

ТАДЖИКСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

УДК 552.321:550.4+552.3+553.2+551.2/.3(1-925.26)



Ниёзи Ансор Сохибзода
(Ниёзов Ансор Сохибович)

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ГИССАРО-АЛАЯ**

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук по специальности
1.6.16 – Общая и региональная геология

Научный консультант: д.г.-м.н.,
профессор Саидов М.С.

Душанбе –2026

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОДИНАМИКА ОРОГЕНОВ (ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР).....	19
1.1. Этапы истории изучения гранитоидов Гиссаро-Алая	19
1.2. Анализ изученности вещественного состава гранитоидов Гиссаро- Алая	22
Выводы по главе 1	31
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГИССАРО-АЛАЯ В ФАНЕРОЗОЕ	32
2.1. О границах Гиссаро-Алая	32
2.2. Эволюция взглядов на геологическое развитие Гиссаро- Алая	34
2.3. Геологическая позиция Туркестано-Зеравшанской зоны	42
2.4. Геологическая позиция Зеравшано-Гиссарской зоны	45
2.5. Геологическая позиция Южно-Гиссарской зоны	48
2.6. Структурно-вещественные комплексы и геолого-геодинамическая модель развития Гиссаро-Алая	53
Выводы по главе 2	83
ГЛАВА 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ	85
3.1. Петрогеохимические классификационные признаки гранитоидов ---	85
3.2. Проблемы использования вещественного состава гранитоидов для диагностики геодинамических условий и пути их преодоления	93
Выводы по главе 3	100
ГЛАВА 4. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРО- АЛАЯ	101
4.1. Коровые гранитоиды	104
4.1.1. Известково-щелочные граниты	104

4.1.2 Плюмазитовые редкометалльные граниты-----	110
4.1.3. Субщелочные редкометалльные граниты -----	113
4.2. Корово-мантийные гранитоиды -----	117
4.2.1. Латиандезитовые гранитоиды -----	117
4.2.2. Латитовые гранитоиды -----	122
4.3. Мантийные гранитоиды-----	127
4.3.1. Толеитовые плагиограниты -----	127
4.3.2. Андезитовые гранитоиды -----	135
4.3.3. Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты	140
Выводы по главе 4-----	160
ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГИССАРО-АЛАЯ (ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)----	161
5.1. Основные механизмы образования гранитоидов Гиссаро-Алая-----	161
5.2. Гранитоидный магматизм и эволюция континентальной коры Гиссаро-Алая -----	175
Выводы по главе 5-----	193
ГЛАВА 6. РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГИССАРО-АЛАЯ И УСЛОВИЯ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ-----	194
6.1. Гранитоидные рудно-магматические системы Гиссаро-Алая -----	194
6.2. Источники генерации и механизмы формирования золоторудных месторождений Гиссаро-Алая -----	217
6.3. Потенциал рудоносности РМС геоструктурных зон Гиссаро-Алая и условия его реализации -----	238
Выводы по главе 6 -----	263
ЗАКЛЮЧЕНИЕ-----	264
РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРАКТИЧЕСКОМУ ПРИМЕНЕНИЮ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ-----	267
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ-----	269

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

Аб	– Альбит	Мт	– Магнетит
Акц	– Акцессорные минералы	Мус	– Мусковит
Амф	– Амфибол	Орт	– Ортоклаз
Ан	– Анортит	Пир	– Пироксен
Ап	– Апатит	Пл ₁₀	– Плагиоклазы и их номер
Би	– Биотит	Рог	– Роговая обманка
Гип	– Гиперстен	Руд	– Рудные минералы
ГМК	– Гранитоидно-магматический комплекс	РМС	– Рудно-магматическая система
Гр	– Гранат	СВК	– Структурно-вещественный комплекс
ГРМС	– Гранитоидная рудно-магматическая система	Сил	– Силлиманит
Ди	– Диопсид	Сф	– Сфен
Дол	– Доломит	Тур	– Турмалин
ЗГ	– Зеравшано-Гиссарская зона	ТЗ	– Туркестано-Зеравшанская зона
Илм	– Ильменит	Фор	– Форстерит
Кв	– Кварц	Цир	– Циркон
КК	– Кларки концентрации	ЮГ	– Южно-Гиссарская зона
КПШ	– Калиевый полевой шпат	ISr	– $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Крд	– Кордиерит	REE	– Редкоземельные элементы
Мнц	– Монацит		

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Проблема зарождения и эволюции гранитоидно-магматических систем относится к категории важных тем современной геологии. Гранитоиды представляют собой компонент континентальной коры, выполняют историко-геологическую корообразующую миссию, служат надежным индикатором геодинамических палеообстановок. Познание эволюции континентальной коры представляется несовершенным без выявления вещественного состава, петрогеохимических типов гранитоидов, условий магматогенеза. Рудогенерация гранитоидно-магматических систем по современным представлениям во многом определяется историко-геологическими параметрами – геодинамическими условиями их формирования. Длительная эволюция таких систем приводит к организации высокого порядка – единой, неразрывно связанной рудно-магматической системы [353, 396, 523, 525]. Следовательно, изучение гранитоидов в связи с их важными индикаторными свойствами может способствовать выявлению особенностей формирования и эволюции коры и расшифровке геодинамической истории развития складчатых областей.

В Гиссаро-Алае, – юго-западном окончании герцинского Южно-Тянь-Шанского покровно-складчатого пояса, с фанерозойскими гранитоидами связаны ведущие типы промышленного оруденения крупного горнорудного региона республики – Центрального Таджикистана (Au, W, Sn, Sb, Hg и др.), определяющего горнопромышленный потенциал страны.

Актуальность исследования вызвана тем, что исследование гранитоидных формаций гранитоидонасыщенного региона Таджикистана – Гиссаро-Алайского аккреционно-коллизийных орогена на основе современных геотектонических представлений с целью вещественно-геодинамической типизации, геодинамического моделирования процесса формирования плутонических вещественных комплексов, несомненно, будет способствовать разработке критериев связи оруденения с гранитоидами, оценки

перспективности территорий, эффективному ведению геолого-поисковых и оценочных работ. Гиссаро-Алай может стать модельным объектом для решения проблем гранитоидогенеза, его места в схеме геодинамического развития и связанного с ним оруденения. Однако, вопреки многочисленным работам по геологии, магматизму, тектонике региона, проведенные более чем за вековую историю исследования Гиссаро-Алая, проблемы гранитоидогенеза исследованы недостаточно, историко-геологическая его роль всё остаётся слабо освещенной, природа и геодинамические условия их формирований не нашли однозначной трактовки. Между тем, важны взаимосвязь гранитоидного магматизма и этапов геодинамических эволюции, конкретизация структурно-тектонической и геодинамической позиций гранитоидных (вещественных) комплексов, изучение, оценка роли и масштабов проявления процессов, ответственных за рудонесущую и рудогенерирующую способности гранитоидов. В Таджикистане в силу некоторых причин, вопреки практически общепризнанным положениям плейттектоники (плитовой и плюмовой тектоники) геологическая история регионов часто трактуется на основе фиксистских посылов. Решение крупных теоретических и региональных практических задач геологии принципиально невозможно без ведущей, общепризнанной, концепции. На современном этапе развития геологической науки мобилистское мировоззрение, включающее концепции тектоники литосферных плит, тектонической расслоенности литосферы и плюм-тектоники, стало ведущей основой геодинамических реконструкций. В последние годы по Гиссаро-Алаю стремительно растет число работ (особенно отечественных геологов), подверженных идеям ключевой роли горизонтальных перемещений в геологической истории, показывающих покровную, аккреционно-коллизийную природу геоструктурных зон.

Степень изученности темы. Гранитоиды Гиссаро-Алая имеют почти вековую историю. Ее можно условно разделить на несколько этапов, каждый из которых имеет свои особенности и внес определенную лепту в познании геологии, закономерностей размещения, эволюции и рудоносности. Основным и наиболее значимым этапом изучения гранитоидов региона является советский

этап. Этот этап характеризуется систематическим исследованием гранитоидов: были организованы геологическая служба, научно-исследовательские и академический институты, проводились крупные экспедиции, тематические, специализированные работы по изучению гранитоидов региона. Результатом таких работ стали мелко-, средне- и даже крупномасштабные геологические карты, разработка схем магматизма, выявлены возрастная последовательность магматических событий (относительная и абсолютная), состав и видовое разнообразие пород, особенности петрохимии, геохимии, рудоносности и др. Проводилась поистине огромная работа по изучению вещественного состава гранитоидов. В результате был накоплен колоссальный объем аналитического материала, которые вошли в разные отчеты, а в обобщенном виде - в монографии, статьи и другие публикации. Проблемами гранитоидного магматизма и его роли в эволюции геоструктур Гиссаро-Алая занимались также и узбекистанские геологи.

Однако, все еще многие вопросы, кажущиеся решенными, оказались проблематичными и поэтому стали предметом широких дискуссий. Вопреки длительному изучению гранитоидов Гиссаро-Алая ряд ключевых проблем гранитогенеза, например, условия формирования, потенциальная и реальная рудоносность, связь с геодинамической эволюцией региона, остается предметом острых дискуссии. Такая ситуация связана, с одной стороны, с широким распространением в отечественной геологии устаревших, фиксистских представлений, а с другой – устоявшим представлением о консервативности земной коры Гиссаро-Алая, что создает концептуальный барьер в исследовании гранитоидов этого во многом геоисторически интересного и металлогенически перспективного сегмента западного Южного Тянь-Шаня. Такое уникальное положение характерно только для таджикистанской геологической школы. Исследование гранитоидов Гиссаро-Алая с позиций плейт-тектоники, предпринятое в диссертации, позволит раскрыть закономерности формирования, потенциал рудоносности и условия его реализации.

Связь исследования с государственными научными программами (проектами) и темами НИР. Проблема исследования гранитоидных рудно-магматических систем входит в Перечень приоритетных направлений развития науки, техники и технологии в РТ в период 2015–2020 гг., утвержденный постановлением Правительства РТ от 4 декабря 2014 г. № 765: «О стратегии Республики Таджикистан в области науки и технологий», направление «1.5. Петрология и геохимия», включена в тему госбюджетной НИР Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии (ИГССС) Национальной академии наук Таджикистана (НАНТ): «Мантия как вероятный источник ряда рудных и редких элементов в месторождениях Таджикистана (2011-2015 гг.), № гос.рег. 0102ТД900», «Исследование геодинамики геоструктурных зон и постколлизийных процессов Памиро-Тянь-Шаня (таджикостанский сегмент)» (2016-2020 гг.), № гос.рег. 0116ТJ00573». Отдельные этапы работы выполнены и оформлены в виде заверенных отчетов в рамках тематик госбюджетных научно-исследовательских работ Таджикского национального университета (ТНУ) (1991–2025) (№№ гос.рег.: 012053009, 01023114, 0102ТД107, 0107ТД640, 0111ТД108, 0116ТJ00655, 0122ТД521), ИГССС АН РТ. Важные результаты для диссертационной работы были получены также в результате выполнения ряда совместных международных проектов (таджикско-российского: «Поиски и оценка ниобий- и танталоносных гранитных пегматитов» (2001); таджикско-российско-американского: «Рост континентальной коры в Центральной Азии: свидетельство в Памиро-Тянь-Шане» (2004); таджикско-итальянского: «Пермь-раннемезозойский этап развития Памиро-Алая» (2010-2011) и др.).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Цель исследования заключается в геодинамической типизации гранитоидно-магматических систем Гиссаро-Алая, разработке геодинамической модели ее формирования, установлении особенностей гранитоидогенеза и

условий рудосодержания и рудоразгрузки на основе комплексного изучения их петрогеохимических особенностей.

Достижение цели работы осуществлялось путем решения следующих **задач**:

1. Изучение строения, вещественного состава, Гиссаро-Алая на макро- и микрохимическом уровне геолого-структурной позиции, петрогеохимическая характеристика гранитоидов,

2. Выделение гранитоидно-магматических комплексов в Гиссаро-Алае, петрогеохимическая типизация фанерозойских гранитоидов.

3. Выявление возможностей использования петрогеохимических особенностей гранитоидов Гиссаро-Алая для диагностики геодинамических обстановок,

4. Установление закономерностей формирования гранитоидно-магматических комплексов (гранитоидов различных петрогеохимических типов) Гиссаро-Алая.

5. Оценка перспективности гранитоидно-магматических комплексов Гиссаро-Алая на оруденение.

Решение поставленных задач направлено на конкретизацию знаний об условиях гранитоидного петрогенеза Гиссаро-Алая и его рудогенерирующей способности.

Объектом исследования служат фанерозойские гранитоидно-магматические комплексы Гиссаро-Алая, их вещественный состав, пространственно-временное размещение в контурах геоструктурных зон.

Предмет исследования: выявление геолого-геодинамических закономерностей формирования гранитоидно-магматические комплексы Гиссаро-Алая с целью их пространственно-временной геодинамической привязки и установления их рудоносности.

Научная новизна диссертации заключается в том, что впервые:

собран, синтезирован и обработан как собственный, так и доступный, огромный объем геологических, петролого-геохимических, наблюдательных и

лабораторно-аналитических данных по вещественному составу гранитоидов Гиссаро-Алая;

проведен комплексный анализ гранитоидно-магматических систем Гиссаро-Алая на платформенной основе;

осуществлена петрогеохимическая типизация фанерозойских гранитоидов Гиссаро-Алая;

выявлены геодинамические условия, вероятные субстраты и уровни гранитоидогенеза;

выявлены индикаторные геодинамические гранитоидные формации;

выделены гранитоидные рудно-магматические системы (ГРМС);

установлены закономерности развития и потенциал рудоносности гранитоидно-магматических систем Гиссаро-Алая.

