концентрации ртути и шлиховые ореолы киновари (Матчайский, Джидалинский массивы), изредка отмечаются сурьмяные аномалии.

Происхождение минерализующих растворов, по-видимому, связано с глубинными (мантийными?) магматическими очагами. Флюиды щелочных пород были насыщены углекислотой, щелочами и растворимыми соединениями летучих элементов – Hg, F и сопутствующих им Th и U. В силу повышенной миграционной способности F и Hg в надапикальных и экзоконтактовых частях щелочных массивов можно ожидать лишь наличие рассеянной минерализации ртути, тогда как Ta, Nb, U, Th и редкоземельные элементы образуют промышленные концентрации.

### 5.6.1. Зардалекское рудное поле

Зардалекское рудное поле пространственно совпадает с зардалекским массивом фойдовых сиенитов.

К периферии массива приурочены многочисленные аномалии и проявления уран-ториевой природы (**Зардалек, Кштут, Сохское, Конур-Тюбе**) с гамма-активностью 80-160 мкр/час, постоянно отмечается флюоритовая, галенитовая,

цирконовая, пирохлоровая, торитовая акцессорная минерализация. Нефелиновые сиениты комплекса специализированы на Sr, F, U, Cs, B, Th.

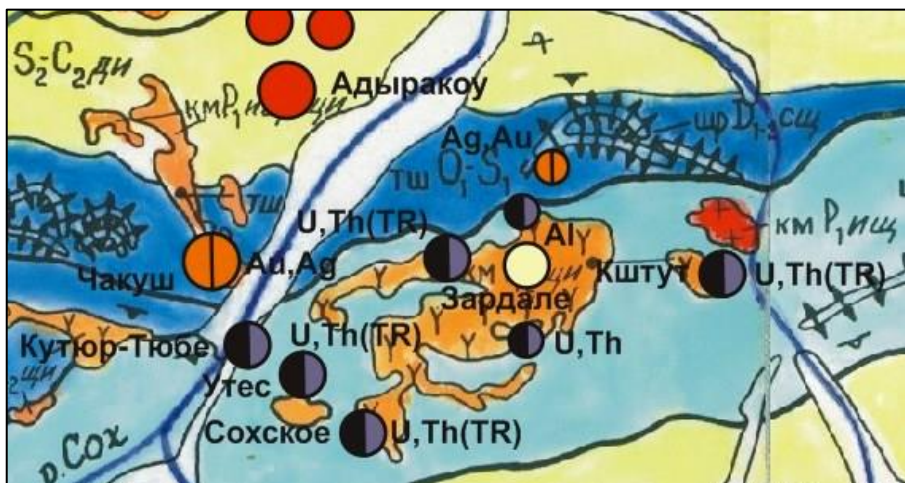


Рис. 5.53. Геодинамическая карта зардалекского рудного поля

Незначительные запасы проявлений, преимущественно рассеянный характер уран-ториевой минерализации не позволяют рекомендовать поле для дальнейшего изучения. Однако необходимо отметить, что нефелиновые сиениты являются потенциальным сырьем для производства алюминия. Запасы последнего весьма значительны:  $Al_2O_3$  по категориям  $C_1+C_2$  - 151,4 млн. т; по категории  $P_1$  – 49,1 млн. т; всего  $C_1+C_2+P_1$  – 200,5 млн. т.

### 5.6.2. Матчайское рудное поле

Матчайское рудное поле расположено в верховьях р. Сох (Матчинский горный узел) и приурочено к экзоконтактам интрузии щелочных сиенитов  $P_{1-2}$ . В экзоконтактах размещены месторождения тантало-ниобатов и редкоземельных элементов (Дельбек и Тутек).

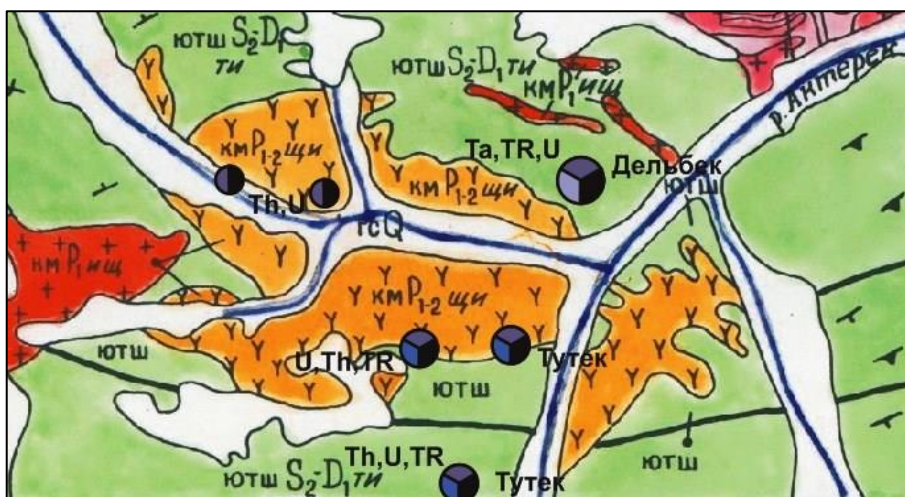


Рис. 5.54. Геодинамическая карта Матчайского рудного поля

Здесь развиты зоны фенитизации, альбитизации, жилы карбонатитов с торит-тантал-ниобиевой минерализацией. Вмещающие их породы представлены метаморфитами различных фаций – от зеленосланцевой, до амфиболитовой и гранулитовой.

На месторождение **Дельбек** оконтурено 10 рудных тел (300-1250 x 19,8-49,4 x 155-625 м) карбонатитовых и альбититовых метасоматитов в экзоконтакте интрузии щелочных сиенитов  $P_{1-2}$ . Основные рудные минералы – пироклор, колумбит, танталит. Содержания  $Ta_2O_5$  – 0,064%,  $Nb_2O_5$  – 0,011%,  $\Sigma TR_2O_3$  – 0,25%,  $ZrO_2$  - 0,011%. На 01.01.1992 г. ресурсы  $Ta_2O_5$  по категориям  $P_1+P_2$  составили 56,2 тыс. т.

На месторождении **Тутек** выявлены три рудоносные зоны (1,3-2,95 км x 0,45-0,75 км) в массиве щелочных сиенитов  $P_{1-2}$ , насыщенных десятками жил (150-800 x 1,7-5,0 x 100-600 м) с полисульфидно-торий-пироклоровой минерализацией. Средние содержания  $Ta_2O_5$  – 0,076%,  $Nb_2O_5$  - 0,076%, U - 0,074%, Th - 0,19%,  $ZrO_2$  – 0,322%,  $\Sigma TR_2O_3$  – 0,01-0,48%,  $LiO_2$  - до 0,15%, На 01.01.1992 г. ресурсы по категориям  $P_1+P_2$ :  $Ta_2O_5$  - 30,6 тыс. т,  $Nb_2O_5$  - 16,4 тыс. т,  $ZrO_2$  - 60,1 тыс. т, U - 2,4 тыс. т, Th - 6,5 тыс. т.

Месторождения разведываются.

### 5.6.3. Рудное поле Путову

Рудное поле Путову расположено в среднем течении р. Арчабаши – правой составляющей верховьев р. Сох и представляет собой линейную зону щелочного метасоматоза, развитую в надинтрузивных частях щелочных сиенитов матчайского комплекса среди зеленосланцевых образований силура.

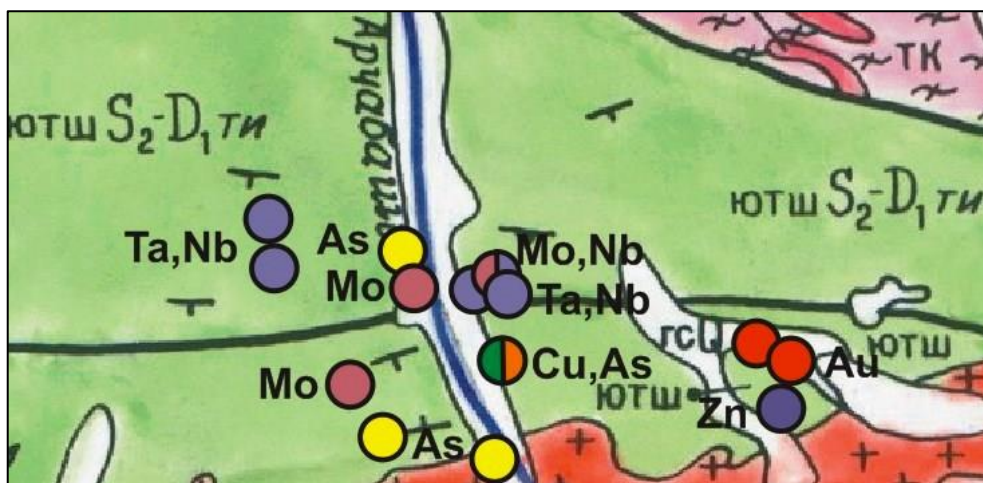


Рис. 5.55. Геодинамическая карта рудного поля Путову

В пределах поля развиты многочисленные дайки и шток карбонатитов, выявлена пироклоровая, колумбитовая, сфалеритовая, галенитовая, торитовая минерализации, шлиховые и литохимические аномалии Nb, Pb, As, Mo, Ta, Th, Au, Zn, что позволяет рекомендовать здесь постановку поисковых работ.

#### 5.6.4. Ходжаачканское рудное поле

Ходжаачканское рудное поле пространственно совпадает с одноименным и Кульпским массивами щелочных пород матчайского комплекса и связанными с ними зонами натрового метасоматоза.

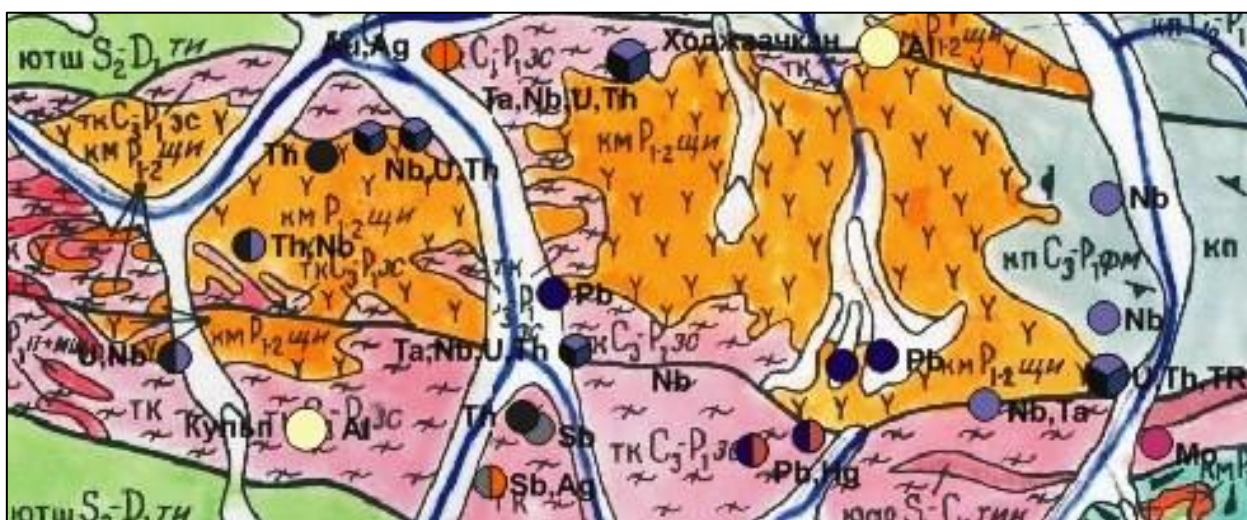


Рис. 5.56. Геодинамическая карта Ходжаачканского рудного поля

В пределах поля известны многочисленные проявления, пункты минерализации колумбита, торита, шлиховые и литохимические аномалии Nb, Th, Sn, Cu, Zn, Pb.