При разработке геодинамической модели формирования фанерозойских гранитоидных (плутонических вещественных) комплексов Гиссаро-Алая применен комплексный подход к обобщению и анализу полученных результатов, основанный на пространственно-временном анализе вертикальных и латеральных формационных рядов породных сообществ.

Теоретическая и практическая значимость исследования.

Восстановление геодинамических обстановок формирования гранитоидно-магматических комплексов относится к важнейшим проблемам учения о магматизме и рудогенезе, поскольку формирование месторождений предопределяется условиями генезиса магматических расплавов и приуроченностью их к конкретным этапам геодинамической эволюции региона.

Вещественная типизация гранитоидов, основанной на большом объеме количественных данных, путем выявления пространственно-временных особенностей развития и закономерностей изменения состава, может способствовать восстановлению геологической эволюции региона, и главное – выходить на оценки реальной рудоносности. Рудогенерация гранитоидно-магматических систем по современным представлениям во многом определяется историко-геологическими параметрами – геодинамическими

условиями их формирования. Следовательно, изучение гранитоидов в связи с их важными индикаторными свойствами может способствовать выявлению особенностей формирования и эволюции коры и расшифровке геологической истории развития складчатых областей, а выявление условий их образования будет способствовать разработке критериев оценки рудоносности.

Петрогеохимические типы гранитоидов и их геодинамическая интерпретация, несомненно, играют важную роль при генетических построениях и определении рудоносности полей их развития, чем их относят к весьма заметным достижениям современной геологии. Но, конвергентность гранитоидов, широкое в них развитие процессов магматической дифференциации и метасоматических преобразований обуславливает их чрезвычайное разнообразие.

Практическая значимость работы заключается в:

- разработке критериев расшифровки геодинамической природы гранитоидного магматизма Гиссаро-Алая и рекомендаций по применению полученных данных при геолого-съёмочных и поисково-оценочных работах;
- выделении петрогеохимических типов гранитоидов и использовании их индикаторной роли при осуществлении геодинамических построений и как основу для прогнозно-металлогенической оценки территории;
- разработке петрогеохимических критериев рудоносности гранитоидов Гиссаро-Алая и применении их при поисках и оценке территории развития гранитоидов на золоторудное, редкометалльное и редкоземельное оруденение.

Впервые выделенные рудно-магматические системы откроют новые подходы в интерпретации потенциала рудоносности Гиссаро-Алая.

Результаты диссертационных исследований рекомендованы для разработки региональных легенд геологических карт, построения геодинамических моделей и прогнозно-металлогенических карт региона, составления геологических карт отдельных геоструктурных зон, внедрены в учебный процесс Таджикского национального университета по подготовке специалистов по направлениям «Геологическая съёмка, поиски и разведка

месторождений полезных ископаемых». Проведенные на новой концептуальной основе исследования открывают новые методологические подходы в определении рудного потенциала региона и позволяют переформатировать стратегию поисков и оценки полезных ископаемых. Ожидается, что разработанная геодинамическая модель гранитоидогенеза Гиссаро-Алая будет способствовать более целенаправленному и эффективному ведению геологических и поисково-съёмочных работ.

Экономическая значимость работы заключается в повышении эффективности поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, связанных с ГРМС путем применения на практике рекомендаций, исходящих из полученных результатов и выводов диссертационной работы. Экономически наиболее важными считаются перспективы рудоносности субдукционных (полиметаллы, золото), коллизионных (железо, золото), внутриплитных (плюмовых) (Nb, Ta, РЗЭ) гранитоидов.

Положения, выносимые на защиту:

1. **Обосновано** выделение в Гиссаро-Алае 8 петрогеохимических типов (гранитоидно-магматических комплексов) гранитоидов, значимо различающихся по совокупности вещественных признаков и характеризующихся реперные этапы геодинамического развития региона : 1–известково-щелочные граниты, 2–плюмазитовые редкометалльные граниты, 3–субщелочные редкометалльные граниты, 4–латиандезитовые гранитоиды, 5–латитовые гранитоиды, 6–толеитовые плагиограниты, 7–андезитовые гранитоиды, 8–агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты;

2. **Выяснено**, что фанерозойские гранитоидно-магматических комплексы Гиссаро-Алая сформированы коррелятно общему процессу геодинамического развития региона, что отражается в их вещественном составе. Выделенные петрогеохимические типы представлены известково-щелочными, субщелочными, щелочными сериями и вещественно выражают островодужные, субдукционные, коллизионные и внутриплитные геодинамическим обстановки;

3. **Аргументировано** развитие в Гиссаро-Алае корового, корово-мантийного и мантийного уровней генерации петрогеохимических типов гранитоидов, где гранитоиды присущи островодужным, надсубдукционным, корово-мантийные граниты – синколлизийным, постколлизийным и анорогенным (плитным), а коровые граниты – коллизийным и субдукционно-коллизийным обстановкам.

4. **Выявлено**, что латеральная позиция и пространственно-временное развитие гранитоидно-магматических комплексов Гиссаро-Алая отражает общую закономерную геодинамическую тенденцию региона.

5. **Доказано**, что гранитоидно-магматические комплексы с сопряженным оруденением по регионально-генетическим признакам формируют гранитоидные рудно-магматические системы, наиболее отчетливо выраженные в отношении Au, W, Sn, Fe и PЗЭ.

6. **Установлено**, что наиболее перспективными на обнаружение новых месторождений являются гранитоидно-магматические комплексы субдукционно- коллизийного и плитного этапов эволюции Гиссаро-Алая.

Степень достоверности результатов диссертации обеспечивается огромным объемом фактического материала диссертанта, привлечением накопленной базы данных предыдущих исследователей, личным участием в полевых работах, сборе, анализа и обработке первичных материалов, написании статей, монографий.

Базовую (фактологическую) основу диссертации составляют результаты многолетних исследований автора (1993-2025 гг.) в районах развития гранитоидных комплексов Центрального Таджикистана: Туркестано-Алая, Зеравшано-Гиссара и Южного Гиссара. В основу диссертации положены также материалы американо-российско-таджикской (2004), американо-таджикской (2010, 2011), итальяно-таджикской (2010), таджикско-российских (2001, 2012) экспедиций на полях развития фанерозойских гранитоидов Таджикистана. С целью повышения достоверности математико-статистических результатов обработки данных обработан банк данных, созданный на основе собственных, а

также опубликованных и фондовых материалов, включающий описания шлифов (844), акцессорно-минералогических анализов (548), анализ петрохимических (3172 анализов), главных породообразующих минералов (Би, Пл, КПШ) (810), геохимических (4669), битуминологических анализов пород (82), микрозондовых (74), анализов, изотопно-геохимические данные (86). Исследованием охвачены разные по размерам гранитоидные массивы и группы тел. Использованы результаты химического (петрогенные оксиды, F), спектрального (Ti, B, Be, Sc, Ga, Hf, Sn, Cu, Zn, Ag, Ta, Ni, Co, V, Cr), рентгено-спектрального (Mo, U, Th, Y, Pb, Sr, Ba, Zr, Nb), люминесцентного (Rb, Li, Cs), рентгено-радиометрического (Sr) нейтронно-активационного (Au), спектрохимического (Au, Ag) анализов. Ряд элементов (Ag, Ni, Co, V, Cr, Mo, Pb, Sr, Ba, Zr, Nb, Rb, Au) анализирован одновременно несколькими методами, что обеспечило высокую надежность и воспроизводимость аналитических процедур.

Лабораторно-аналитические работы по анализу макро-и микрохимического состава проводились в Институте геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии (г.Душанбе), Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (г. Москва), его экспедициях (Броницкая, РФ, пос.Хайдаркан, Кыргызстан), Институте геохимии СО РАН (г.Иркутск), в СПбУ (г. С.-Петербург), Управлении геологии при Правительстве Республики Таджикистан и его экспедициях, Геологический институт им.А.П.Карпинского (г.Санкт-Петербург), ИГЕМ, ВИМС, Институте геологии и минералогии СО РАН (г.Новосибирск), Институте ядерной физики АН Республики Узбекистан, Лаборатории Естественной истории Великобритании (г.Лондон). Многочисленные аналитические и описательные данные по петрологии и геохимии гранитоидов Гиссаро-Алая и сравнительные по Миру заимствованы из сводных и справочных работ [597, 297, 353, 395, 407, 414 и др.].

Методы исследования включали теоретические, эмпирические и методы статистической обработки качественных и количественных данных, широкий анализ информации, обобщение, сравнение и классификации на основе

изучения базы данных. Для обработки данных, установления количественных закономерностей, оценки достоверности количественных результатов, визуализации результатов применялись доступные среды MS Office (Excel, Access), VBA, программа Statgrafics. Статистические процедуры включали применение одномерных и особенно широко, многомерных статистик, и также непараметрические критерии. Обработка геохимической информации проводилась согласно современным рекомендациям [457]. Концептуальной основой диссертации служили плейт-и плюмтектонические построения, наиболее реалистично трактующие наблюдаемые соотношения и взаимосвязь магматизма, тектоники и эволюции регионов Земли [8, 332, 457, 564 и др.].

Соответствие темы диссертации паспорту научной специальности.

Тема и содержание диссертации соответствуют четырём пунктам паспорта специальности 1.6.16. Общая и региональная геология:

1. Разработка структурно-формационной зональности регионов на основе анализа возраста, стратиграфического расчленения, состава и строения выделяемых в регионе вещественных комплексов (Выявлена латеральная зональность аккреционно-коллизионного террейна Гиссара-Алая на основе выделения и пространственно-временного анализа разновозрастных и разносоставных гранитоидных структурно-вещественных комплексов).

2. Расшифровка формационной принадлежности вещественных комплексов, реконструкция вертикальных и латеральных формационных рядов (Реконструированы вертикальные и латеральные формационные ряды фанерозойские гранитоидов Гиссара-Алая).

4. Геодинамические модели формирования структурно-формационных комплексов (осадочных, магматических и метаморфических) применительно к конкретному региону, их сравнительная характеристика (Разработана геодинамическая модель формирования фанерозойских гранитоидно-магматических комплексов Гиссара-Алая - сегмента Южного Тянь-Шаня).

5. Модели геологического развития регионов: разработка пространственно-временных моделей их развития и анализ закономерностей

изменения состава и строения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и рудных формаций (Составлена пространственно-временная модель развития Гиссара-Алая, выявлены закономерности изменения состава и строения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических формаций и золоторудных рудно-магматических систем региона).

Личный вклад соискателя учёной степени в получение результатов диссертационной работы выражается в выполнении функций исполнителя, ответственного исполнителя и руководителя тем госбюджетных, тематических и хоздоговорных научно-исследовательских работ в Таджикском национальном университете (ТНУ), Институте геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии (ИГССС) АН РТ, Научно-производственном центре «Недра». Обработка и интерпретация полученных результатов, а также ключевые выводы, заложенные в основу диссертации, получены лично самым автором.

Апробация и внедрение результатов диссертации осуществлена на теоретических семинарах геологического факультета, ежегодных апрельских конференциях ТНУ (1993-2025 гг.), всесоюзном минералогическом совещании (Кызыл, 1992), международном совещании по термобарогеохимии эндогенных систем (Душанбе, 1996), международном совещании (Югославия, Бор, 2002), международном трайнинг-семинаре по минеральным ресурсам Центральной Азии (Турция, Анкара, 1998), семинаре-совещании «Наука – производству» (Душанбе, 2002), Всероссийском петрографическом совещании (Новосибирск, 2003), международном геологическом форуме «Науки о Земле в Узбекистане: проблемы, состояние и приоритетные задачи в развитии и воспроизводстве минерально-сырьевой базы республики» (Ташкент, 2021), X Всероссийском симпозиуме и XVII Всероссийских чтениях памяти акад. А.Е. Ферсмана (Чита, 2025), «Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Чтения А.Н. Заварицкого-2017», (Россия, Екатеринбург, 2017), ряде международных конференций: «Проблемы экологии горных территорий и пути их решения» (Ташкент, 1993), «Вопросы геологии и технологии

минерального сырья Республики Таджикистан» (Душанбе, 1999), “Молодые ученые и современная наука” (Душанбе, 2003), “Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований” (Новосибирск, 2003), “Вопросы геологии, геоэкологии и разработка месторождений Таджикистана” (Душанбе, 2003), «Актуальные проблемы геологии и геофизики» (Ташкент, 2007), «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды» (Иркутск, 2007), "Перспективы развития науки и образования в XXI веке» (Душанбе, 2007), «Геодинамика Памира» (Потсдам, Германия, 2010), «Геология в XXI веке» (Алматы, 2011), “Современные вопросы региональной геодинамики и минерагении Памиро-Тянь-Шаня” (Душанбе, 2012), “Современные проблемы геологических и сейсмологических исследований Таджикистана” (Душанбе, 2012), «Ресурсы редкоземельных элементов в Центральной Азии» (Бишкек, 2013), “80-летие образования Таджикской комплексной экспедиции” (Душанбе, 2013), “Проблемы петрологии и минерагении Центральной Азии” (Душанбе, 2014), “Геология и сейсмичность территории Таджикистана” (Душанбе, 2014), «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня» (Бишкек, 2015), «Развитие геологической науки в Кыргызстане» (Бишкек, 2016), «Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан» (Ташкент, 2016), «Современные проблемы геологии» (Душанбе, 2020), «Актуальные проблемы геологии и геофизики» (Ташкент, 2020), «Устойчивое управление земельных ресурсов - состояние, актуальные проблемы и пути их решения» (Душанбе, 2021), «Актуальные вопросы геологии, инновационные методы прогнозирования, добычи и технологии обогащения полезных ископаемых» (Ташкент, 2022), «Проблемы инженерной геологии, гидрогеологии, гидрологии и разработки месторождений полезных ископаемых Таджикистана и сопредельных территорий» (Душанбе, 2022), «Инновации в геологии, геофизике и географии-2024» (Душанбе, 2024), «Проблемы геологии и разработки полезных ископаемых» (Душанбе, 2024), республиканских научно-

практических конференциях (Душанбе, 1997, 1999, 2000-2004, 2006-2025), и др. научных форумах.