На проявлении **Ходжаачканское** выявлены минерализованные тела альбититов (10-200 x 0,5-10 м) в дайках щелочных сиенитов P<sub>1-2</sub> и вмещающих глинистых сланцах С<sub>3</sub>. Содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,01-0,17%, Та<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,0054-0,0435 (Nb/Та = 2,4-5,9), Zn - до 1%. Запасы тория на 01.01.1950 г. по кат. С<sub>2</sub> составили 8,66 т.

Проявление **Южноконтактовое** представлено жиллообразными рудоносными дайками (500 x 50 м) щелочных сиенитов (P<sub>1-2</sub>), прорывающими карбонатно-сланцевую толщу силура. Содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0,077%, Та<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0,03%, U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - 0,031%

В северо-восточной части массива нефелиновых сиенитов площадью ~10 км<sup>2</sup> расположено месторождение алюминия Ходжаачкан. Средние содержания: SiO<sub>2</sub> – 56,25%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 23,39%, FeO – 1,8%, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 14,94%, кремнистый модуль –

4,23, щелочной модуль - 0,63, нефелин - 12-48%. Ресурсы  $Al_2O_3$  по категории  $P_2$  – около трёх млрд. т.

Незначительная эродированность массива, высокие прогнозные ресурсы позволяют ожидать здесь выявление новых рудных объектов Nb, Ta, Th, U, РЗЭ.

### 5.6.5. Джилису-Джурьсайское рудное поле

Джилису-Джурьсайское рудное поле связано со щелочными породами Джилисуйского и восточной части Ходжаачканского массивов, дайками щелочных сиенитов относящихся к матчайскому комплексу и контролирующих размещение уран-ториевого тантало-ниобиевого и редкоземельного оруденения.

Рудная минерализация локализуется в зонах натрового метасоматоза (фенитизация, альбитизация) вдоль экзоконтактов щелочных пород с терригенными отложениями верхнего палеозоя (участки **Джилису**, **Северное**, **Междуречье**, **Лойсу**). Отмечены многочисленные пункты минерализации, шлиховые и геохимические аномалии Nb, Li, Be, Sn, Pb, F, Ag.

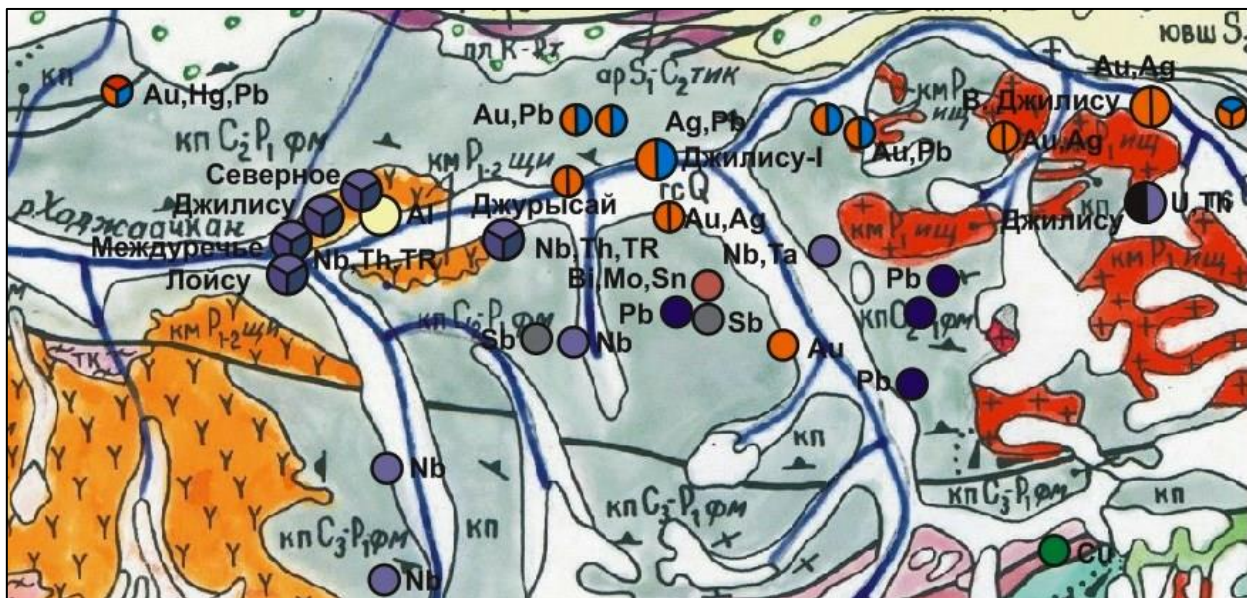


Рис. 5.57. Геодинамическая карта Джилису-Джурьсайского рудного поля

На месторождении **Гаумыш** (участки Семижильный, Гаумыш, Джурьсай) в краевой части сиенитов матчайского комплекса  $P_{1-2}$  роговики, кварцевые жилы, пегматиты, альбититы, содержат ториевую минерализацию (Th – 0,16-0,119-0,123). Подсчитанные запасы тория по категориям  $C_2$  – 57,69 т,  $P_1$  - 340,5 т,  $C_2+P_1$  – 398,19 т.

На месторождении **Джилисуйское** выявлено 14 крутопадающих минерализованных зон (45-455 х 1-80 м) с альбит-пироксено-цирконовой

минерализацией среди роговиков в экзоконтакте массива щелочных сиенитов P<sub>1-2</sub>. Содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0,03-0,149% (0,071%), Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,006-0,013% (0,008%), ZrO<sub>2</sub> – 0,06-0,29% (0,12%), LiO<sub>2</sub> – 0,06-0,41% (0,19%), Th – 0,1-0,5 %. На 01.01.1960 г. запасы по категории C<sub>2</sub> составили: Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 9,47 тыс. т, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1,07 тыс. т, ZrO<sub>2</sub> – 15,9 тыс. т, LiO<sub>2</sub> – 25,9 тыс. т, Th - 10 тыс. т.

В пределах поля помимо редкометалльно-редкоземельной рудной минерализации расположено полиметаллическое месторождения **Джилису**. Содержания свинца в нем колеблются в пределах 0,07-22,96%, меди – 0,95-3,24, цинка – 0,9%, золота - до 0,9 г/т, серебра – 69,9 г/т. Прогнозные ресурсы серебросодержащих свинцово-цинковых руд по категории P<sub>2</sub>: свинец - 916,2 тыс. т, цинк – 156,1 тыс. т, медь – 301,9 тыс. т, серебро – 1213,0 т.

Вдоль южного контакта Джилисуйского массива установлены высококонтрастные гамма-спектроскопические аномалии тория и калия. Благоприятными факторами рудолокализации, повышающими перспективы рудного поля, являются незначительная эродированность интрузивных массивов, обширные зоны натрового метасоматоза надинтрузивных участков вмещающих пород, высокая радиоактивность рудолокализирующих метасоматитов. Учитывая значительные масштабы оруденения, хорошую изученность на уран и торий, рекомендуется постановка комплексных поисково-оценочных работ на тантал, ниобий, редкие земли и полиметаллы.

В целом, по щелочным интрузиям, танталониобиевая и редкоземельная минерализация промышленных масштабов наиболее вероятна для контактовых ореолов Матчайского массива (Дельбек, Тутек,), не вскрытой интрузии в среднем течении р. Арчабаши (рудное поле Путову) и на северо-восточном экзоконтакте Ходжыычканского массива (Джилису-Джурысайское рудное поле).

## 5.7. Зоны термостабилизации (вероятностные рудные поля второго порядка)

В коллизионной структуре региона выделяется восемь очаговых структур (рис. 2.1). Каждая очаговая структура создает вокруг себя тепловое поле, которое эволюционирует во времени (раздел 4.2 - рис. 4.1-4.4).

Значение температуры, при которой скорости растворения и кристаллизации равны, является критическим, а изограда, соответственно, критической. Критическая изограда в области термостабилизации на направлении кумулятивной миграции должна представлять наибольший интерес в отношении прогнозирования рудных объектов.

Внешняя граница области мобилизации для ртути и ряда других элементов проводится по аномальной изограде  $\Delta t = 100^\circ$ , поскольку для глубин плоскости расчета 3-7 км (средние глубины становления массивов коллизионных магматитов) с учетом геометрического градиента, температура внешней границы составит  $100^\circ \text{C}$ . Этой температуры достаточно для удаления сорбционных форм элементов-примесей из минералов и из металлоорганических соединений.

Внешней по отношению к области экстракции (мобилизации) является зона области переноса, где постоянно происходили процессы растворения и рудоотложения.