Публикации по теме диссертации. По теме диссертационного исследования опубликованы 76 научных работ, в том числе 25 в рецензируемых журналах, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при Президенте Республики Таджикистан, 7 монографий.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из предисловия, 6 глав, заключения, списка литературы из 619 наименований, включает 59 рисунка, 30 таблиц, изложена на 330 стр.

Благодарности. Проведение и, особенно, завершение диссертационного исследования были невозможным без поддержки и помощи коллег и друзей. Автор выражает признательность коллегам по ТНУ и ИГССС, благодарен за формирование системы взглядов и петролого-геохимического мышления, поддержку и советы д.г.м.-н., проф.Хасанову А.Х., к.г.м.-н.,доц. М.М.Мамадвафоеву, к.г.м.-н., доц.Ф.Ш.Искандарову, И.У.Рахмонову.

Побудившими к геодинамическому приложению петролого-геохимических исследований, особенно к критическому анализу существующих взглядов были совместная работа и конструктивное сотрудничество с д.г.м.-н., член-корр.НАНТ В.И.Будановым, д.г.м.-н., проф. А.Г.Владимировым (ИГМ СОРАН), к.г.м.-н., снс Ю.Мамаджановым (ИГССС) и др., способствовали улучшению работы критические замечания д.г.м.-н., Н.Н.Крука, д.г.м.-н., Борисенко А.С., д.г.м.-н., Руднева С.Н. (ИГМ СОРАН), д.г.м.-н., академика НАНК Бакирова А.Б., д.г.м.-н. Сакиева К.С., (ИГ НАН Кыргызстана) и др., которым автор выражает благодарность.

Глава 1. ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОДИНАМИКА ОРОГЕНОВ (ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР)

Постановка проблемы изучения гранитоидов Гиссаро-Алая требует знания истории и состояния ее изученности, а также критического анализа проведенных исследований.

1.1. Этапы истории изучения гранитоидов Гиссаро-Алая

Гранитоиды Гиссаро-Алая имеют почти вековую историю. Ее можно условно разделить на 3 этапа, каждый из которых имеет свои особенности и внес определенную лепту в познании геологии, закономерностей размещения, эволюции и рудоносности.

1. Конец XIX–начало XX века. Это этап связан с работами германских, французских и русских геологов, впервые побывавших в Центральной Азии с целью изучения общегеологических особенностей развития территории. Одновременно с составлением первых мелкомасштабных геологических карт, ими впервые замечено широкое развитие гранитоидов в тянь-шаньской части Таджикистана. Были сделаны первые попытки объяснения этой особенности. Этот этап имеет чисто историческую ценность. Но, можно отметить некоторые наблюдения первых геологов как не терявшие свою актуальность и ныне. В частности, Арган Э. [18] связывая эволюцию всего Азиатского континента поддвиганием Индостана под Евразию, видел причину орогенеза в покровно-складчатых деформациях. Он не изучал магматические комплексы, но идея, высказанные им впервые, оказалась принципиально важной.

2. Второй этап охватывает начало 20-х – конец 80-х гг. XX века. Этот поистине крупный и масштабный этап изучения гранитоидов Гиссаро-Алая практически охватывает советский период истории Таджикистана. Впервые началось систематическое исследование гранитоидов. Были организованы геологическая служба, научно-исследовательский и академический институты, проводились крупные экспедиции, тематические, специализированные работы по изучению гранитоидов региона. Результатом таких работ стали мелко-,

средне- и даже крупномасштабные геологические карты, разработка схем магматизма и др. Проводилась поистине огромная работа по изучению вещественного состава гранитоидов. В результате был накоплен колоссальный объем аналитического материала, которые вошли в разные отчеты, а в обобщенном виде - в монографии, статьи и другие публикации.

3. Современный этап исследования гранитоидов Гиссаро-Алая, охватывающий последние четверть века. В связи с временным свертыванием геолого-съемочных, тематических и др. геологических работ в целом, по гранитоидам в частности, не только в Гиссаре-Алае, но и по всей республике, наступил период осмысливания накопленного материала и обобщений. Значительная часть нашей диссертации проводилось именно на этом этапе.

Поскольку основной объем работ по гранитоидам Гиссаро-Алая был проведен на втором этапе, то рассмотрим его более подробно, одновременно с критическим анализом. Изучение вещественного состава гранитоидов Гиссаро-Алая, возрастной последовательности его формирования, генезиса и рудоносности неразрывно связано с историей исследования геологии региона, которая рассмотрена в многочисленных обобщающих и коллективных монографиях [32, 110, 231, 232, 353, 387, 233, 391, 422, 445 и др.], что избавляет нас от рутинного перечисления и анализа огромных по объему публикаций и работ. Ниже рассмотрим наиболее важные работы, остающиеся, обычно за рамками обзора перечисленных обобщающих работ. Они касаются в основном работ производственных геологов, многолетним трудом которых разработаны схемы магматизма, изучены геология, состав и другие его особенности, и служащие фактической основой для работ петролого-геохимического характера.

Первое, что бросается в глаза, это неравномерность изученности гранитоидного магматизма в геотектонических зонах региона: гранитоиды Южно-Гиссарской зоны из-за их сравнительно большей доступности и, особенно, широкого распространения (свыше 3,0 тыс. кв. км только на таджикистанской территории), в то время как малые интрузии Зеравшано-Гиссарской и Туркестано-Зеравшанской зон стали предметом исследования только в 60-х годах прошлого века.

Работы по изучению гранитоидов Гиссаро-Алая шли в двух направлениях, обычно взаимодополняемых: геолого-производственном и научно-тематическом. Производственные работы в основном охватывали вопросы картирования и расчленения, а научные посвящались изучению вещественного состава, возраста, генетической расшифровке и рудоносности.

Уровень изученности гранитоидов в геологии обычно сводится к степени их расчлененности на комплексы, формации [49], или иначе - вопрос об изученности гранитоидов как и всех магматических тел, упирается в схемах последовательности магматических процессов. Во втором этапе особенно широко были развернуты работы по крупномасштабному (1:100 000) расчленению гранитоидов всех зон Гиссаро-Алая, приобретающих тематический и узконаправленный характер [596, 597, 598]. Расчленение гранитоидов региона на комплексы проводились также и при государственной геологической съемке [611, 612, 613, 614, 617, 618], региональных съемках [615], т.н. групповых съемках [601, 602, 616], и тематических производственных работах [603, 604, 605].

Окончательным результатом проведенных работ по расчленению гранитоидов Гиссаро-Алая стали их противоречивость, разнообъемность комплексов и некоррелируемость схем различных авторов, а в итоге каждый автор остался со своей схемой и стал ее оперировать. Например, схем таджикистанских геологов только применительно к Туркестано-Зеравшанской зоне насчитывается свыше 15. Рассмотрим некоторые из них. Так, в схеме Старшинина Д.А. [611] были выделены 9 комплексов. Аверьянов В.Б. выделял 8 комплексов, Кутенец В.А. [603] – всего 4, а Баратов Р.Б. и Кутенец В.А. - 5 комплексов. Полнотой выделялась схема Додоновой Т.А. [599], выполненная на трансграничных с Кыргызстаном листах геологической съемки, где интрузивные образования зоны разбиты на 13 комплексов. В известной, капитальной монографии «Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана» [353], этой зоне отводится всего 4 комплекса. А в монографии такого же формата, выпущенного в Кыргызстане [387] в Туркестано-Алайской зоне выделялись 7 комплексов.

В 1982–1986 гг. для целей крупномасштабного геологического картирования в Туркестано-Алайской зоне (в пределах Таджикистана и приграничной территории Кыргызстана) геологами Управления геологии интрузивные породы зоны были расчленены на 34 комплекса. Эта схема оказалась чрезмерно дробной и часто необоснованной, что в свое время критически была принята геологической общественностью. Схемы расчленения интрузивных пород разносодержательны и разные по объему и принципу выделения.

1.2. Анализ изученности вещественного состава гранитоидов Гиссаро-Алая

Советский этап изучения гранитоидов Гиссаро-Алая характеризовался также и большим объемом научно-исследовательских работ. Изучение гранитоидов региона, естественно, не могло не сопровождаться теоретической трактовкой выявленных геолого-структурных, вещественных, хронологических особенностей и соотношений. Тут можно заметить четкую эволюцию взглядов, соответствующую популярным в это время концепциям магматогенеза. Так, в 50-60-х годах прошлого века, когда господствовала идея о неограниченном потенциале магм по ассимиляции, контаминации и гибридизму вмещающих пород [187, 421, 422 и др.], разнообразие составов гранитоидных магматитов объяснялось процессами загрязнения или изменения состава под действием ассимиляции магмой пород окружения, отличных от таковой родоначальной магмы и гибридизмом.

Гипотезе контаминации и ассимиляции позже была противопоставлена ставшая популярной идея о магматическом замещении под действием трансмагматических (транстеллурических) флюидов (растворов) с метасоматическим преобразованием вмещающих пород в сторону приближения их химического состава к таковому магмы [188]. Эти идеи в Таджикистане, исключительно на примере Гиссаро-Алая активно развивались Хасановым А.Х. [422]. Им на всем Гиссаро-Алая были выделены два интрузивных комплекса: комплекс гранитоидов (C_2) и комплекс малых интрузий (P_3-T_1). И естественно, что разнообразие пород различной основности и щелочности при этом объясняется массовыми процессами метасоматоза и сопутствующими им

ассимиляцией и контаминацией. Метасоматический механизм, однако, при дальнейших исследованиях не нашел свое подтверждение.

В последующем, в разное время разнообразие гранитоидного магматизма Гиссаро-Алая объяснялось магматической дифференциацией, перемещением магматической колонны вверх, мантийным диапиризмом и др. механизмами [221, 284, 258, 259, 260].

Следует заметить, что условия зарождения гранитоидов региона, несмотря на сравнительно длительную историю их изучения, во многом еще не выяснены, и поэтому долго дискутируются. Представления об единстве магматического очага всех гранитоидов района, при развитии которого сначала образовывались крупные массы гранитов, а при последующей ассимиляции ими вмещающих осадочно-метаморфических пород - высокоосновные гранитоиды типа кварцевых диоритов или гранодиоритов, не подтвердились при дальнейших исследованиях. Стала очевидной слабая зависимость состава интрузивных пород массивов района от общего состава вмещающих их образований [32, 33, 34, 222, 225].

Ассимиляционной гипотезе происхождения гранитоидов Гиссаро-Алая в последующем были противопоставлены более строгие и научно-обоснованные представления [39, 48, 193, 227 и др.]. Например, Лутковым В.С. с соавторами [227] гранитоиды вадифского (шадонского) комплекса (C_2) на основе присутствия в них гиперстена и граната, относятся к чарнокитоидам. Предложенная авторами модель петрогенезиса гранитоидов заключается в предположении о «...небольших по масштабам («точечных») магматических очагах в гранулит-базитовом слое в связи с локальными зонами интенсивного разогрева с помощью мантийных флюидно-тепловых потоков или базитовых расплавов в структурах повышенной проницаемости». При этом авторами допускается быстрое вертикальное перемещение гранитоидной магмы, обеспечивающее сохранность реликтовых ликвидусных минеральных ассоциаций. Однако при внимательном анализе рассматриваемая модель петрогенезиса встречает ряд затруднений при объяснении некоторых петрогеохимических особенностей гранитоидов. Так, точечное плавление вряд ли, при отчетливо горизонтальной и вертикальной неоднородности

коромантийных разрезом [225], может привести к удивительной однородности состава интрузивных массивов на довольно большой территории, а быстрое продвижение вверх не согласуется с широким развитием ореолов роговиков [193, 310 и др.], а само допущение такого перемещения (по авторам, это первые десятки километров) теоретически маловероятно [96, 315].

Исследования по петрохимии, геохимии, частично геохимической типизации гранитоидов Гиссаро-Алая, их генезису принадлежат в основном Луткову В.С., Могаровскому В.В., Мельниченко А.К. Но работы этих исследователей не пошли дальше геохимической типизации по Таусону Л.В. [392]. Они связывали гранитогенез исходя из фиксированных убеждений с погружениями, фазами складчатости и резким поднятием геосинклинального сооружения, высказанных ведущими геологами Центрального Таджикистана – в основном представителями ленинградской школы в 50-60-х годах прошлого века [32, 89, 104]. Лутков В.С. и Могаровский В.В. с соавторами [220, 221, 222, 226], убежденные в заложение Гиссаро-Алайской (Южного Тянь-Шаня) на континентальной коре, долго, и по настоящее время утверждают идею о консервативности земной коры, ее петрогеохимической унаследованности от верхней мантии.

Исследования петролого-геохимического характера гранитоидов Гиссаро-Алая долгие годы последовательно ведутся Лутковым В.С., Мельниченко А.К., Могаровским В.В. результаты работ которых отражены в многочисленных публикациях с 1960-х гг. прошлого века [607, 608]. Обобщение и анализ накопленных им материалов, многократно интерпретированных разными методами, привели авторов к различным мнениям. Так, Лутков В.С. и Могаровский В.В. на основе анализа большого материала по петрохимии и геохимии гранитоидов, развитых на территории Таджикистана утверждают, что земная кора (в том числе гранитоиды) Гиссаро-Алая, как и Памира консервативна и ее химический состав унаследован от верхней мантии. Гранитоиды выступают в этом процессе как индикаторы, указывающие и подтверждающие эту унаследованность. Отправным моментом авторов является признание заложения геосинклинальных систем Памиро-Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая, в частности, на дробленных континентальных блоках. Они

считают, что «..большую часть территории Памиро–Тянь-Шаня занимают миогеосинклинальные зоны и срединные массивы. Именно для них доказано наложение на сиалической континентальной коре, сравнимой с аналогичной корой докембрийских регионов по возрасту и составу» [224, с.149]. Они приходят к выводу, что «...весьма существенной чертой эволюции состава гранитоидов, формировавшихся в пределах единых структурно-формационных зон Памиро–Тянь-Шаня, является определенная устойчивость во времени (унаследованность) их петрогеохимических признаков. Одной из возможных причин преемственности геохимических особенностей полихронных гранитоидных серий является относительная «консервативность» состава континентальной коры региона, сформированной в основном в докембрии, и в последующем не претерпевшей значительных преобразований» [224, с.171].

Или: «деплетирование ультраосновных субстратов и привнос вещества глубинными флюидами (расплавами) привели к мощной переработке и высокой дифференцированности мантии Тянь-Шаня. Геохимический (металлогенический) профиль региона в общем коррелируется с редкоэлементной специализацией мантийных метасоматитов и щелочных базитов» [220, с.181].

Приведенные выше выводы и заключения Луткова В.С. с соавторами относительно гранитоидов Тянь-Шаня в целом, и Гиссаро-Алая в частности, красной нитью проходят во всех опубликованных и неопубликованных (фондовых) их работах [220, 221, 222, 223 и др.]. Лутков В.С., Могаровский В.В. твердо убеждены в петрогеохимической консервативности гранитоидов и ведущей роли мантии в их формировании на всех этапах эволюции Памиро–Тянь-Шаня: «Поскольку тип геохимической специализации сохраняется длительное время (иногда от AR_2 до N), это также, скорее всего, указывает на существенную роль мантийных факторов» [226, с.102]. Они заключают, что «Установлены геохимические связи верхней мантии и коры Памиро–Тянь-Шаня и относительная устойчивость (унаследованность) в пределах зон (регионов) типа геохимической специализации разновозрастных и разноглубинных магматитов. Предполагается, что мантия была главным или дополнительным источником летучих и редких элементов не только в

докембрии, в период формирования основных объемов континентальной коры Памиро–Тянь-Шаня, но и в фанерозое, о чем свидетельствуют зоны метасоматоза в верхней мантии и коре, коромантийный слой, редкометалльные граниты, рудные месторождения. Показательна в этом плане корреляция между редкоэлементным составом мантийных метасоматитов и щелочных базальтов, с одной стороны, и общей геохимической (металлогенической) специализацией Памиро–Тянь-Шанской провинции, с другой» [226, с.110].

В другой, одной из последних публикаций [222] отмечается: «герциниды Тянь-Шаня - часть Центрально-Азиатского пояса» имеют «хорошую изученность литосферы» и заключается, что «Геологический профиль Тянь-Шаня определяется в основном эпикратонными энсиалическими структурами с корой континентального типа (АКО, палеорифты, блоки докембрия) на фоне дефицита островодужных зон и офиолитовых поясов» [222, с. 134]. Еще раз упоминается, что «унаследованный характер ряда эндогенных процессов в регионе (эволюция глубинных разломов в PZ-KZ, повторяемость во времени состава магматитов и т.д.), что «противоречит взглядам о значительных горизонтальных смещениях зон (блоков) в фанерозойской эволюции региона» [224, с.133], «Доля гранитоидов в разрезах верхней коры мала (10-20%), однако они наследуют петрогеохимические черты метаморфических субстратов» [224, с.135]. Или: «Вообще в последние годы в фанерозойской истории зоны и Тянь-Шаня в целом недооценивается роль континентально-рифтогенных процессов на фоне явной переоценки горизонтальных движений [223, с.218].

Мельниченко А.К. на основе детального и подробного анализа минералогии, особенно акцессорной, петрохимии и геохимии редких элементов от чисто описательных работ [284, 286 и др.]. переходит к типизации гранитоидов, в частности геохимической (по Таусону Л.В.) [258, 259, 260, 261 и др.]. Так, им, например, среди 18 интрузивных комплексов Центрального Таджикистана выделены 7 геохимических типов гранитоидов. Типизируя гранитоиды геоструктурных зон Гиссаро-Алая, вместе с тем Мельниченко А.К. в своих публикаций обычно не касается вопроса о геодинамических обстановках формирования гранитоидов, возможности использования для восстановления геодинамических обстановок и даже часто сознательно

опускает вопросы геологии, геологического развития исследуемых зон. В его публикациях, последующих по крайней мере за 1991 г. схема статьи включает краткое описание вмещающих пород, минералогию, данные абсолютного возраста, петрографию, петрохимию и геохимию гранитоидов. Статьи стандартно заканчиваются выводом о геохимической специализации и связи с ней рудоносности.

Проблемам гранитоидного магматизма и его роли в эволюции геоструктур Гиссаро-Алая посвящены работы узбекистанских геологов [21, 22, 23, 125, 126, 127, 163, 167, 168, 233, 338, 407, 404, 414, 421 и др.]. Однако, они базируются в основном на материалах по узбекистанской территории.

Касаясь истории вопроса, нельзя не затрагивать проведенные до ныне попытки типизации гранитоидов Гиссаро-Алая с целью выявления геологических и геодинамических условий их происхождения.

Гранитоиды Гиссаро-Алая, его геоструктурных зон типизировались в основном Мельниченко А.К. и Варзиевой Т.Б. [258, 259, 260, 263, 264, 268, 270, 272, 275 и др.]. Авторы, следуя за общеизвестной схемой Таусона Л.В., были выделены несколько геохимических типов гранитоидов Центрального Таджикистана [261, 274]. По представлениям Мельниченко А.К. и Варзиевой Т.Б. гранитоиды со временем могут менять свой геохимический тип. Так, «все туркестанские гранитоиды», по авторам «первоначально принадлежали к палингенным гранитам известково-щелочного ряда. Но в настоящее время, вследствие мощной калишпатизации, они превратились в гранитоиды повышенной щелочности, особенно калиевости и, по крайней мере, геохимически приблизились к палингенным гранитам щелочного ряда» [274, с.162]. Оставив без комментариев это заключение, остается лишь отметить, что для типизации (геохимической, петрогеохимической) гранитоидов, прежде всего принципиально важно концептуальные основы.

Геохимическая типизация гранитоидов Гиссаро-Алая проводилась также и другими исследователями [221, 284, 299, 300, 301, 303 и др.]. Они в отличие от работ Мельниченко А.К. и Варзиевой Т.Б. ограничиваются отдельной зоной или гранитоидами узкого временного диапазона, а иногда рассматривают типизацию как попутный, второстепенный вопрос, что в силу различий

принципов классификации, естественно, неодинаковы и поэтому часто и противоречивы. Часть этих работ были анализированы выше, в первой главе. Наиболее серьезный интерес представляют работы Ненахова В.М. с соавторами, в которых на примере гранитоидов Зеравшано-Туркестанской зоны производится их типизация и рассматриваются вопросы геодинамики.

Нами начиная в 80-х гг. прошлого века были изучены гранитоидные формации западной части Центрального Таджикистана (Зеравшанская кварцево-монцодиорит-гранодиоритовая и Акбаиджумонская редкометалльная субщелочная) [309, 310, 312 и др.]. Они были разделены по известным методикам Таусона Л.В. [392], Недашковского Г.П. [297], Кузьмина М.И. [196] на два петрогеохимических типа: латиандезитовый и редкометалльные граниты субщелочного ряда. При этом первый тип в Гиссаро-Алае был впервые выделен, и как показало время, оказался правомерным. Латиандезитовый тип адекватно отразил региональные особенности гранитоидов – высокую основность, монцонитоидность и золото-редкометалльную рудоносность [313, 320, 323 и др.].

Как видно из вышеприведенного краткого обзора, гранитоидный магматизм Гиссаро-Алая имеет длительную историю изучения, в течение которой выявлены возрастная последовательность магматических событий (относительная и абсолютная), состав и видовое разнообразие пород, особенности петрохимии, геохимии, рудоносности и др. Однако, до ныне все еще многие вопросы, кажущиеся решенными, оказались проблематичными и поэтому стали предметом широких дискуссий.

В последние годы появилось много работ в которых освещены вопросы геологии, особенного магматизма Гиссаро-Алая с современных, плейт-тектонических позиций, выделены структурно-вещественные комплексы, рассмотрены историко-геологические позиции гранитоидов, рудоносность комплексов, восстановлены геодинамические условия формирования геоструктурных зон Гиссаро-Алая и этого сегмента Южно-Тянь-Шанского складчатого сооружения в целом (Бакиров А.Б., Далимов Т.Н., Максумов Р.А., Ненахов В.М., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Дженчураева Р.Д., Зоненшайн Л.П., Куренков С.А., Леонов М.Г., Макарычев Г.И., Поршняков Г.С., Хаин В.Е. и

др.). А составленные крупномасштабные геологические, геодинамические, металлогенические карты территории соседнего Кыргызстана [29, 545 и др.], карты и схемы нового поколения, построенных на новых, плейт-тектонических принципах [30], схема размещения структурно-формационных комплексов герцинских геодинамических обстановок Кыргызского Тянь-Шаня [382], карта-схема тектонического районирования покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня [242], геодинамическая карта Кыргызстана масштаба 1:500000 [141] способствовали существенному уточнению главных эпох геодинамического развития Гиссаро-Алая.

Для Гиссаро-Алая важнейшим результатом этих работ стало установление формирования складчатого сооружения путем постепенной континентализации океанической коры и главенствующей структурообразующей роли горизонтальных движений. Высокоточные геодезические измерения последних десятилетий на Памиро–Тянь-Шанском полигоне, включающих и часть территории Гиссаро-Алая [151, 152 и др.], сейсмотомографические исследования земной коры [81, 369 и др.] и другие инструментальные наблюдения не только подтвердили, но дали количественную оценку параметров коллизионного приближения плит Евразии и Индостана, раскрыт подробную динамику и кинематику этого процесса [28, 79, 211, 212].

В совокупности можно уверенно считать неправомерность приложения фиксистских концепций к расшифровке геологии Гиссаро-Алая, его магматизма, истории развития, поскольку они не способны на это, не только в силу своей архаичности, столько несостоятельности самых принципов, доказанной практикой.

История изучения гранитоидов Гиссаро-Алая показывает, что несмотря на ее почти вековую продолжительность, дискуссионными остались такие проблемы как состав и место залегания магмообразующих субстратов, источники и способы транспорта магмообразующей энергии, способы зарождения и эволюции магматических очагов, процессы и условия становления магм, причины разнообразия образующих при этом магматических формаций и др. Как видно, это стандартный набор проблем, характерный

практически для любого складчатого, насыщенного гранитоидами сооружения, что доказывает идентичность Гиссаро-Алая.

Применительно к теме диссертации добавим, что остались практически нерешенными вопросы связи гранитоидогенеза и геодинамических обстановок на разных этапах эволюции Гиссаро-Алая. В отечественной геологической литературе, посвященной Гиссаро-Алаю гранитоиды рассматривались обычно как часть геологического ансамбля, проявившаяся на определенных стадиях геосинклинального развития, в узких огражденных глубинными, краевыми разломами, зонах. Поэтому они, согласно этим взглядам, проявлены строго зонально, т.е. в пределах существующих с докембрия (м.б. еще раньше) структурно-формационных зон.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, изученность гранитоидов Гиссаро-Алая имеет почти вековую историю, а анализ проведенных работ раскрывает дискуссионность ряда вопросов, такие как петрогеохимическая типизация, установление роли гранитоидного магматизма в формировании континентальной коры, формирование вещественного состава гранитоидов в ходе геологической эволюции территории и зависимости от геодинамических обстановок. Этому способствовала, главным образом, принятая, за редким исключением, всеми отечественными геологами, геосинклинальная концепция, отводившая магматизму пассивную роль на общем фоне консервативности мантии.

Нерешенность проблем природы гранитоидов Гиссаро-Алая, их историко-геологического места и индикаторной роли в расшифровке геолого-геодинамической эволюции региона, побудила к решению проблемы на основе крупного обобщения накопленного аналитического материала в свете современных плейт-тектонических концепций.

Выводы по главе 1

1. Вопреки почти вековому изучению гранитоидов Гиссаро-Алая многие вопросы, связанные с условиями формирования и потенциальной их рудоносности остаются малоисследованным.

2. Такая ситуация связана, с одной стороны, с широким распространением в отечественной геологии, устаревших, фиксистских представлений, а с другой – устоявшимся представлением о консервативности земной коры Гиссаро-Алая, что создает концептуальный барьер в исследовании гранитоидов этого во многом геоисторически интересного и металлогенически перспективного сегмента западного Южного Тянь-Шаня. Такое уникальное положение характерно только для таджикистанской геологической школы.

3. Исследование гранитоидов Гиссаро-Алая с позиций плейт-тектоники позволит раскрыть закономерности формирования, потенциал рудоносности и условия его реализации.

Глава 2. ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГИССАРО-АЛАЯ В ФАНЕРОЗОЕ

2.1. О границах Гиссаро-Алая

В геологической литературе такое давно введенное понятие «Гиссаро-Алай» не всегда трактуется однозначно, охватываемая им территория, как не странно, у разных групп исследователей, не совпадает. С целью внесения ясности кратко рассмотрим понятийный объем этого термина.