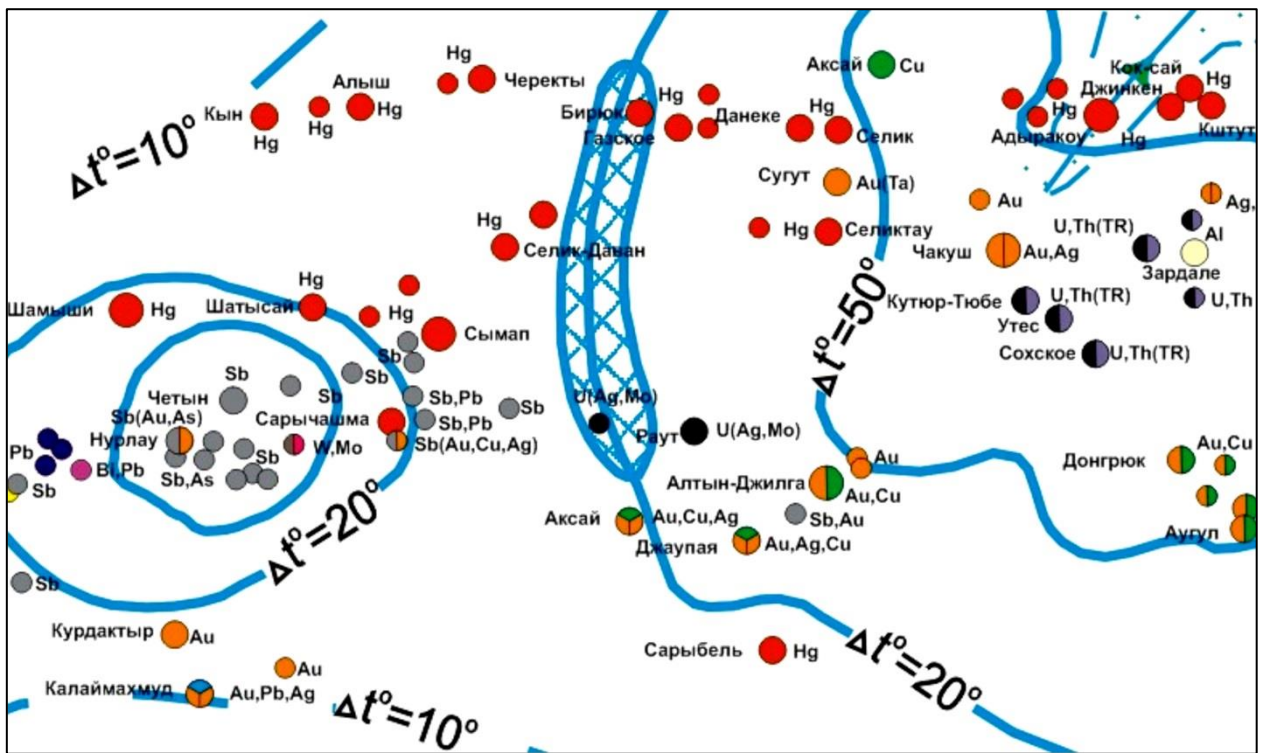
В пределах области мобилизации, локализуются проявления и месторождения Sn, W, Li, Cs, Be, Ta, Nb, TR - элементов с наиболее высоким энергетическим потенциалом, которые мигрируют лишь в P-T условиях, близких к условиям становления магматических очагов, т. е. в данной области можно говорить о рудогенерирующей способности гранитоидов.

В промежуточной зоне (между изоградами  $\Delta t = 100^\circ$  и  $\Delta t = 50^\circ$ ) и на границе зоны мобилизации расположена главная часть объектов золото-полисульфидной формации. Эта зона является критической для данной рудной формации и одновременно областью переноса для элементов с низкими энергетическими потенциалами (Hg, As, F, Sb, отчасти Au, Ag).

Для большинства ртутных и сурьмяных объектов глубина становления оценивается в 1,5-2,5 км, а температура образования наиболее продуктивной стадии  $335^\circ\text{-}200^\circ \text{C}$  /Баринкова, 1987ф/ и они должны располагаться между критическими изоградами  $\Delta t = 10^\circ$  и  $\Delta t = 50^\circ$ , причем наиболее благоприятна изограда  $\Delta t = 20^\circ$ . И действительно, положение **Чаувайского, Кадамджайского** и







**Рис. 5.58а. Рудная схема Сугутской зоны термостабилизации**

Зона включает три субширотные тектонические пластины, сложенные (с севера на юг): известняково-доломитовыми ( $D_{2-3}$ ,  $C_1$ ) и кремнисто-известняковыми ( $C_{1-2}$ ) толщами внутреннего шельфа, вулканогенно-углеродисто-сланцевыми отложениями терригенного шельфа  $O_1-S_2$  и вулканогенно-карбонатными рифтогенными комплексами  $S_2-D_3$ , а также щелочными вулканитами, лаво- и пирокластами  $S_2-D_1$ . Толщи прорваны штоками и рядами даек гранодиоритов - монцодиоритов  $P_1$ , трещинными интрузиями и дайками щелочных сиенитов  $P_2$ .

В северной части зоны с поверхности развито частично стратифицированное и эпигенетическое киноварное оруденение. В западной – как киноварное, так и антимонитовое, а в восточной - золото-кварцевое, (Чакуш), золото-редкометалльное (Сугут) и золото-полисульфидное оруденение (Алтын-Джилга).

На глубинах 500-1500 м на контакте углеродистых сланцев чакушской свиты с карбонатными породами внутреннего шельфа возможно обнаружение золото-сурьмяных руд кончочского типа.



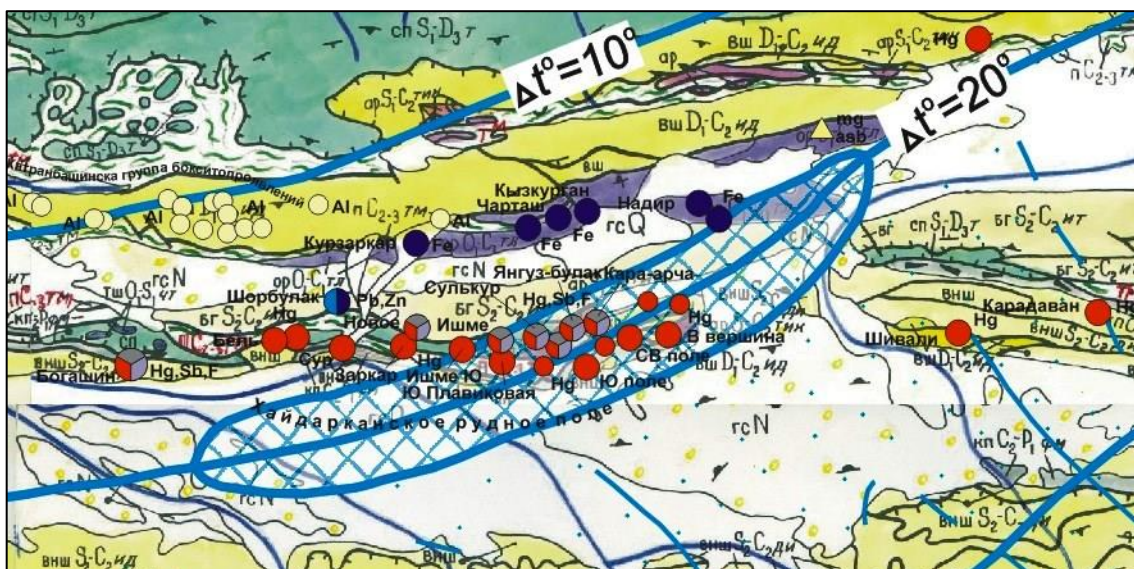


Рис. 5.60. Геодинамическая карта Хайдарканской зоны термостабилизации

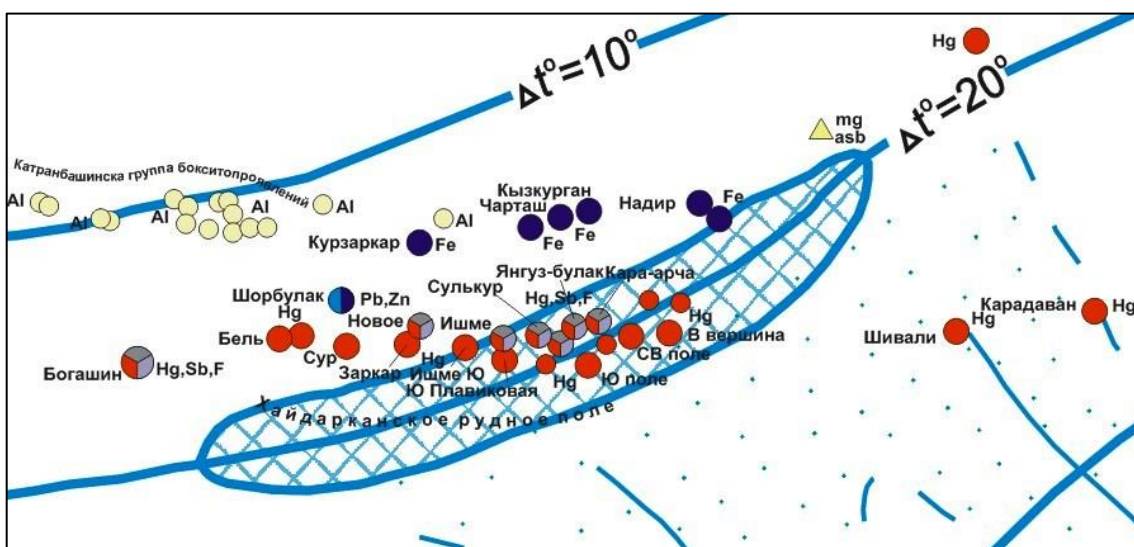


Рис. 5.60а. Рудная схема Хайдарканской зоны термостабилизации

Зона термостабилизации расположена на направлении кумулятивной миграции и ее положение предполагает возможность нахождения сурьмяно-ртутной рудной минерализации комплексного типа на контакте меланжа и карбонатной структуры хр. Катранбаши и монометалльной ртутной - под неоген-четвертичной молассой в известняках Кардаван-Адыракоуской единицы.

#### 5.7.4. Исфайрамская зона термостабилизации

Исфайрамская зона термостабилизации (изограда  $\Delta t = 20^\circ$ ) расположена в междуречье Шахимардан – Исфайрам. Площадь зоны  $\sim 63 \text{ км}^2$ .