Гиссаро-Алай, охватывающий западную часть Южного Тянь-Шаня, по представлениям многих исследователей, включает Гиссаро-Алайскую систему хребтов (Юго-Западный Тянь-Шань) [381, с.18]. Эта часть в литературе часто именуется Юго-Западным Тянь-Шанем или собственно, Гиссаро-Алаем [206, 207, 208, 381, 389, 426 и др.]. Леонов М.Г. конкретизирует этот регион следующим образом: «В структурно-тектоническом смысле Гиссаро-Алай – это юго-западная ветвь Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа)» [206, с.3] (рисунок 2.1.1).

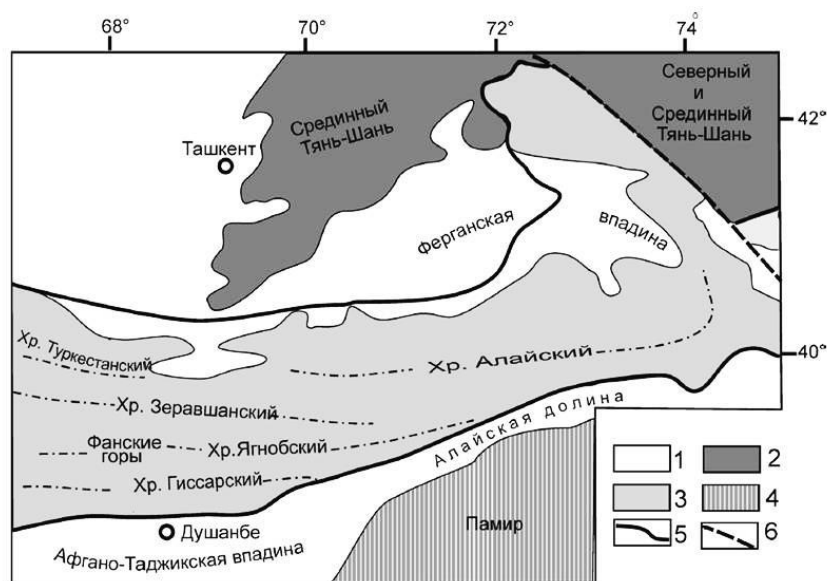


Рисунок 2.1.1. - Положение Гиссаро-Алая в структуре Памиро-Тянь-Шанского сектора, по [206, с.4].

1 - мезозойско-кайнозойский чехол обрамления складчато-покровного сооружения Тянь-Шаня. 2 - структуры Северного и Срединного Тянь-Шаня, 3 -

Гиссаро-Аланская горная система (Южный Тянь-Шань). 4 - структуры Памира.
5 – границы Гиссаро-Алая. 6 - Талассо-Ферганский разлом.

По Леонову М.Г. южная граница Гиссаро-Алая проходит по зоне Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарско–Алайского) разлома по которой она приведена в соприкосновение с Таджикско-Афганской впадиной. Зона Гиссаро-Кокшаальского разлома сливается с Вахшским надвигом и Сурхоб-Илякской полосой молодых дизъюнктивов, образуя единую разломную систему [212, с.368].

Геологическими границами Гиссаро-Алая служат: на севере – сутурная зона Туркестанского палеоокеана [78], также известный в геологической литературе как Южно-Ферганский офиолитовый пояс [28], а на юге – сутурная зона Гиссарского палеобассейна, на современном эрозионном срезе представленная выходами небольших линзообразных массивов альпинотипных серпентинитизированных гипербазитов (кундаджуазский и гульхасский комплексы C_1) офиолитовой ассоциации, приуроченных к зоне Мечетлинского (Богаинского) глубинного разлома [445].

Однако, в литературе встречается отличное от традиционного, общепринятого, оконтуривание Гиссаро-Алая. Так, Минаев В.Е. в Гиссаро-Алай включает «структурно-фациальные зоны: Байсунская, Сурханский синклиний, Кафирниганская, Яванская, Обигармская, Трансалайская складчатая зона, Яхсуйская, Васьмикухская» [279, с.112, 114], что практически охватывает северную и северо-восточную часть Таджикско-Афганской депрессии. Гиссаро-Алай в таком объеме, выделенном Минаевым В.Е., единственным сторонником которого является сам автор, пока не нашел сторонников.

Таким образом, Гиссаро-Алай (Центральный Таджикистан) в нашем понятии географически охватывает восточнее окончание Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского, а также Вахшский хребты [32, 88, 201, 422 и др.].

В геотектоническом плане Гиссаро-Алай в пределах Таджикистана представлен центральной частью Урало-Монгольского орогена или частью Южно-Тянь-шаньской складчатой системы и представляет собой сложное

аккреционно-коллизийное сооружение, сформированное на герцинском этапе развития пояса в процессе мощных горизонтальных перемещений [57, 58, 59, 54, 76, 77, 78, 80, 83, 145, 205, 206, 207, 208 и др.].

2.2. Эволюция взглядов на геологическое развитие Гиссаро-Алая

Анализ проведенных геологических работ [5, 6, 14, 35, 109, 110, 143, 344, 391, 427, 428, 445 и др.] показывает, что в течение продолжительного, почти векового, исследования, представления о геологии и магматизме территории Таджикистана и, в частности Гиссаро-Алая, претерпели значительные изменения. Концепции о последовательном смещении геосинклиналей Тянь-Шаня к югу, к Памирским структурам, со временем были существенно дополнены новыми взглядами о более сложной и волнообразной природе их развития и становления.

Долгое время структуры Тянь-Шаня и Памира расшифровывались преимущественно с позиций, ставшего классическим, фиксизма. Это в основном исследования Наливкина Д. И., Николаева В. А., Попова В. И., Белоусова В. В., Петрушевского Б. А., Муратова М. В., Виноградова П. Д., Бархатова Б. П., Кухтикова М. М., Резвого Д. П., Синицина Н. М., Кнауфа В. И., Зубцова Е. И., Довжикова А. Е. и ряда других геологов. Позже исследователи стали особо акцентировать на важное значение горизонтальных движений в формировании геоструктур. В работах Мушкетова Д. М., Пейве А.В., Захарова С. А., Бакирова А.Б., Дронова В. И., Поршнякова Ю. С., Куренкова С. А., Руженцева С. В., Буртмана В. С., Леонова М.Г. и др. горизонтальным движениям отдавалась ведущая роль в формировании структур Памиро-Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая в том числе.

Для познания геологии Гиссаро-Алая важное значение имеет строение его глубинных слоев. Раньше считалось, что кора и верхняя мантия Гиссаро-Алая имеют четкое зональное строение, чем и отличается от Памира [82, 144, 222, 223, 397 и др.]. Но, современные данные, основанные на несравненно мощные инструментарию и потенциал компьютерной обработки поистине гигантского объема геоинформации, показали совершенно другую картину глубинного

разреза Тянь-Шаня, в частности и Гиссаро-Алая: отсутствие единой сплошной литосферной плиты [369 и др.].

Структуры Гиссаро-Алая как часть Южного Тянь-Шаня расположены между коллодирующими Казахстан-Киргизским и Афгано-Таримским блоками. Согласно новым данным глубинное строение Южного Тянь-Шаня характеризуется особым, «ферганским» типом земной коры, отличающейся монотонным увеличением плотности вещества сверху вниз и отсутствием волноводов. Поэтому «ферганский» тип коры, не имеющий слой мигмы, жестко связан с верхней мантией. Земная кора орогена расслоена, а обычно трактуемая модель о двух- или трехслойной коре применительно к территории Тянь-Шаня не приемлема [27].

Результаты исследований последних десятилетий показали, что земная кора в Южном Тянь-Шане обладает повышенной мощностью – около 60 км. При этом в пределах зон выявлена неоднородность коры, резкое различие в мощностях земной коры и особенно гранитного слоя [381]. Вещественный состав верхней коры соответствует веществу «гранитного» слоя, представленное, видимо, гранитогнейсами со смесью тоналитогнейсов. Средняя кора имеет вероятный состав из амфиболитов, гранитогнейсов и тоналитогнейсов, а нижняя кора сложена смешанным из тоналитогнейса, амфиболита и гранулита.

В целом, Гиссаро-Алай, как и весь Тянь-Шань отличается весьма неоднородным строением коры и верхней мантии: характерны резкие колебания мощностей коры, утолщения астеносферы. А высокая сейсмоактивность и повышенный тепловой поток, связывается с глубинными мантийными процессами, указывающими на вероятный современный континентальный рифтогенез [44, 334].

На первом этапе геологического познания Гиссаро-Алая как части Южного Тянь-Шаня, развивались идеи о решающей роли вертикальных движений в эволюции складчатых областей. Допускали раздробление существующей континентальной коры и заложение в трогах геосинклиналей. Так, в частности считали, что геосинклинали Гиссаро-Алая были заложены на докембрийском платформенном основании [6, 21, 202 и др.]. Это мнение обосновалось на

распространение фрагментарных выходов докембрийских блоков среди палеозойских складчатых сооружений, которые трактовались как обломки некогда единой эпикарельской платформы. Глубинные разломы при этом служили межой, по сторонам которой развивались разные по режиму зоны. Такое мнение поддерживается даже и настоящее время [14, 105, 427, 428 и др.]. Так, в считавшейся в Таджикистане популярной схеме Кухтикова М.М. [202] только в пределах Гиссаро-Алая выделяются 13 тектонических зон - узких (20-50 км шириной при протяженности 500-800 км) блоков земной коры, ограниченных глубинными и/или краевыми разломами. В других схемах количество зон достигало 20 и больше [355, 356].

Ранние геотектоногенные модели геологического развития Таджикистана предполагали существование изначально континентальной коры, механически переработанной и перестроенной поздними событиями. Наличие на ранней стадии развития территории унитарной панплатформы и заложение геосинклиналей на океанической коре признавалась практически всеми.

Изучая Гиссаро-Алай Поршняков Г.С. в развитии идей Мушкетова Д.И. показал решающую роль горизонтальных движений, приводивших к тектоническому сближению разнотипных разрезов и формированию покровных структур Гиссаро-Алая и Южного Тянь-Шаня в целом [347].

В 80-х гг. прошлого века в геологии Таджикистана открылись новые страницы: была апробирована гипотеза перерастания океанической коры в континентальную, показана возможность ее приложения [76, 142, 240 и др.]. Однако, эти идеи в свое время в Таджикистане оказались кратковременными, не нашли должной поддержки и в отечественной геологии скоро были забыты, а со временем заменены устаревшими представлениями. Устоявшиеся мнения авторитетов определенное время не позволяли новым мышлениям занять достойное им место.

Узбекистанские геологи Далимов Т.Н. и др. подытоживая историю геологического исследования Тянь-Шаня отметили, что «Видимо, настало время пересмотра стадийности развития крупных геологических структур Тянь-Шаня в соответствии с новыми геотектоническими концепциями. Намеченный 45-50 лет назад схема геосинклинального развития регионов хорошо послужила

геологии, но устарела» [126, с.203]. В соседнем Узбекистане, особенно в Кыргызстане, плейт-тектоническая концепция давно, почти полвека служит теоретической основой геологических исследований, однако в Таджикистане в силу некоторых обстоятельств, она, набрав в 60-70-х годов прошлого века сторонников (Захаров С.А., Ачилов Г.Ш.), скоро уступила позиции старым, геосинклинальным представлениям.

Современные представления о геотектоническом развитии Гиссаро-Алая основаны на идеях о ведущей роли горизонтальных движений в формировании его структур [58, 59, 60, 54, 76, 78, 84, 127, 205, 206, 207, 208, 412 и др.].

В Таджикистане является общепринятой и традиционной схема деления территории на пять геолого-географических районов (рисунок 2.2.1), проведенная еще в ранних геологических работах: «На территории Таджикистана выделяется ряд районов, характеризующихся своими особенностями геологического строения и комплексами полезных ископаемых:

1. Северный Таджикистан – Кураминский хребет и Моголтау.
2. Северо-Восточный Таджикистан – западная часть Ферганской депрессии.
3. Центральный Таджикистан – горные сооружения Алайской системы.
4. Юго-Западный Таджикистан – Южно-Таджикская депрессия.
5. Юго-Восточный Таджикистан – Памир и Дарваз». [255, с.11; 291].

Как видно, Гиссаро-Алай территориально практически совпадает с Центрально-Таджикистанским геолого-географическим районом (рисунок 2.2.2).

Гиссаро-Алай обладает сложным геологическим строением, состоит из разновозрастных (от РЄ до Q) и разносоставных комплексов (рисунок 2.2.2).

Гиссаро-Алай разделен крупными разломами-надвигами – Южно-Ферганским, Зеравшанским и Гиссаро-Каратегинским на три тектонические зоны: Туркестано-Зеравшанскую, Зеравшано-Гиссарскую и Южно-Гиссарскую, различающиеся геодинамическими условиями формирования и сложенные террейнами различной природы и возраста [145, 395].