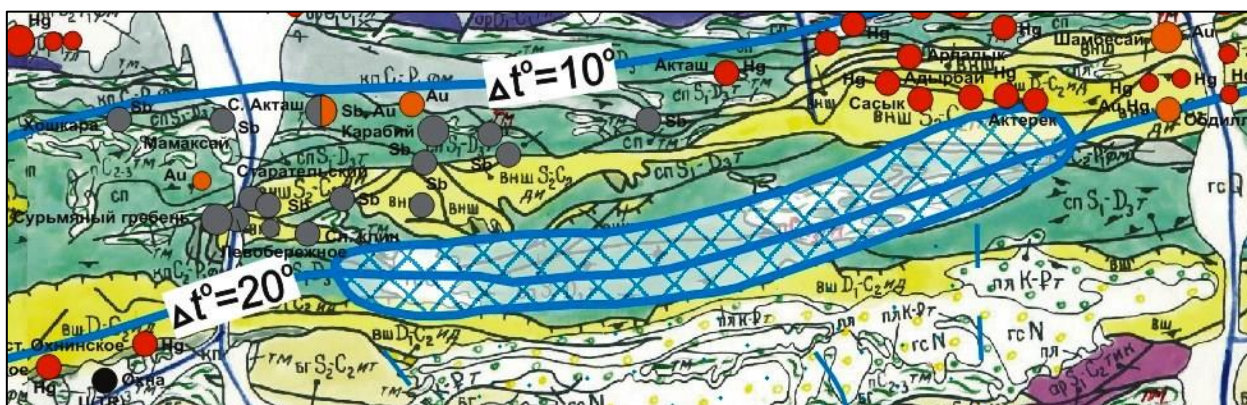


Рис. 5.61. Геодинамическая карта Исфайрамской зоны термостабилизации

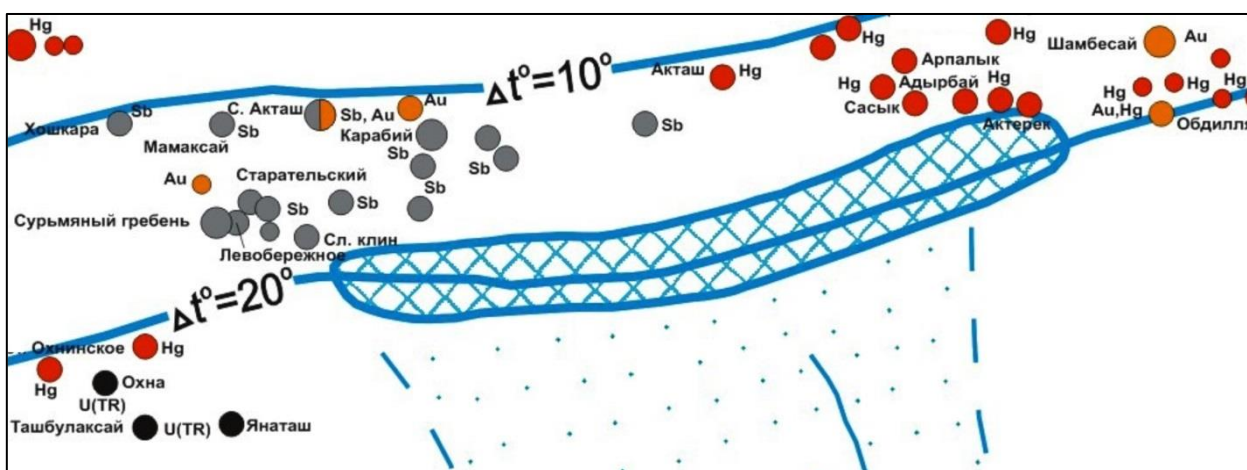


Рис. 5.61а. Рудная схема Исфайрамской зоны термостабилизации

Зона термостабилизации имеет трехчленное строение. С поверхности район представляет область развития аллохтонного Алыш-Сарыкамышского терригенного комплекса, шарьированного на карбонатные породы Катранской и Эккидаванской единиц. Карбонатные породы внешнего и внутреннего шельфа залегают на меланже тульского комплекса и, по сути, представляют собой гигантские глыбы в тектоните.

Зона термостабилизации расположена на направлении кумулятивной миграции и ее положение весьма благоприятно для нахождения комплексной сурьмяно-ртутной и золото-сурьмяной рудной минерализации как на контакте меланжа и карбонатной структуры, так и среди карбонатных пород.

Согласно разработанной геолого-генетической модели (рис. 5.12) основные перспективы зоны термостабилизации связываются с ее глубокими горизонтами,

где возможно обнаружение оруденения, приуроченного к контакту меланжа и карбонатного аллохтона. В бассейне р. Ходжагаир глубина зоны контакта может составлять - 1400-1500 м.

### 5.7.5. Верхне-Джилисуйская зона термостабилизации

Верхне-Джилисуйская зона термостабилизации (по изограде  $\Delta t = 100^\circ$ ) расположена в верховьях р. Джилису в приосевой части Алайского хребта и слагается терригенными породами янгидаванской и ходжаачканской свит, интрузируемых дайками и мелкими штоками гранитоидов караказыкского комплекса  $P_1$ . Площадь зоны  $\sim 8,5 \text{ км}^2$ .

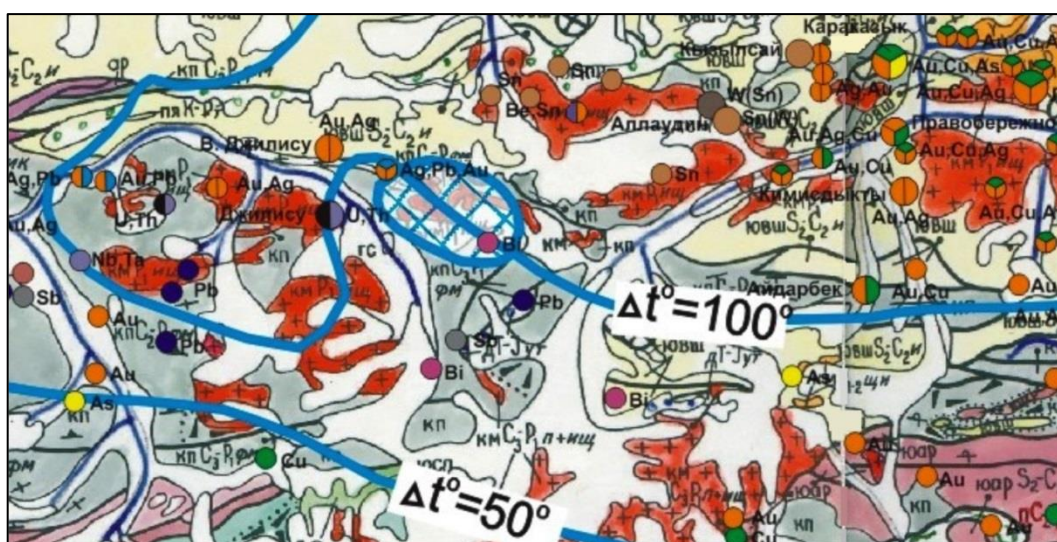


Рис. 5.62. Геодинамическая карта Верхне-Джилисуйской зоны термостабилизации

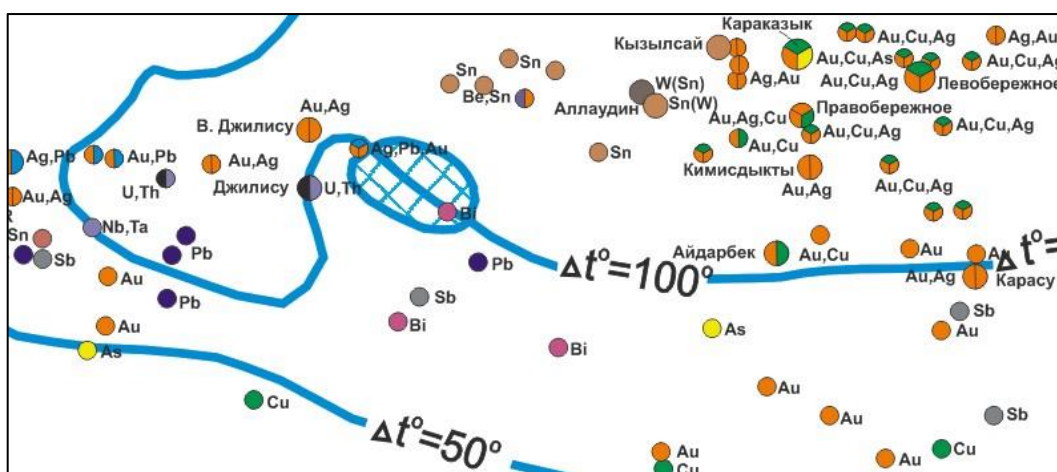


Рис. 5.62а. Рудная схема Верхне-Джилисуйской зоны термостабилизации

По аналогии с Джилисуйским и Караказыкским рудными полями здесь может быть встречено полиметаллическое, редкометалльное и золото-полисульфидное оруденение скарнового типа.

### 5.7.6. Аксуйская зона термостабилизации

Аксуйская зона термостабилизации (по изограде  $\Delta t = 100^\circ$ ) приурочена к провису кровли гранитоидов караказыкского комплекса и расположена между Гавианским и Большим Караказыкским массивами среди известняков и доломитов Эккидаванской единицы. Площадь зоны  $\sim 19 \text{ км}^2$ .

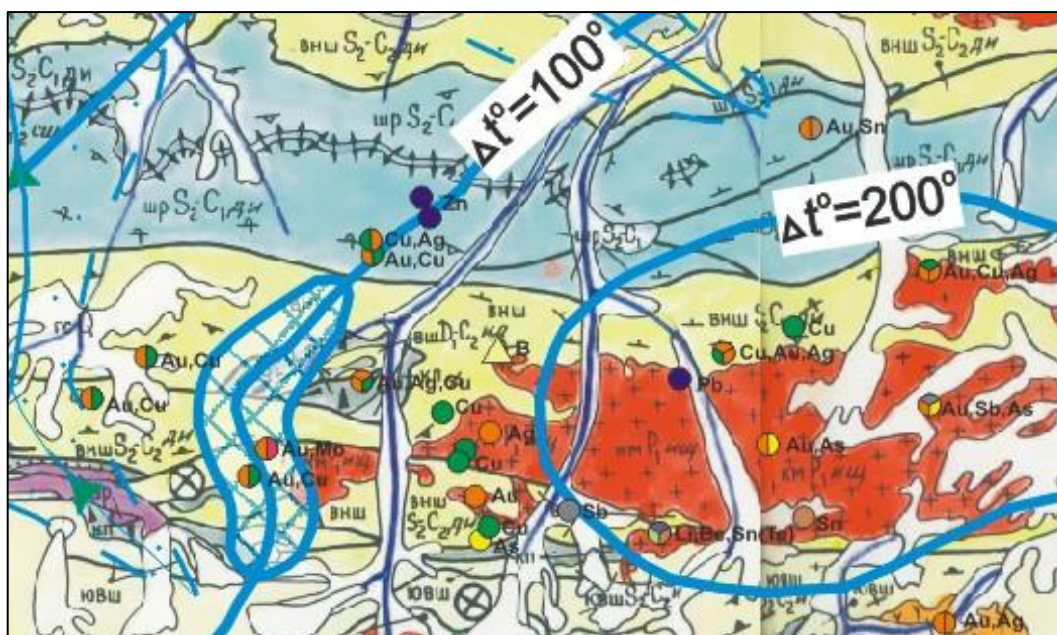


Рис. 5.63. Геодинамическая карта Аксуйской зоны термостабилизации

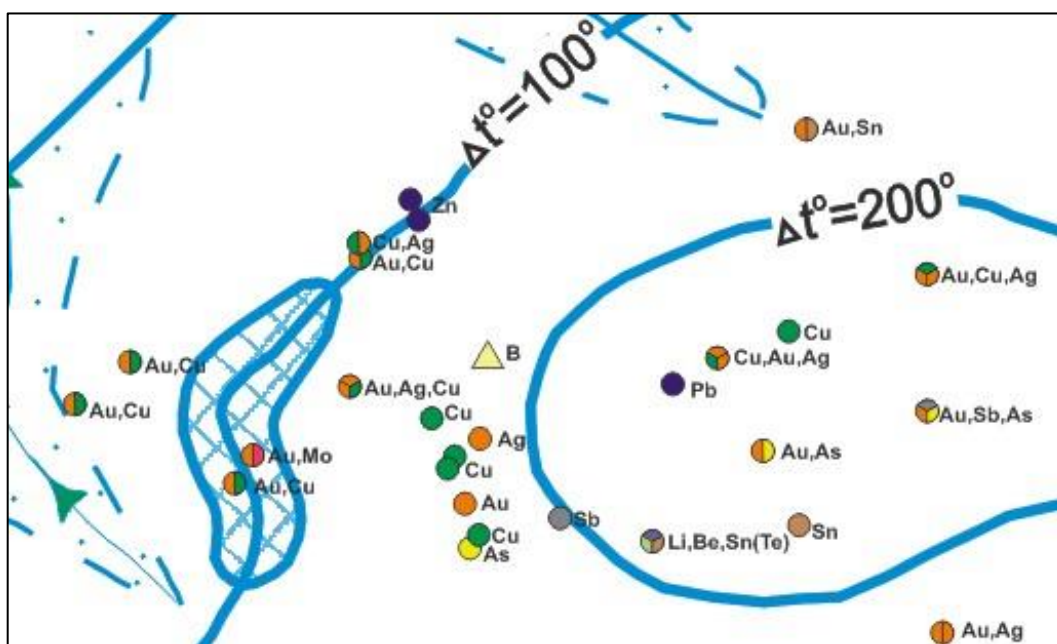


Рис. 5.63а. Рудная схема Аксуйской зоны термостабилизации

По аналогии с Аугульским, Гавианским и Караказыкским рудными полями здесь может быть встречено золото-полисульфидное оруденение скарнового типа.

### 5.7.7. Зона термостабилизации Машалянг

Зона термостабилизации Машалянг (по изограде  $\Delta t = 100^\circ$ ) фиксирует западное погружение Машалянгского массива кварцевых диоритов караказыкского комплекса, прорывающих известняки и доломиты Карадаван-Адыракоуской единицы. Площадь зоны  $\sim 15 \text{ км}^2$ .

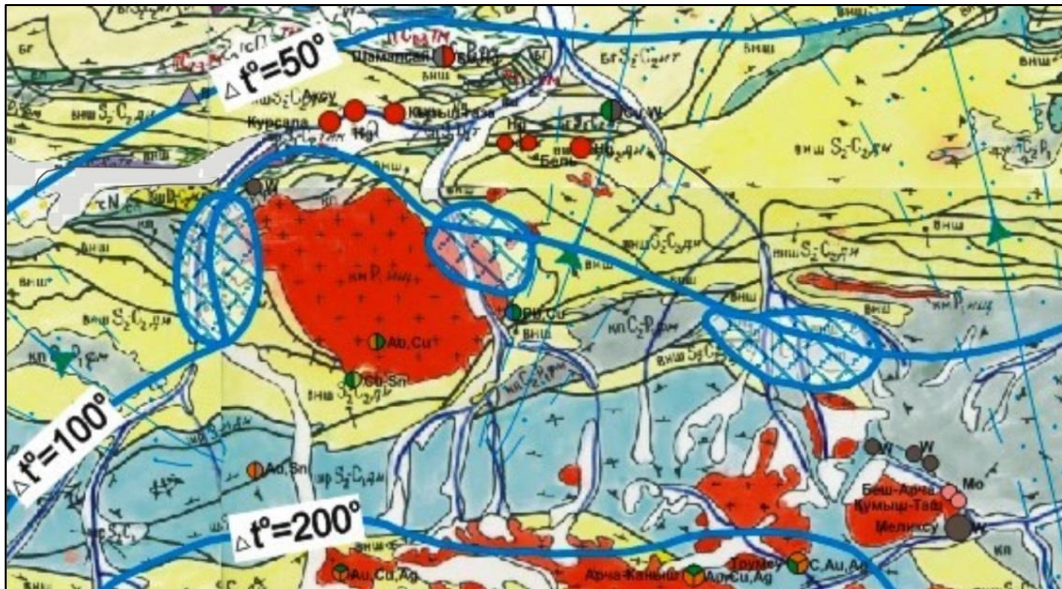


Рис. 5.64. Геодинамическая карта зон термостабилизации Машалянг, Дугова, Курбан-кель

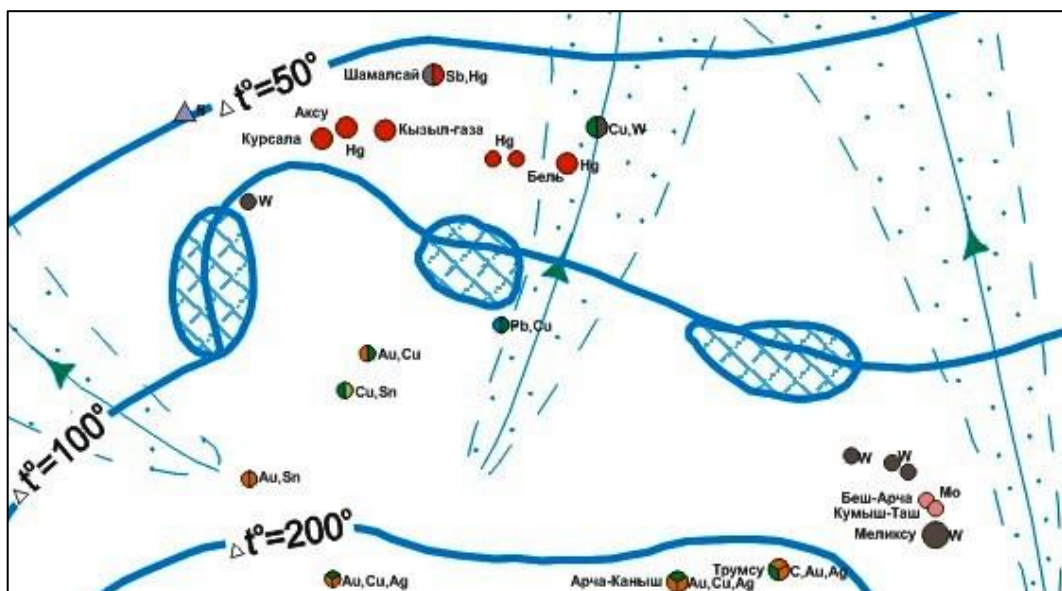


Рис. 5.64а. Рудная схема зон термостабилизации Машалянг, Дугова, Курбан-кель

Приконтактные фации на меридиане р. Аксу могут содержать скарновое золото-полисульфидное оруденение на глубинах 700-1000 м.

### **5.7.8. Зона термостабилизации Дугова**

Зона термостабилизации Дугова (по изограде  $\Delta t = 100^\circ$ ) приурочена к восточному погружению Машалянгского массива кварцевых диоритов караказыкского комплекса, прорывающих известняки и доломиты Карадаван-Адыракоуской единицы (рис. 5.64). Площадь зоны  $\sim 12 \text{ км}^2$ .

Приконтактные фации на меридиане р. Дугова могут содержать скарновое золото-полисульфидное оруденение на глубинах 700-1000 м.

### **5.7.9. Зона термостабилизации Курбан-кель**

Зона термостабилизации Курбан-кель (по изограде  $\Delta t = 100^\circ$ ) расположена в среднем течении р. Коксу (северная) на северном погружении Сурметашского гранитоидного массива среди флишево-молассовых образований коллизионного прогиба  $C_3-P_1$ , перекрывающих карбонатные отложения внутреннего шельфа (рис. 5.64). Площадь зоны  $\sim 16 \text{ км}^2$ .

Здесь возможно обнаружение оруденения оловорудного и скарново-шеелитового типа, подобного месторождениям Аллаудин, Меликсу локализующихся на контактах химически разнородных пород (гранитоиды - доломиты, известняки).



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Туркестано-Алайский регион включает месторождения и проявления Кызылкумо-Ферганского полиметаллического, Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного, Туркестано-Алайского золотосульфидного, Туркестанского редкоземельного и Зеравшано-Гиссарского золото-ртутно-сурьмяного поясов.

Большое разнообразие рудных объектов и близширотная металлогеническая зональность в целом обусловлена совмещением и взаимодействием различных геодинамических обстановок и слагающих их СВК. Герцинская коллизия, создавшая тектонический план региона и термоградиентное поле интрузивного магматизма существенно повлияла на первичное распределение металлов в СВК, вовлекая их в миграционные процессы. При этом широко развитые глыбово-хаотические металлоносные комплексы (меланжи) являлись как источником металлов, так и благоприятной средой для теплопереноса рудоносных флюидов. Сочетание всех геодинамических факторов тем самым создало предпосылки для формирования месторождений и металлогенического облика региона.

### **Выводы:**

1. Туркестано-Алайский регион в целом является высокоперспективным на выявление новых объектов благородных металлов, полиметаллического оруденения, ртути и сурьмы, олова, вольфрама, тантала и ниобия, РЗЭ.
2. Перспективы полиметаллического оруденения Кызылкумо-Ферганского пояса могут быть расширены за счет глубоких горизонтов Канского рудного поля. Здесь также возможно обнаружение промышленных золоторудных тел.
3. Весьма высоки перспективы Хайдарканского и Кадамджайского рудных полей, а также зон термостабилизации Южно-Ферганского пояса на выявление новых объектов сурьмяного и золотого оруденения, а увеличение ресурсов связываются с их глубокими горизонтами.
4. Оловорудная минерализация промышленного типа может быть обнаружена лишь в районах развития гранитоидов сурметашского комплекса и связанной с ними Курбан-кельской зоны термостабилизации.
5. Основные перспективы для выявления вольфрамовых объектов следует связывать с районом развития термально-купольного метаморфизма (Кызылкумо-Туркестанский пояс).

6. Наиболее перспективными в Туркестано-Алайском поясе на золото являются слабоэродированные участки развития гранитоидов караказыкского и трумсуйского комплексов, особенно при их пространственном совмещении с металлоносными углеродистыми СВК (Ничкесуйское, Абшир-Гезартское, Чакушское и др. рудные поля).

7. Танталониобиевая и редкоземельная минерализация промышленных масштабов весьма вероятна для контактовых ореолов щелочных массивов матчайского комплекса (Дельбек, Тутек, рудное поле Путову).