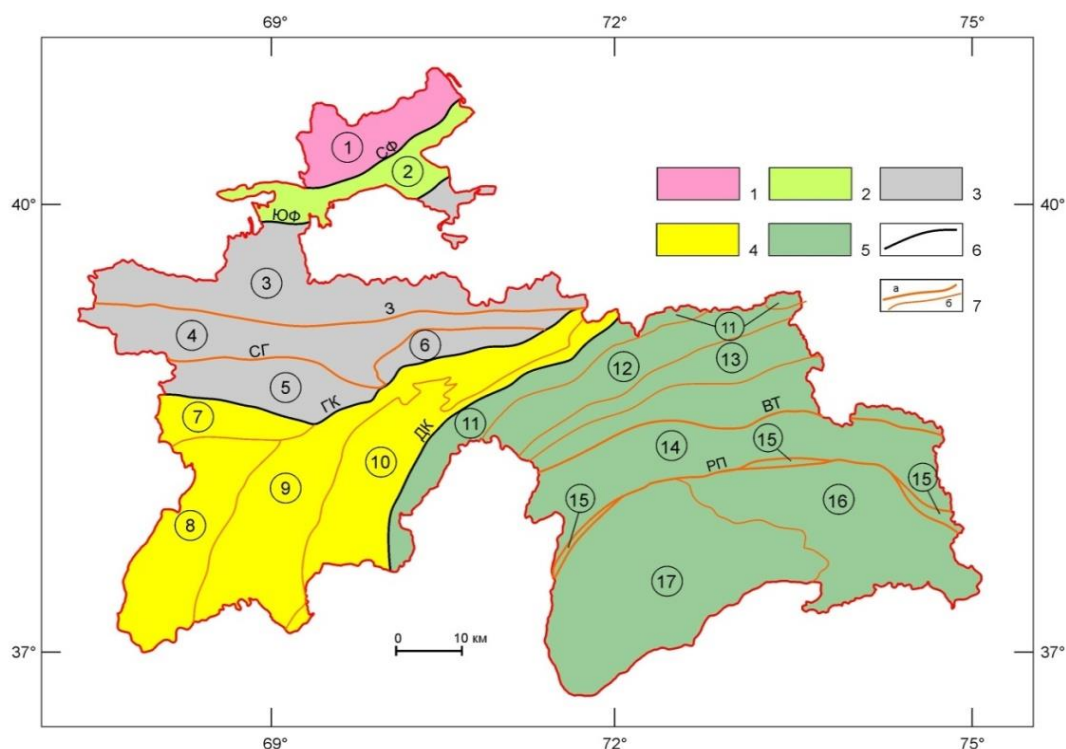


Рисунок 2.2.1.– Схема размещения основных геоструктурных зон Таджикистана (по Марковскому А. П., Буданову В. И., Власову Н. Г., Руженцеву С. В. и др.), дополненная автором

1–5 – геолого-географические районы, 6 – границы районов, 7 – разломы, разделяющие геоструктурные зоны (а), внутризональные (б);

Тектонические зоны: Северного Таджикистана: 1 – Кураминская; Северо-Восточного Таджикистана: 2 – Ферганская депрессия; Центрального Таджикистана: 3 – Туркестано-Зеравшанская, 4 – Зеравшано-Гиссарская, 5 – Южно-Гиссарская, 6 – Гармский блок; Юго-Западного Таджикистана: 7 – Гиссарская, 8 – Беткентская, 9 – Кафирниганская, 10 – Кулябская; Юго-Восточного Таджикистана (Памира): Северного Памира: 11 – Калаихумб-Сауксайская, 12 – Курговатская, 13 – Каракульская; 14 – Центрально-Памирская (Бартанг – Рангкульская); 15 – Рушано – Пшартская; 16 – Юго-Восточный Памир (Мургаб-Аксуйская), 17 – Юго-Западный Памир (Шахдаринская).

Глубинные разломы: СФ – Североферганский, ЮФ – Южноферганский, З – Зеравшанский, ГК – Гиссаро-Каратегинский, ЮТ – Южно-Тянь-Шаньский, ДК – Дарваз-Каракульский, ВТ – Ванч-Танымасский, РП – Рушано-Пшартский.

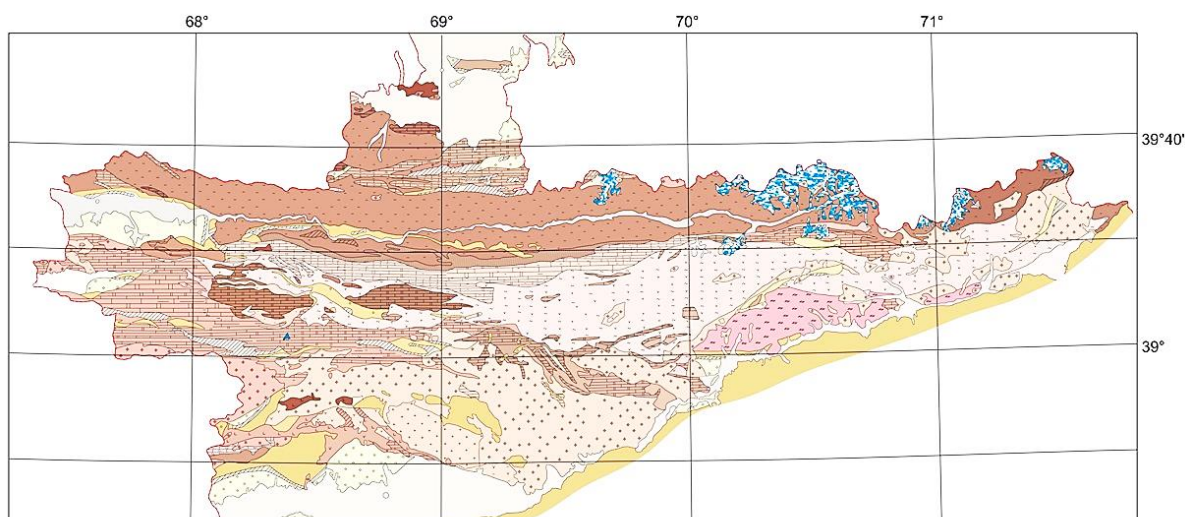


Рисунок 2.2.2.– Геологическая карта Гиссаро-Алая

Еще Марковский А.П. писал, что «в пределах Центрального Таджикистана выделяются три структурно- фациальные зоны: Туркестано-Зеравшанская, Зеравшано-Гиссарская и Южно-Гиссарская. Отдельно от них описывается область Каратегина, являющаяся восточным продолжением Зеравшано-Гиссарской и Южно- Гиссарской зон» [255, с.482]. Тут важно упомянуть и подчеркнуть заслугу Марковского А.П., заключающую в том, что им территория Гиссаро-Алая, «включающая среднюю часть мощных горных сооружений Алайской системы (хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский), рассматривается как единая геоструктурная область, что находится в противоречии с точкой зрения Д. В. Наливкина, которым по долине Зеравшана проводилась граница между центральными и южными дугами, и таким образом эта часть Таджикистана делилась на две различные геологические области» [255, с.482].

Выделение Туркестано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской зон этими авторами был обоснован тем, что они разделены Туркестанским глубинным разломом [105]. Но, Туркестанский разлом практически не на одной другой карте в качестве самостоятельного элемента не выделяется. С другой стороны, Туркестано-Алайская зона, выделенная на схеме Виноградова П.Д. широкой полосой, на территории Таджикистана практически не обнажается под мощной толщей мезозойско-кайнозойских образований. В некоторых работах перечисленные две зоны объединяются в Туркестано-Алайскую [145, 395].

Традиционно эти зоны в качестве самостоятельных тектонических единиц не выделяются, а эта часть Гиссаро-Алая именуется как Туркестано-Зеравшанская зона, что в таком объеме принимается нами в диссертации.

Таким образом, в Гиссаро-Алае выделяются три геоструктурные зоны, отличающиеся характером осадочно-метаморфического разреза, магматизмом и историей геологического развития (рисунок 2.2.3):

1. Туркестано-Зеравшанская,
2. Зеравшано-Гиссарская,
3. Южно-Гиссарская.

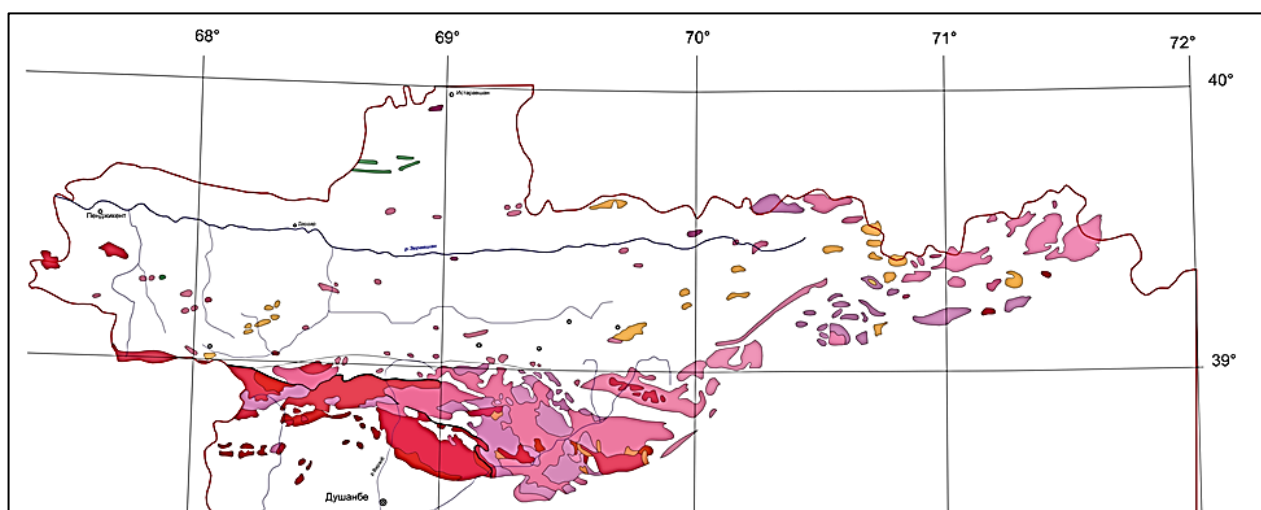


Рисунок 2.2.3.– Размещение гранитоидных массивов в Южном Тянь-Шане [105¹]

Традиционно в составе Гиссаро-Алая включается также и Каратегинский террейн (Гармский блок), который считается обычно фундаментом Южно-Гиссарской зоны.

Гиссаро-Алай с севера ограничивается Южно-Ферганским разломом, на востоке трассирующийся как Атбаши-Иныльчекский разлом и далее известный как Атбашинский. Южно-Ферганский разлом и одновременно совпадает с Южно-Ферганской офиолитовой сутурой, проявляясь как глубинный разлом. А южной его границей служит Гиссаро-Каратегинский (Южно-Гиссарский) разлом, более известный как Гиссаро-Кокшаальский. Выделение последнего

¹ Приложение 2. Номера массивов – согласно таблице П-1 тома 2.

поддерживают не все исследователи, поскольку он выражен слабо, и иногда границей считают Иляк-Вахшский разлом.

Рассмотрим главные черты геологического строения

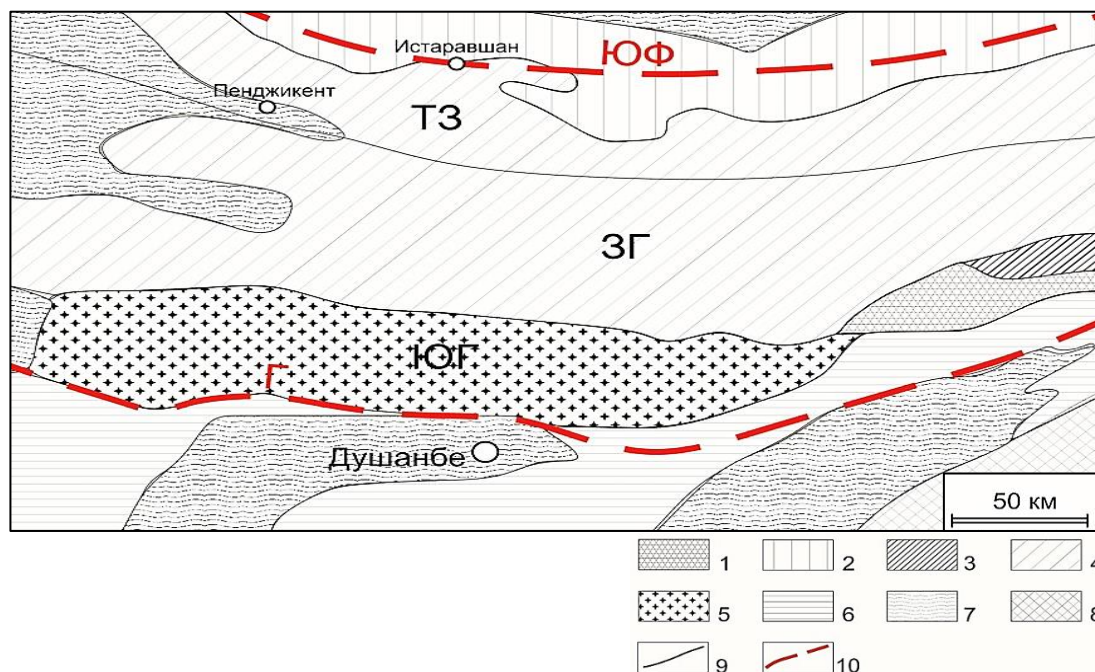


Рисунок 2.2.3.– Основные геоструктурные зоны Гиссаро-Алая

1 – Докембрийский выступ – Гармский микротеррейн. 2 – Южно-Ферганская зона; 3 – метаморфизованный (рифтогенный) СВК Rf-V, Горифский микротеррейн. 4–6 Позднегерцинские покровно-складчатые сооружения: 4–5 – ТЗ – Туркестано-Зеравшанская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская зоны, 5 – ЮГ – Южно-Гиссарская зона; 6–7 – Мезозой-кайнозойские комплексы: 6– Внутриплитные лимнические угленосные СВК тафрогенов, красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные СВК субаэральных дельт и эпиконтинентальных морей Т-Р₂, 7 – Внутренний орогенный СВК, континентальный молассовый, формации сероцветных моласс межгорных и предгорных впадин Р₂–Q; 8 – киммерийско-альпийское складчатое сооружение Памира; 9 – глубинные разломы; 10 – сутурные зоны: ЮФ – Южно-Ферганская, Г – Гиссарская.

Характерным компонентом геоструктурных зон Гиссаро-Алая выступают гранитоиды, выступающие в них в различных масштабах, с разной

интенсивностью и особенностями формирования. Как следует из рисунка, наиболее насыщенным в отношении проявления гранитоидов служит Южно-Гиссарская зона (рисунок 2.2.4).

выделенных зон с характеристикой развитых в них гранитоидных комплексов.

2.3. Геологическая позиция Туркестано-Зеравшанской зоны

Туркестано-Зеравшанская зона протягивается в широтном направлении вдоль Зеравшанской долины в виде огромной пологой дуги, обращенной выпуклостью к югу. Она занимает весь южный склон Туркестанского хребта, значительную часть его северного склона и нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта.

Древнейшие образования - кембрийские карбонатно-терригенные толщи: филлитовидные сланцы, алевролиты, составляют значительную часть зоны и занимающие практически всю осевую часть Туркестанского хребта. Выше залегают ордовикские слюдистые сланцы, алевролиты, песчаники, которые согласно перекрываются раннесилурийскими слюдистыми, углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, гравелитами с редкими телами туфов альбитофиров, андезитов, базальтов и их туфов. Верхний силур также сложен глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, изредка известняками. Девонские комплексы включают кремниевые породы, алевролиты, песчаники и конгломераты, сменяющиеся в верхней части известняками и доломитами.

Мощная терригенная толща S_{1ln} , имеющий флишоидный характер (ритмично чередующиеся тонкозернистые песчаники, алевролиты и сланцы) считается комплексом пассивных окраин.

Каменноугольные отложения преимущественно карбонатные (известняки), нередко кремнистые и глинистые сланцы, переходящие в верхних частях разрезов в терригенно-сланцевые. Комплексы C_3-P_1 с резким угловым несогласием залегают на ранние породы, сложены грубообломочными конгломератами и песчаниками.

Мезозойские и кайнозойские отложения в пределах Туркестано-Зеравшанской зоны имеют резко ограниченное распространение, они развиты в субширотных прерывистых впадинах вдоль окраин зоны, местами образуя пологие складки.

Формации MZ-KZ (конгломераты, песчаники, глины, известняки) как по всему Гиссаро-Алая развиты в тектонических клиньях.

Интрузивный магматизм, в целом занимают, по оценкам Гопфауфа Л.М. и др. около тысячи кв.км [598], составляя около 11% территории Туркестано-Зеравшанской зоны. Магматизм в зоне разнообразный, проявился на разных стадиях ее эволюции. Нам представляется следующая схема и последовательность формирования магматических формаций зоны (таблица).

Таблица 2.3.1. - Последовательность формирования фанерозойских магматических Туркестано-Зеравшанской зоны

Эпоха	Формации
	Плутонические
T	Щелочно-габброидный
P ₂	Нефелин-сиенитовый
C ³ ₃ -P ₁	Гранитоидный и монцонитоидный
C ₂	Толеитобазальтовый и ультрабазитовый (кухский комплекс)
S ₂	Комплекс параллельных даек габбро-диабазового состава (шахристанский комплекс)

Как следует из таблицы 2.3.1, среди магматических процессов гранитоиды занимают особое место. Они проявились главным образом в позднекаменоугольную эпоху, на позднегерцинском этапе развития зоны, но в сравнение с другими магматическими образованиями развиты шире. Гранитоидные массивы размещены весьма неравномерно. В восточной части зоны развиты гранитоидные и щелочные интрузии, в структуре антиклинория трудно уловить каких-либо закономерностей. Они встречаются как в осевой части антиклинория, так и в его крыльях.

Важной особенностью гранитоидного магматизма является формирование исключительно плутонической фации. Другая черта развития гранитоидов в зоне – это весьма широкое развитие даек, часто образующих дайковые поля, что нетипично другим зонам Гиссаро-Алая.

Гранитоиды локализуются, как правило в виде рвущих штоков размером от первых км до первых десятков км.

Наиболее крупными выходами являются Шибаробский и Калахонинский штоки, которые прорывают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения силура-девона образуя мощные зоны скарнирования сложены гранитами, низкощелочные лейкограниты, кварцевые диоритами, сопровождаются серией даек гранит- и низкощелочных гранит-порфиров. Развита также пегматиты Му+Би+Кв+ПШ и Му+Би состава.

Низкощелочные граниты более центральные зоны массивов, сложены 29Пл+32КПШ+33Кв+1,5Би±Амф ±Му, а граниты состоят из 42Пл+20КПШ+20Кв+12Би±1,5Амф.

Граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, часты порфировидность низкощелочных гранитов, обусловленной вкрапленниками КПШ (до 1х2,5 см), текстура массивная.

Пл – низкий, редко изменен (серицитизирован, мусковитизирован), сдвойникован, редко зональный.

КПШ – микроклин, решетчатый. Ксеноморфен как поздний, часто пертитовый. Кв ксеноморфен и катаклазирован.

Би – лепидомелан, замещается часто хлоритом и пренитом.

Амф представлен роговой обманкой, гипидиоморфен. Пир редок.

Из Акц часто развит апатит (до 20 г/т) и сфен (до 633 г/т).

По петрохимии породы соответствуют весьма высокоглиноземистым низкощелочным гранитам калиево-натриевой серии, близки к низкощелочным гранитам девонинского и ачикалминского комплексов, отличаясь от них натриевым уклоном щелочности и меньшей фемичностью.

Рама-Вадифский массив гранодиорит-кварц-монцодиоритами. Массив полнорядный, сложен рядом габбро-диориты - кварцевые диориты - гранодиориты. С ними связаны дайки низкощелочных гранитов и пегматитов

Другой крупный массив Туркестано-Зеравшанской зоны – это крупный Рама – Вадифский площадью свыше 81 кв км. Другие мелкие штоки имеют с ним территориальную близость – Ярмский, Рогский, Назарайляский, Шамтичский, Лянглифский, Сурхатский, Сомский.

Рама-Вадифский шток резко прорывает силурийские метаморфизованные толщи, образуя широкий ареал (протяженностью 320 м) роговиков, имеет

многофазное строение. Характерен парагенезис
Рог+Кв+Би+Пл+КПШ+Кор+Пир.

Минеральный состав пород гранитоидов своеобразен. Это обычно парагенезис КПШ+Би+Пир. Текстура – массивная, структура гипидиоморфнозернистая порфировидная.

Пл идиоморфный, высокоупорядоченный ($\Delta=0,9-1,0$), сдвойникованный, состав альбит-битовнит. Зонален (от 2 до 7 зон).

КПШ- решетчатый микроклин, редко ортоклаз, ксеноморфен, пертитовый.

Би замещен хлоритом, по химизму высокожелезистый. Амф- роговая обманка, низкощелочной и низкожелезистый. Развит Пир.

В жильных гранитах и пегматитах развит турмалин. Из Акц –развиты апатит (до 640 г/т), циркон (33-318), особенно обильны рудные (пирротин, пирит и ильменит).

Наибольший интерес среди интрузивных пород зоны представляет Рухшифский комплекс (Рухшиф -Сабахский массив).

2.4. Геологическая позиция Зеравшано-Гиссарской зоны

Зеравшано-Гиссарская тектоническая зона отделена от Туркестано-Зеравшанской зоны Зеравшанским разломом, мнение о глубинной природе которого разделяют многие исследователи: Виноградов П.Д., Синицын Н.М., Резвой Д.П., Кухтиков М.М., Портнягин Э.А. и др. Вместе с тем существует и отдельная точка зрения о разделении Гиссаро-Алая на два сектора: Туркестано-Алайский и Зеравшано-Гиссарский по Зеравшанскому глубинному разлому [83].

Особенность зоны – широкое развитие метаморфических пород (от докембрия до позднего палеозоя). К ним относятся ягнобские сланцы и их аналоги в Гармском блоке. Сторонники докембрийского возраста этих образований основывают свои выводы на высокой ступени метаморфизма пород, считая метаморфизм региональным процессом [110, 202 и др.]. Но Портнягин Э.А. с соавторами [346], Шадчинев А.С. [427] упорно считают их раннесилурийскими.

В зоне развита мощная терригенно-карбонатная формация O_3-S_{IV} . В основании разреза лежат силурийские базиты, впоследствии метаморфизованных до фации зеленых сланцев (ягнобские сланцы) мощностью

до 20 км [97, 435]. В S_2 накапливаются карбонаты (свыше 1,0 км), перекрывающиеся карбонатными толщами D_{1-3} . В некоторых участках происходил перерыв в S_1-D_1 .

Зеравшано-Гиссарская зона развивалась как окраинное море Палеотуркестанского палеоокеана. Особенности геологии зоны выражаются в широком развитии геосинклинальных формаций (O_3-S), перекрывающимся маломощными морскими молассоидными (C_3-P), и, выше по разрезу субконтинентальными прибрежно-морскими накоплениями (T_3-P). На раннем этапе развития, в O_{2-3} (по некоторым данным, возможно, ещё раньше) происходит накопление глинистого мелкообломочного материала, изредка изливаются базитовые вулканиты. Начиная с венлокского века появляются локальные воздымания, где в отличие от других участков накапливаются карбонатные осадки и терригенные образования. Особенно следует отметить интенсивное доломитообразование - индикатор автономности моря, имевшее место в позднесилурийской эпохе. В последующее время ($S-D$) все возрастающий темп приобретает внутрибассейновая дифференциация, обеспечивающая формирования неоднородных и сложно построенных толщ, широкое развитие получает кремненакопление. Морской седиментогенез прекращается в среднем карбоне в связи с сокращением бассейна и его дифференциации. Формируется резко расчлененный рельеф с характерными впадинами, сравнительно быстро заполняющими отложениями молассовой формации (C_{2-3}). Далее, как следствие оживленной тектоники расширяются ареалы субконтинентального седиментогенеза, что приводит к формированию терригенно-сланцевой (T_3-J), красноцветно-терригенной (K), карбонатной (P) и континентальной молассоидной (N) формаций.

Магматические образования Зеравшано-Гиссарской зоны охватывают достаточно широкий набор пород от ультраосновных базальтоидов до кислых, ультракислых гранитов. Они проявляется почти во всей палеозойской истории и служат своеобразными реперами, фиксирующими существование несколько отличных этапов геологического развития (Таблица 2.4.1).

Таблица 2.4.1. Последовательность формирования фанерозойских магматических Зеравшано-Гиссарской зоны

Эпоха	Формации (свиты, комплексы)	
	вулканогенные	плутонические
P ₂ –T		Субщелочно-габброидный
P ₁	Фонолитовая (казнольская свита)	Нефелин-граносиенитовая (ахбасайский комплекс)
C ₃		Гранит-лейкогранитовая (акбаиджумонский комплекс)
C ₂₋₃		Кварцевомонцодиорит- гранодиоритовая (чинарсайский комплекс)
C ₂		Гранодиорит-гранитовая (тагобикуль- кумархский комплекс)

Магматизм наиболее ранней стадии - согласно чередующихся с осадочно-метаморфическими образованиями силл верхнеордовик-раннесилурийских вулканитов основного и среднего состава (базальты, андезобазальты, пикриты, редко андезиты) установлены в бассейне рек Амшут, Хучируд, Захона, Сарымат, Мосриф. Мощность их в некоторых разрезах (по р. Захона) достигают 250 м. По химизму и другим признакам они сопоставимы с островодужными андезит-базальтовыми формациями. Породы формации обычно подвержены зеленокаменному метаморфизму.

Средне-позднекаменноугольная история развития региона тесно связана с дальнейшим разрастанием гранито-гнейсового слоя, характеризующим неравномерностью. Становление гранито-гнейсового слоя региона обеспечивает формирование гранитоидных формаций, способствует эволюционному развитию магматических событий: увеличение степени их дифференциации и покисления, смена мафических формаций более дифференцированными с доминирующей ролью мафическо-салических пород, все интенсивное вовлечение в магматизм корового материала и одновременно возрастание мощности земной коры. Вслед за гранитоидным магматизмом

происходит формирование дацит-липаритовой формации. Позднеорогенный кислый магматизм развивается на фоне интенсивных тектонических деформаций, способствующих образованию структур общего растяжения. Дальнейшее развитие магматических событий связано со становлением Акбасай-Казнокского вулcano-плутонического комплекса – фонолит-нефелин-сиенитовой формации [7]. Последний и замыкает орогенный этап герцинского цикла развития региона, наступает сводово-глыбовая стадия, где при активной тектонической перестройке осуществляется инъекция субщелочно-базальтоидной магмы из более глубинных зон. Внезональный базитовый магматизм, по существу, завершает магматическую деятельность в регионе.

Мезо-кайнозойский этап развития зоны характеризуется континентально-субморскими условиями. Отложения Т развиты на пенепленизированной поверхности герцинского сооружения, в карманах, малыми мощностями. Отложения J – терригенные, угленосные, с пластами углей. Мел-эоценовые отложения – формации лагун, мелководье. Олигоцен-голоценная история – это типичный континентальный моласс.

Зеравшано-Гиссарской зона на современном этапе эволюции представляет собой серию тектонических пластин, разделенных глубинными разломами.

2.5. Геологическая позиция Южно-Гиссарской зоны

Южно-Гиссарская зона в виде полосы шириной (на уровне современного среза) до 40 км протягивается в субширотном направлении на 200 км и вдоль границы с Каракумским блоком сиалической коры составляет южную окраину Гиссаро-Алая. На севере она отделяется от Зеравшано-Гиссарской зоны Северо-Гиссарским разломом (с осевой частью Гиссарского хребта), а на юге – Гиссаро-Каратегинским (Гиссаро-Кокшаальским, Южно-Гиссарским) разломом от Каракумского микроконтинента. На востоке зона погребена под MZ-KZ отложения Алайской долины.