# ЛИТЕРАТУРА

## А. Опубликованная

- Абакумова Л.Н.** Офиолиты Туркестано-Алая. Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ. Автореф. дисс. канд. геол. – минерал, наук. Санкт-Петербург, СПбГУ, 1992.
- Абакумова Л.Н., Буйдина А.В.** Пикриты Южной Ферганы и некоторые вопросы их происхождения. // Вест. ЛГУ, серия 7, 1988, вып. 3, с. 94-99.
- Абакумова Л.Н., Кузнецов Л.В., Куренков С.И., Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С.** Экскурсии по Южному Тянь-Шаню (северные предгорья Алайского хребта). Офиолиты Сарталинской полосы. Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск, 1989, с. 71-87.
- Абакумова Л.Н., Ненахов В.М.** Габбро-перидотитовая формация Южной Ферганы. // Бюлл. МОИМ. Отд. геол. 1988, т.83, вып.2, с. 130-140.
- Абрамович И.И., Клужин И.Г.** Петрохимия и глубинное строение Земли. Л, Недра, 1978, 375 с.
- Алексеев И.В., Костенко А.И., Цюнь О.В., Чеджемов Г.Х.** Об абсолютном возрасте некоторых пород Канского массива. // Геолог. сб. Львовского геологического общества, 1968, N 10, с. 178-181.
- Аматов С., Детыненко И.А.** Органическое вещество в рудоносных высокоуглеродистых отложениях Южного Тянь-Шаня. Проблемы стратиформных месторождений. Часть II. Чита, изд. ЧПИ, 1990, с. 135-136.
- Бадалов С.Т.** Геохимические циклы важнейших рудообразующих элементов. Ташкент, Фан, 1982, 168 с.
- Бадалов С.Т.** Геохимические свойства главнейших породо- и рудообразующих элементов. Ташкент, Фан, 1987, 168 с.
- Бадалов С.Т.** Геохимические особенности рудообразующих систем. Ташкент, Фан, 1991, 142 с.
- Бакиров А.Б.** Эндогенные геологические формации Киргизии. Книга 2. Метаморфические формации. Фрунзе, Илим, 1984, 214 с.
- Бакиров А.Б.** Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1978, 260 с.
- Банникова Л.А.** Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М., Наука, 1990, 203 с.
- Батанова В.Г., Карякин Ю.В., Куренков С.И., Перфильев А.С., Щербаков С.И.** Дифференцированный силл в офиолитах Сартале (Южный Тянь-Шань). // ДАН СССР, 1988, т. 300, с. 1185-1189.
- Белов С.И., Куренков С.И., Ненахов В.М., Перфильев А.С.** Модель тектонического развития Южного Тянь-Шаня. // Тез. докл. XX всесоюзного тектонического совещания. 1987, с. 9-13.
- Белов С.И., Куренков С.И., Ненахов В.М., Перфильев А.С.** Средне- и крупномасштабные тектонические карты герцинид Алая (Южный Тянь-Шань). // Тез. докл. XXI Всесоюзного тектонического совещания. М., 1988, с. 11-13.
- Белов С.И.** Геология и геодинамическая позиция ртутно-сурьмяных месторождений Туркестано-Алая. Автореф. дисс. канд. геол. – минерал, наук. / Воронеж, ВГУ, 1998.
- Белоусов В.И.** Олисторомы и стратиформное сурьмяно-ртутное оруденение Алая. Условия образования, методы изучения и прогноза стратиформных месторождений редких и благородных металлов. Фрунзе, изд. ФПИ, 1983, с. 156-166.
- Бергер В.И.** Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978, 240 с.
- Бигаева И.Р.** Использование нейтронно-активационных методов в калий-аргоновой геохронологии, Автореф. дисс. канд. геол.- минерал. наук. 1970, 17 с.
- Бискэ Г.С.** Палеозой Южного Тянь-Шаня (Геологическая структура и стратиграфия). Автореф. дисс. докт. геол.- минерал. наук. Л., ЛГУ, 1990.
- Бискэ Г.С.** Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня. Геотектоника, 1991, N 2, с. 41-46.
- Буйдина И.В.** Петрология офиолитов Южной Ферганы. Автореф. дисс. канд. геол.- минерал, наук. Л., ЛГУ, 1987, 18 с.
- Буртман В.С.** Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М. Наука, 1976. 164 с.
- Ванина Л.В.** О геодинамической обстановке формирования вулканитов Южной "антиклинали" (Южный Тянь-Шань, Восточный Карачатыр). // Изв. АН Кирг. ССР. Науки о земле. 1988, N 3, с. 40-41.
- Ваулин О.В.** Парагенетические ассоциации химических элементов даудинской группы сурьмяных проявлений (Кирг. ССР). // Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 42, 1989, с. 102-108.
- Ваулин О.В.** Унаследованность состава рудных объектов от специализации углеродистых толщ (Южный Тянь-Шань). // Зап. Узб. отд. ВМО, 1991, вып. 44, с. 88-93.

- Ваулин О.В.** Геодинамические обстановки и формирование джаспероидных месторождений Южной Ферганы. // Зап. Узб. отд. ВМО, 1992, вып. 45, с. 94-98.
- Ваулин О.В., Кирсанов А.В.** Влияние регионального метаморфизма на миграцию рудогенных элементов в углеродистых отложениях Туркестанского хребта. // Зап. Узб. отд. ВМО, 1990, вып. 43, с. 105-110.
- Ваулин О.В., Пихота Н.А., Болгарь И.Д., Ненахов В.И.** Геодинамические обстановки и ртутно-сурьмяное рудообразование в Туркестано-Алае. Разработка генетических моделей рудных формаций месторождений сурьмы и ртути. // Экспресс информации, вып. 17. Душанбе, 1990, с.15-17.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М. Недра, 1379, 225 с.
- Висьневский Я.С.** Северные предгорья Алайского хребта (Южная Фергана). Петрография Узбекистана, Т. 2. Ташкент, Наука, 1965, с. 168 -165.
- Вишневский Л.В., Алексеев И.С., Соловьева М.Н.** Верхнепалеозойские олистостромовые толщи северного склона Алайского хребта (Южная Фергана). // ДАН СССР, 1982, т. 266. № 4, с. 936-940.
- Геодинамические реконструкции.** Л. Недра, 1989, 278 с.
- Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев.** М., Наука, 1981, 120 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200000.** Серия Алай-Кокшаальская. Лист J-42-VI. Составители И.А. Марушкин, З.М. Ляшкевич, редактор Д. П. Резвой. Москва, 1969.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000.** Серия Алай-Кокшаальская. Лист K-42-XXXVI. Составители М.А. Рывкин, Ю.И. Ложкин, редактор А.С. Аделунг. М., Недра, 1965.
- Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Кн. 1. Геологическое описание.** М., Наука, 1972, 280 с.
- Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня.** Фрунзе, Илим, 1989, 157 с.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А.** Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М., Наука, 1986, 173 с.
- Ждан А.В.** О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта. Геотектоника, 1985, М., № 2, с. 57-66.
- Ждан А.В.** Ультрабазиты Южной Ферганы. Советская геология, 1983, №7, с. 87-94.
- Ильинский Г.А.** Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л., изд. ЛГУ, 1970, 165 с.
- Ифантопуло Т.Н.** Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая. М., Недра, 1986, 224 с.
- Книппер А.Л., Куренков С.А., Савельева Г.Н.** Изучение и картирование офиолитовых комплексов /Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования/. М., Наука, 1990, с. 43-72.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М., Мир, 1979, 262 с.
- Комар В.И., Цукорник И.Г., Березанский А.В., Ваулин О.В.** Особенности геолого-структурной позиции сурьмяной минерализации в восточной части Туркестанского хребта и их использование при комплексном прогнозировании. // Задачи прогнозирования, поисков, оценки и освоения месторождений полезных ископаемых. VI Респ. н.–т. конф. молодых ученых и специалистов-геологов 17-20 марта 1986 г. Тез. докл. Алма-Ата, КазИМС, 1986, с. 26
- Котельников В.И.** Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань) масштаба 1:500000. Л., 1987.
- Кравченко Г.Г.** Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. М., Изд. Ан СССР, 1961, 318 с.
- Кузнецов Л.В., Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С.** Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта. Геотектоника, 1990, №5. с. 69-80.
- Куренков С.А.** Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). Геотектоника, 1978, № 5, с. 84-98.
- Куренков С.А.** Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., Наука, 1983, 96 с.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М., Аристов В.А. и др.** Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). / Внутриплитные явления в земной коре. М., Наука, 1988, с. 71-102.
- Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.П.** Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая. // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983, с. 78-86.
- Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В., Хрестенков П.А.** Мономиктовый терригенный меланж Алайского хребта. Геотектоника, 1992а, №3, с. 37-44.
- Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.** Позднепалеозойские олистостромы южного склона Алайского хребта. Литология и полезные ископаемые, 1992б, №3, с. 61-70.
- Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Хрестенков П.А.** Кремнистая олистострома - новый тип микститов Южного Тянь-Шаня. Литология и полезные ископаемые, 1991, №4, с. 128-133.
- Макарычев Г.И.** Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., Наука, 1978, 196 с.

- Маркова Э.А.** Вещественный состав руд сульфосольно-антимонитового месторождения Капчигаг-Южный. // Минералого-геохимические особенности ртутных и сурьмяных месторождений. М., ИМГРЭ, 1985, с. 39-44.
- Масленников В.В.** Геодинамические условия формирования ртутных, сурьмяных и оловорудных месторождений. Советская геология, 1989, №7, с.15-24.
- Мелешко А.И., Безрьянов А.В., Федорченко Н.М.** Геохимические особенности месторождений сурьмы и ртути джаспероидного типа. // Минералого-геохимические особенности ртутных и сурьмяных месторождений. М., ИМГРЭ, 1985, с. 33-38.
- Митчелл А., Гарсон М.** Глобальная тектоническая позиций минеральных месторождений. М, Мир, 1984, 495 с.
- Ненахов В.М.** Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая. Автореф. дисс. канд. геол. – минерал. наук. Л., изд. ЛГУ, 1988, 13 с.
- Ненахов В.М., Абакумова Л.Н.** О строении расслоенных комплексов офиолитовых ассоциаций (на примере Южной Ферганы). ДАН АН СССР, 1987, т. 295, №2, с. 460-463.
- Ненахов В.М., Абакумова Л.Н., Кузнецов Л.В., Хрестенков П.А., Иваников В.В.** Интрузивные комплексы Туркестано-Алая. // Изв. АН Кирг. ССР, Сер. естеств. и техн. наук, 1990, №3, с. 73-86.
- Ненахов В.М., Ваулин О.В.** Палеогеодинамические обстановки и эволюция рудообразования в Туркестано-Алае. Советская геология, 1992, №8, с. 43-48.
- Никоноров В.В.** Серпентиниты и ртутное оруденение в горах Карачатыр. /Труды упр. геол. Кирг. ССР, 1974, с. 69-70.
- Никоноров В.В., Караев Ю.В, Борисов Ф.И., Тольский В.И., Замалетдинов Т.С., Ларина Т.В., Горбанева Т.В.** Золото Кыргызстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. Бишкек: Наси, 2004.
- Никоноров В.В., Караев Ю.В, Борисов Ф.И., Тольский В.И., Замалетдинов Т.С., Ларина Т.В., Горбанева Т.В.** Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. Бишкек: Наси, 2004.
- Оболенский А.А.** Физико-химические условия образования ртутных месторождений. // Металлогения ртути. М., Недра,1976, с. 68-77.
- Озерова Н.А.** Некоторые вопросы геохимии ртути и проблема источников рудного вещества. // Металлогении ртути. М., Недра, 1976, с. 28-42.
- Осмонбетов К.О.** Геология и металлогения Кыргызстана. Бишкек, 1999.
- Панин В.М.** Полиметаллическое оруденение девонских формаций ферганской переходной структурно-формационной зоны. Проблемы стратиформных месторождений. Часть II. Чита, изд. ЧПИ, 1990, с. 55-57.
- Панкратьев П.В. и др.** Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Учкулачского рудного поля. Ташкент, Фан, 1990, 282 с.
- Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С.** Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции. // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 134-165.
- Попов В.М.** Проблема генезиса пластовых месторождений ртути. Ртуть в осадочных породах. Фрунзе, Илим, 1970, с. 3-30.
- Поршняков Г.С.** Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., изд. ЛГУ, 1973, 216 с.
- Поршняков Г.С.** Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня. // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983, с. 66-73.
- Пояркова Э.В.** Схема магматизма Южной Ферганы. ДАН Уз. ССР, 1970, №8, с. 45-48.
- Резвой Д.П.** Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовского гос. ун-та, 1959.
- Семенов Ю.Л.** Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л., Недра, 1982, 212 с.
- Синицын Н.М.** Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., изд. ЛГУ, 1960, 220 с.
- Сургай В.Т.** Ртуть в процессе литогенеза. /Региональная геохимия Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1976, с. 66-88.
- Сургай В.Т.** О природе сурьмяно-ртутного оруденения. - Геология рудных месторождений, 1980, №3, с. 3-14.
- Тимофеева Т.С.** Нестабильные изотопы химических элементов и их роль в процессе рудообразования. // Зап. Узб. отд. ВМО, 1990, вып. 43, с.114-118.
- Турдукуев И.Д.** Стратифицированные ртутные месторождения в карбонатных формациях Тянь-Шаня. // Ртуть в осадочных породах. Фрунзе, Илим, 1970, с. 92-126.
- Уилсон Дж. Л.** Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.
- Укудеев Т.** Строение и условия образования Туркестанского метаморфического комплекса. Автореф. дисс. канд. геол. - мин. наук, Фрунзе, 1973, 16 с.
- Федорчук В.Н.** Геология ртути. М., Недра, 1983, 270 с.
- Федорчук В.Н.** Геология сурьмы. М., Недра, 1985, 266 с.

- Халматов А.Х.** Геолого-петрографическая характеристика осадочно-эффузивной толщи силура долины Сары-Тале (Южная Фергана). // Зап. Уз. отд. ВМО, 1962, вып. 14, с. 57-59.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.** О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991, №12, с. 74-82.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В.** О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня. // Вестн. ВИНТИ, № 8, Геология, 1984, с. 98-104.
- Чернышук В.П.** Олисторомы Туркестано-Алая. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, №1, с. 57-63.
- Чернышук В.П.** Заметка о гравитационных тектонических процессах в Южной Фергане (на примере хребта Катран). // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1980, т. 55, вып. 2, с. 39-41.
- Шамшиев О.** Закономерности распределения золота в углеродистых формациях северного Алая (Южный Тянь-Шань). // Золотоносность Тянь-Шаня. Тр. ЦНИГРИ, вып. 193, М., 1984, с. 53-57.
- Шамшиев О.** Минеральный и генетические типы рудных месторождений в осадочных формациях Алая. // Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений. Фрунзе, Илим, 1987, с. 62-67.
- Шинкарев Н.Ф.** Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., изд. ЛГУ, 1966, 150 с.
- Шульц С.С. мл.** Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Мин-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т.- Л.: Недра, 1991.- 144 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимия черных сланцев. Л., Наука, 1988, 272 с.
- Klishevich V.L., Biske Y.S., Savisky Y.V., Eykxgorn T.E.** Biostratigraphy of the lower and middle Devonian Beds of the Shakhimardan River Basin, Southern Fergana. - Contr. Forsch. Inst., 1985, p. 83-92.
- Pearse J.A., Harris N.B.W., Tindle A.K.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. – J. Petrol., 1984, v. 25, pt. 4, p. 956-963.

## Б. Фондовая

- Абакумова Л.Н.** Офиолиты Туркестано-Алая. Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПбГУ, Санкт-Петербург, 1992, 231 с.
- Абакумова Л.Н., Ненахов В.М.** Изучение офиолитов при ГПГК-50. ЮКГЭ, Ош, 1992.
- Алексеев В.В. и др.** Отчет о комплексных геофизических работах на западном фланге Кадамджайского рудного поля в 1978-1981 гг. ЮКГЭ, Ош, 1981.
- Байдаков М.Я., Горянов В.Б. и др.** Геологическое строение части левобережья р. Шахимардан. Отчет по геологической съемке масштаба 1:25000 листов К-42-144-В-в (Дженбулак) и К-42-144-В-г (Охна). ЮКГЭ, Ош, 1962.
- Баногин С.Н., Кугуракова Л.Н. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов 8-29-Б-б, 8-30-А-а,б. Отчет Богашинской ПСП по поисково-съемочным работам масштаба 1:25000 за 1987-1989 гг. ЮКГЭ, Ош, 1969.
- Баногин С.П., Мякинников В.И. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые средней части бассейна р. Сох (листы -42-19-Г-г; J-42-11-В-в). Отчет по геологической съемке и поискам Сарыбельской ПСП масштаба 1:25000 за 1965-1967 гг. ЮКГЭ, Ош, 1967.
- Баринкова Н.Ю. и др.** Отчет по теме "Изучение минералого-геохимических критериев оценки оруденения джаспероидного типа на примере месторождения Чаувай. ИМГРЭ, М., 1987.
- Белов С.И.** (отв. исполн.). Отчет о работах по подготовке к изданию группы листов карт геологического содержания масштаба 1:50000 Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, проведенных в 1983-1988 г. ЮКГЭ, Ош, 1988.
- Белов С.И.** (отв. исполн.). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:50000. Туркестано-Алайская группа листов К-42-142-Г; К-42-143-В, Г; J-42-10-Б; J-42-11-А, Б; J-42-12-А, Б; J-43-1-А, Б. ЮКГЭ, Ош, 1991.
- Белоусов В.И., Пименов В.А. и др.** Отчет по результатам детальных поисковых работ масштаба 1:10000 в пределах Сарталинской площади в 1978-1980 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1980.
- Березанский А.В.** (отв. исполн.). Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Сох - Аку. Отчет Туркестанской партии о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 в пределах листов J-42-7-Б-в, г; J-42-7-Г; J-42-8-А-в-3,4; г-3,4; J-42-8-Б-в-3,4; J-42-8-В; J-42-Н-Г; J-42-9-В-в,г; J-42-10-В-в,г; J-42-10-Г-в; J-42-19-Б-б; J-42-20-А-а,б; J-42-20-Б-а,б; J-42-21-Б-а,б; J-42-22-А-а; (Туркестанский хребет) по работам 1981-87 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1987.
- Березанский А.В.** (отв. исполн.). Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Исфара - Сох. Отчет Восточно-Туркестанской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50000 площади листов J-42-22-А-б; Б; Г-а,б; J-42-23-А; Б-а,б; В-а; J-42-А-а; геологическому доизучению площадей масштаба 1:50000 листов J-42-10-А-б,в,г; Б; В-а,б; Г-а,б,г; J-42-11-В-в по работам 1987-1992 гг. ЮКГЭ, Ош, 1992.
- Березанский А.В.** (отв. исполн.). Геологическое строение и полезные ископаемые Сулюктинского

горнорудного района (Тохтабузская площадь). Отчет о результатах геологической съемки (листы J-42-9-А-б-4-южная половина, в, г; Б-а-2, 3, 4, б, в, г), геологического доизучения (листы J-42-8-А-а, б, в-1, 2, г-1, 2; Б-а, б, в-1, 2, г-1; J-42-9-А-а, б-1, 2, 3, 4 - северная половина; Б-а-1; В-а, б; Г-а, б; К-42-140-Б-Г, В, Г; К-42-141-А-В, В, Г-а, в, г) и общих поисков масштаба 1:50000, проведенных Тохтабузской партией в 1993-1998 гг. ЮКГЭ, Ош, 1999.

**Бискэ Г.С., Григорьева Л.В., Буйдина А.В. и другие.** Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов К-43-XXXI (Ош), К-43-XXXП (Гульча). Отчет Акбуринской партии по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200000. НИИЗК ЛГУ, Л., 1989.

**Бискэ Г.С.** Палеозой Южного Тянь-Шаня (геологическая структура и стратиграфия). Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ЛГУ, Л., 1989.

**Болгарь Б.Д., Белов С.И., Хайбуллина Т.В.** Отчет о работах по составлению легенды к Туркестано-Алайской серии листов, проведенных в 1979-1982 гг. ЮКГЭ, Ош, 1982.

**Болгарь Б.Д., Попов В.Г. и др.** Геология и полезные ископаемые центральной части Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса (междуречье Шахимардан - Киргизата). Отчет Караджегачской поисково-ревизионной партии о результатах работ по геологическому доизучению ранее заснятых площадей масштаба 1:50000 за 1973-1978 гг., ЮКГЭ, Ош, 1976.

**Бригинский А.А.** (отв. исполн.). Отчет "Групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 верховьев р. Зеравшан. ПО Таджикгеология, Кайраккумская ГРЭ, пос. Сырдарьинский, 1988.

**Буйдина А.В.** Петрология офиолитов Южной Ферганы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ЛГУ, Л., 1987.

**Бурцев В.В., Жук В.П. и др.** Геологическое строение части хребтов Катран-Тау и Катран-Баши (листы К-42-143-Г-в и К-42-143-Г-г). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25 000, проведенным в 1959-61 гг. ЮКГЭ, Ош, 1961.

**Висьневский Я.С.** Петрография основных и ультраосновных пород Южной Ферганы. САИГИМС, Ташкент, 1960.

**Гончаров И.И., Ждан А.В., Осетров А.Е. и др.** Геологическое строение части междуречья Сох-Шахимардан (листы J-42-12-А-а, 3J-42-12-А-б). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25000 за 1959-61 гг. ЮКГЭ, Ош, 1962.

**Гончаров А.И., Сафин В.С. и др.** Геологическое строение, закономерности размещения полезных ископаемых и перспективы Карабулак - Хайдарканской рудной кулисы. Отчет по результатам работ по обобщению детальных геологических карт и поисков в масштабе 1:50000 (листы 8-29-А-б, 8-29-Б, 8-30-А-а, б; 8-30-Б-а, б; 8-31-А-а, б) за 1965-69 гг. ЮКГЭ, Ош, 1969.

**Горянов В.Б., Ковнурко Г.М., Шванов В.М., Яговкин А.В.** Эффузивные комплексы среднего палеозоя и метаморфические сланцы юго-западной Киргизии. Окончательный отчет Киргизатинской партии по работам за 1969-1972 гг. ЮКГЭ, Ош, 1972.

**Горянов В.Б., Кухнар Л.В., Ярушевский Г.А. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Шахимардан - Исфайрам. Листы К-42-144-Г-а, К-42-144-Г-б, К-43-133-В-а. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25000 за 1961 г. ЮКГЭ, Ош, 1961.

**Додонова Т.А., Захаров И.Л., Помазков К.Д. и другие.** Магматизм Туркестанского, Алайского, и юго-восточной части Ферганского хребтов (в пределах Киргизской ССР). Окончательный отчет Петрологической партии по работам 1970-1972 гг. СКГЭ, Фрунзе, 1972.

**Долматов В.И., Сергеев В.А.** Геологическое строение Кадамджайского рудного поля. Отчет по геологической съемке масштаба 1:25000 листа К-42-144-В-6 за 1958 г. ЮКГЭ, Ош, 1960.

**Ждан А.В., Котельников В.И. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые части междуречья Чиле - Киргизата - Акбура (листы 6-152-Г-г, 6-153-В, Г). Отчет Гезартской ПСП по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:50000 за 1965-1967 гг. ЮКГЭ, Ош, 1967.

**Ждан А.В., Попов Л.Г., Солошенко И.И.** Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Джилгинсай - Араван (листы К-43-121-Г и К-43-122-В). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25000 и 1:50000 за 1968-70 гг. ЮКГЭ, Ош, 1970.

**Жук В.П., Лященко А.М.** Геологическое строение и полезные ископаемые части междуречья Шахимардан - Сох (лист К-42-144-В-а). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25000, проведенных в 1961 г. ЮКГЭ, Ош, 1962.

**Зайд П.В., Савельева В.И.** Отчет Аксуйской ПРП по результатам работ 1969-1972 гг. Регистрационная карта рудоносности Туркестано-Алая (масштаб 1:100000). ЮКГЭ, Ош, 1972.

**Зайд П.В., Савельева В.И. и др.** Геологическое строение части междуречья Сох - Кшемыш (листы J-42-10-г, а, б). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ Сымапского отряда ЮФРСП в 1962, в масштабе 1:25000. ЮКГЭ, Ош, 1963.

**Зайд П.В., Савельева В.И.** Отчет о результатах поисковых и ревизионных работ масштаба 1:50 000 на южном склоне Алайского хребта. Листы J-42-12-В, Г и J-42-24-А, Б в 1975-1979 гг. ЮКГЭ, Ош, 1979.

- Замалетдинов Т.С., Никифоров Н.А.** Геологическое строение Хайдарканского рудного района (листы J-42-11-Б-а и J-42-11-Б-б). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25000 за 1958-1961 гг. ЮКГЭ, Ош, 1961.
- Замалетдинов Т.С., Зайд П.В., Савельева В.И. и др.** Геологическое строение части междуречья Газ – Сох - Гараты. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ, проведенных в 1959-1960 гг. на площади листов J-42-11-А-б; J-42-11-А-г. ЮКГЭ, Ош, 1960.
- Иваников В.В., Ненахов В.М.** Отчет о результатах работ по теме "Петролого-геохимическая оценка рудоносности реперных гранитоидных и щелочных интрузивных комплексов Центрального Алая (олово, вольфрам, молибден, золото, сурьма). НИИЗК ЛГУ, Л., 1987.
- Исанов Р.Р. и др.** Прогнозная карта центральной части Южно-Ферганского пояса масштаба 1:50000 на ртутно-сурьмяное оруденение. Отчет по теме Б.1.4 за 1983-86 гг. САИГИМС, Ташкент, 1986.
- Казьмин А.М., Курышев А.И. и др.** Отчет о поисковых работах по изучению черносланцевых и других терригенных толщ Туркестано-Алая, проведенных в 1982-86 гг. (Арчалинская РП). ЮКГЭ, Ош, 1986.
- Козарь Н.А., Орел В.А., Старшинин Д.А. и др.** Рабочая легенда для крупномасштабного геологического картирования стратифицированных и интрузивных образований Матчинской серии листов. "Таджикгеология", Кайраккумская ГРЭ, пос. Сырдарьинский, 1983.
- Колосов А.И., Тарасенков Ю.И. и др.** Отчет о поисковых геофизических работах в междуречье Сох - Шахимардан за 1975-80 гг. КГЭ, Шопоков, 1980.
- Корнилов В.Ф.** Отчет по теме "Изучение температурных условий формирования ртутно-сурьмяного оруденения Кадамджай - Чаувайской рудной кулисы (Акташ-Боординской антиклинали) по включениям в минералах. Львовский ГУ, Львов, 1975.
- Котельников В.И.** Региональные стратиграфические подразделения палеозоя Туркестано-Алая. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ЛГУ, Л., 1973.
- Кугураков Л.Н., Баногин С.Н. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые части междуречья Гараты - Аллаудин. Отчет по геологической съемке и поискам Аллаудинской ПСП в масштабе 1:25000 на площади листов J-42-11-Б-в; J-42-11-Б-г в 1963-1964 гг. ЮКГЭ, Ош, 1965.
- Кугураков Л.Н., Сафин В.С. и др.** Перспективы золотоносности палеозойских образований Туркестано-Алая. Отчет Туркестано-Алайской поисково-ревизионной партии по работам 1968-1970 гг. ЮКГЭ, Ош, 1970.
- Левитан Г.М., Ершова Н.А. и др.** Отчет о научно-исследовательской работе "Прогнозная оценка Киргизии на золото с целью разработки направлений поисковых и оценочных работ". ЦНИГРИ, М., 1984.
- Лобанченко А.Н., Маринченко Г.Г., Ревенкова З.И.** Промежуточный отчет по рядовой гравиметровой съемке масштаба 1:500 000 юго-западной части Киргизской ССР и сопредельных площадей, проведенной в 1964 г. КГЭ, Шопоков, 1966.
- Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.** Особенности изучения и картирования микститовых комплексов (методические рекомендации). ЮКГЭ, Ош, 1990.
- Лыточкин В.Н.** Геодинамическая карта Туркестано-Алая. Отчет геодинамической опытно-методической партии по глубинному прогнозно-геодинамическому картированию масштаба 1:200000 Туркестано-Алая, проведенному в 1990-1993 гг. ЮКГЭ, Ош, 1993.
- Лященко А.М., Аксененко В.В. и др.** Геологическое строение части междуречья Сох - Кшемыш (листы J-42-10-Б-б и J-42-10-Б-г). Отчет по результатам поисково-съёмочных работ за 1962-1963 гг. ЮКГЭ, Ош, 1963.
- Насатович В.С., Насатович Т.А. и др.** Отчет о результатах поисково-оценочных работ на участках Коксуйского рудного поля и детальных поисковых работ в пределах Текесалдинской рудной структуры, проведенных в 1979-1982 гг. ЮКГЭ, Ош, 1982.
- Ненахов В.М., Абакумов В.В., Бобылев В.Н. и другие.** Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Сох - Аксу (листы J-42-В-а,б,г; J-42-11-Г; J-42-12-А-в,г; J-42-12-В). Отчет Куруксайской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1:50000, проведенным в 1979-1983 гг. ЮКГЭ, Ош, 1983.
- Ненахов В.М.** (отв. исполн.). Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Исфайрам. Отчет Тенгизбайской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1:50000, проведенным в 1983-1977 гг. ЮКГЭ, Ош, 1987.
- Никифоров Н.А.** Геологические типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса, закономерности их размещения и вопросы методики прогнозирования скрытого оруденения. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, САИГИМС, Ташкент, 1966 г.
- Никоноров В.В., Войченко В.В. и др.** Отчет по тематическим работам по определению закономерностей размещения и перспектив ртутно-сурьмяного оруденения Юга Киргизии за 1980-1982 гг. ЮКГЭ, Ош, 1982.



**Пай В.М.** (отв. исполн.), **Третьяков В.А.** (отв. исполн.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Кызылсу. Отчет Кызылсуйской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 в пределах листов J-42-24-А,Б,В,Г; J-43-13-Б-г; В,Г; J-43-25-А-а,б; проведенной в 1984-1990 г. ЮКГЭ, Ош, 1990.

**Приходько М.Г., Макарова И.В.** Ртутная рудоносность части междуречья Сох - Абшир в низких предгорьях Алайского хребта (зона Северо-Катранского разлома). Отчет по результатам поисково-ревиссионных работ масштаба 1:50 000, проведенных в 1973-1976 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1976.

**Приходько М.Г., Макарова И.В. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые части междуречья Сох - Исфара. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:50000, проведенных в 1970-1971 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1971.

**Поршняков Г.С.** Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ЛГУ, Л., 1967.

**Поршняков С.Г., Зубцов С.Е.** Отчет по теме "Изучение глубинного строения и рудоносности Кадамджайского рудного поля". Часть I. Геологическое строение Кадамджайского рудного поля. НИИЗК ЛГУ, 1990.

**Пояркова Э.В.** Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 1968.

**Рогальский В.В.** Золотоносность сурьмяно-ртутных месторождений джаспероидного типа (Южно-Ферганский ртутный пояс). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. САИГИМС, Ташкент, Ош, ЮКГЭ, 1992, 171 с.

**Савельева В.И., Зайд П.В. и др.** Отчет Дараут-Курганской ПРП по поисково-ревиссионным работам масштаба 1:25000 за 1976-1977 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1977.

**Сафин В.С., Висьневский Я.С. и др.** Геологическое строение бассейна р.р. Шунк - Шуран. Отчет по результатам геологических съемок масштаба 1:25 000 листов К-42-143-Г-а и К-42-143-Г-б за 1958-58 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1959.

**Сафин В.С., Горянов В.Б. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые сая Сарыкамыш. Лист К-42-143- Б-б. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1:25 000 Южно-Ферганской ПСП за 1957 и 1962 г.г. ЮКГЭ, Ош, 1962.

**Сафин В.С. Никифоров Н.А.** Отчет по геологической съемке масштаба 1:10 000 площади участка Шуран полиметаллического месторождения Кан. Средазцветметразведка, Ташкент, 1956.

**Стрик Ю.Н.** (отв. исполн.). Отчет о научно-исследовательской работе "Очаговые структуры коллизионных магматитов Туркестано-Алая, их природа, геодинамика и влияние на размещение сурьмяно-ртутного оруденения. ВГУ, Воронеж, 1990.