Характерная особенность строения зоны, отличающие ее от других зон Гиссаро-Алая, заключается в неполноте и сокращенной мощности разреза среднего палеозоя и в чрезвычайно широком развитии позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов. А другое, не менее важное, отличие зоны состоит в

широком распространении вулканогенных и осадочных пород, сформированных в каменноугольных рифтогенных структурах и наиболее ранних в Гиссаро-Алае коллизионных гранитоидов.

Обнаженное в южной части зоны догерцинское основание, в основном сложено в различной степени метаморфизованными (зеленосланцевая и амфиболитовая фации) докембрий–архей-нижнепротерозойскими и условно венд-нижнепалеозойскими (обизарангская свита) осадочно-вулканогенными образованиями: гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами. В пределах зоны они обнажаются на западе Гиссарского хребта и в Гармском массиве. Обизарангская свита V-PZ₁ в пределах Таджикистана, у гор Мечетли и Яккабаг включает зеленовато-серые Кв-Сер и Хл-Сер сланцы с прослоями мраморизованных известняков и кварцевых песчаников, она согласно перекрывается известняками D₂ (S-D?). Карбонатные, кремнисто-карбонатные породы силур-девонского возраста фрагментарно развиты, преимущественно в зонах разрывных нарушений: в узком клине между Богаинским разломом (с севера) и мезозойско-кайнозойскими отложениями, в бассейне р.Харангон. А на севере – в верховьях рр.Варзоб и Майхура выходят мелкие фрагменты отложений S. Комплексы O, S, D обрывисто окаймляют Гиссарский плутон мелкими полосами с севера и юга.

Южно-Гиссарская зона считается типичным палеозойским палеоокеаническим бассейном [76, 145]. Поэтому особый интерес для познания геологии зоны и Гиссаро-Алая в целом вызывают офиолиты, образующие часть Южно-Гиссарского базит-гипербазитового пояса, проходящий через территорию Узбекистана и южным склонам Гиссарского хребта на протяжении 150 км. Он характеризуется небольшими линзовидными телами серпентинитов и габброидов, расположенными в зоне Южно-Гиссарского разлома среди вулканогенно-осадочной толщи C₁₋₂. Наиболее крупные из них имеют линзообразную форму, их контакты с окружающими комплексами C₁ тектонические.

Рифт Южно-Гиссарской зоны имеет континентальную и океаническую кору. Заложение Гиссарского рифта на первом этапе происходило на континентальной основе. Ветвистая форма рифта, не характерная для

океанической коры, по мнению Буртмана В.С. [75] указывает на аллохтонном или частично аллохтоном (парааллохтонном) залегании офиолитов вблизи корневой зоны рифта, а сутурой Гиссарского рифтогенного океанического бассейна, вероятно, выступает Богаинский разлом. Предполагается, что к началу формирования Гиссарского плутона (C_2), прорывающего породы океанической коры, под офиолитами уже существовала континентальная кора, что еще раз подчеркивает аллохтонность гиссарских офиолитов на краю Таджикского массива¹.

В дальнейшем, рифтинг усилился и достигая больших глубин перешел в океанический. Поэтому в Южно-Гиссарской зоне разновозрастные рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы формировались как на континентальной, так и на океанической коре [384].

Гиссарские офиолиты представляют имеют плохую сохранность. Офиолиты C_1 представлены серпентинитами, комплексом параллельных даек и серией основных вулканитов (диабазы и пиллоу-лавы) с прослоями кремнисто-карбонатных пород C_{1s} . В основании офиолитов лежит комплекс параллельных даек базальтов и микродиоритов, внедрившихся в вышележащие базальты и метаморфические сланцы PZ_1 континентальной коры, что свидетельствует о рифтогенном генезисе дайкового комплекса. Здесь же обнажаются протрузии серпентинизированных перидотитов и габбро [76, 346 и др.].

Дайковый комплекс перекрывается мощной (до 3,0 км) толщей серий свит (каратагская, сарбинская, чиликакская, шамольская и др.), представленных низкотитанистыми подушечными толеитовыми базальтами с прослоями пикритов и гиалокластитам, базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами с прослоями кремней и известняков с гониатитами C_{1s3} [58].

Общая мощность осадочно-вулканогенной части офиолитов превышает 2,0 км [77].

Вулканиты относятся к формациям океанической стадии, характеризуется повышенным содержанием Na_2O при пониженном K_2O . Они тождественны Сарталинскому комплексу [240].

¹ Буртман В.С. [75] полагает, что офиолиты южной части горы Мечетли являются останцами офиолитового аллохтона.

Состав офиолитового комплекса, последовательность его формирования отражает эволюцию вулканизма от базальтов СОХ к андезито-базальтам переходной стадии.

Офиолитовый комплекс перекрывается мощными (свыше 1,0 км) образованиями энсиматических островных дуг: лавы, туфы и туффиты андезитового, андезитобазальтового и дацитового состава с прослоями известняков и терригенными породами C_2b+m_1 предполагаемые корни которых выражены в виде средне-основных даек. На севере Южно-Гиссарской зоны в это время (C_1v-C_2) изливались синхронно базальтам СОХ, энсиалические островодужные андезиты, связанные с надвиганием Алайского континентального блока на Гиссарскую океаническую структуру.

Островодужный комплекс перекрыт турбидитами - терригенным флишевым комплексом $C_2m_3-C_3k$ с олистростромами – карбонатно-терригенно-молассовой формацией (св. 1,0 км) [426].

Терригенные и туфогенно-терригенные турбидиты как верхняя часть стратиграфического разреза Южно-Гиссарской зоны, по мнению Буртмана В.С. [75] начали формироваться еще в C_2m_1 и к концу эпохи распространились на всю территорию зоны. Полноценный комплекс турбидитов зоны развит за пределами Таджикистана, в Байсунтау (Узбекистан) флишевой карбонатно-терригенной алячапанской свитой $C_2m_3-C_3k$ (до 2,0 км). Ее возрастной аналог на таджикистанской территории – муборакская свита (до 1,0 км), представленная регрессирующей толщей песчаников, гравелитов, конгломератов и терригенно-флишевая майхуринская свита (1,0 км) [353, 386].

Послефлишевый орогенный, обломочно-вулканогенный, комплекс, включающий и дацит-риолитовую серию, сложен мощными (до 2,0 км) вулканитами лючобской серии Р (риодациты, риолиты, дациты, трахиандезидациты), а также разнообразными конгломератами, песчаниками, туфами.

Анализ вертикальных рядов вулканитов показывает, что в короткое время (45–50 млн лет) происходит эволюция состава вулканитов от океанической (СОХ), островодужной к орогенной. Редуцированность и довольно стремительная эволюция Гиссарского океана еще раз подчеркивает

своеобразие геодинамики Южно-Гиссарской зоны. В связи с этим интересно заметить, что в Южно-Монгольской эвгеосинклинали самая южная зона (Солонкерская) также сложена офиолитовым комплексом C_1 , а переходной стадии соответствуют терригенные комплексы C_2 [107]. Так же, как и в Южно-Гиссарской зоне, Солонкерская зона на юге граничит с докембрийскими кристаллическими массивами (Внутренняя Монголия). Поэтому были предположения об единстве Южно-Гиссарской зоны Гиссаро-Алая и Солонкерской зоны Южной Монголии как реликтов некогда единой эвгеосинклинали, заложившейся в позднем палеозое на фундаменте океанического типа [129, 335]. Эта идея в дальнейшем не нашла подтверждения, поскольку было установлено принадлежность Гиссарского океана к палеотетическим [75].

При закрытии океанического бассейна в C_3 , вероятно, в C_3k-g , по завершению флиشناкопления возникла Гиссарская океаническая сутура, которая позже в перми была деформирована, а в KZ обновлена уже в качестве разлома.

Гранитоидный магматизм в Южно-Гиссарской зоне проявился в период $C-P_1$ -ской ее истории (Таблица 2.5.1).

Таблица 2.5.1. –Последовательность формирования фанерозойских магматических формаций Южно-Гиссарской зоны

Эпоха	Формации (свиты, комплексы)	
	вулканогенные	плутонические
P_1	Шошонит-латитовая (ангорысайская свита)	Монцонитоидная субщелочно-гранитовая (курук-джавонинский комплекс)
C_3-P_1	Дациит-риолитовая (лючобская свита)	Гранит–лейкогранитная, Плюмазитовые редкометалльные граниты (южноварзобский, хочилерский комплексы)

Эпоха	Формации (свиты, комплексы)	
	вулканогенные	плутонические
C ₂₋₃	Андезитовая серия (шамольская, сиоминская свиты)	Габбро–гранитоидная, Гранодиорит-гранитовая (гиссарский, североварзобский комплекс)
C ₁₋₂	Толеитовые базальты, риолиты (каратагская серия)	Габбро-плагиогранитовая (ходжимафрачский комплекс)

Гиссарский плутон прерывает породы C_{1s}, а перекрывается породами P₂. По данным абсолютного возраста гиссарских гранитов (280-305 млн лет), прорванных гранитами южноварзобского комплекса (295-245 млн лет), формирование Гиссарского плутона относится к C₃ или C₃-P₁ [54, 78, 262]. Чрезмерно большой объем Гиссарского плутона, не соразмерный с Гиссарским рифтом наводит некоторых исследователей на предположение о поддвиге континентальной коры Каракумского террейна под Алай-Таримский после закрытия рифта [78].

2.6. Структурно-вещественные комплексы и геолого-геодинамическая модель развития Гиссаро-Алая

Краткий анализ геологического строения геоструктурных зон Гиссаро-Алая показывает на их различие по многим особенностям. Традиционно, в рамках геосинклинальной концепции, выделенные выше зоны рассматривались отдельно друг от друга, поскольку считалось, что глубинные разломы, отделяющие их друг от друга, создавали условия для автономного развития. Такой подход долгое время был единственным. Однако, еще в 70-х гг. прошлого века возникал ряд проблем в интерпретации геологического развития Гиссаро-Алая, который в классических рамках не находил своего решения. Например, нереальность неизменности типа и знака т.н. межзональных глубинных разломов, цельности узких (40-50 на 500-800 км) межгеосинклинальных зон в течении всего фанерозоя, взбросовые, а не сбросовые контура внутригорных впадин и др.) и др. Вопреки таким противоречиям в Таджикистане старые идеи до сих пор имеют своих сторонников, ретиво отстаивающие их. В то же время в последние годы по Гиссаро-Алаю стремительно растет число работ (в том числе

отечественных геологов), подверженных идеям ключевой роли горизонтальных перемещений в геологической истории регионов, показывающих покровную, аккреционно-коллизийную природу многих геоструктурных зон Таджикистана

Современные концепции плейт-тектоники допускают анализ складчатых сооружений на основе допущения эволюции океанических структур и их трансформации в горные сооружения [103, 278, 398].

Поддерживая эти положения и применяя методы плейт-тектонических реконструкций, мы рассматриваем современные структуры Гиссаро-Алая не как долговременно (сотни млн лет) существующих узких, глубинными разломами разделенных зон, а как типичный террейн, сложенный в результате мощной коллизии палеоконтинентальных, аккретированными блоками.

Эффективным инструментом для восстановления истории геологического развития Гиссаро-Алая является выделения и сравнение структурно-вещественных комплексов [8, 103].

Сопоставление вертикальных и временных рядов осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных и метаморфических формаций зон, анализ вещественного состава и возрастной последовательности стратифицированных образований Гиссаро-Алая, позволяет с учетом их латерального размещения выделить следующие структурно-формационные (структурно-вещественные) комплексы.

1. метаморфические комплексы PC_1 ;
2. метаморфический $Rf-V$;
3. офиолитовый и островодужный PZ_1 ;
4. пассивно-окраинный PZ : терригенно-карбонатная формация O , аспидная S , карбонатная D_1 , терригенная флишевая D_1-C_2 ;
5. офиолитовый PZ_2 , островодужный (спилит-диабазовая, андезитобазальтовая и флишевая формации) C_1 , коллизийный $P-T$ (континентальная риолитовая P_1 , молассовая красноватая P_2-T_1);
6. платформенный (?) MZ_1 (континентальными терригенными угленосный T_3-J) в приразломных впадинах;
7. эпиплатформенный орогенный P_3-Q (предгорных и межгорных впадин).

В Гиссаро-Алае особо широким распространением и разнообразием пользуются СВК средне-позднепалеозойского возраста, слагающие покровно-складчатый ансамбль гиссаро-алайских герцинит.

Метаморфические комплексы $РЄ_1$ относятся к комплексу основания. Последний представлен мощными (до 12-15 км) толщами вулканогенно-осадочных горных пород, преобразованными процессами метаморфизма в зеленосланцевые фации (кварциты, серицитокварцитовые сланцы, филлиты). В Гармском блоке присутствуют интрузии серпентинизированных пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро и габбродiorитов. Все они залегают в архейской серии гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов, гранулитов и амфиболитов, несогласно с вмещающими породами.

Докембрийские глубокометаморфизованные породы Южно-Гиссарской зоны относятся к гиссаро-каратегинскому типу, характеризующимся относительно калийным составом [109]. Докембрийский комплекс представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, обнажающиеся в Южно-Гиссарской зоне, в западной части Гиссарского хребта и в Каратегине (Гармский докембрийский блок). К условно докембрийским образованиям также относятся разнообразные метаморфические породы – мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы, а также небольшие тела послойно-инъекционных гранитоидов. Незначительные их выходы обнажаются в бассейнах рек Ханака, Варзоб и Кафирниган. Один небольшой выход мигматитизированных гнейсов и инъекционных биотитовых гранодиоритов-тоналитов недавно обнаружен Мамаджановым Ю. (2012 г.) в среднем течении реки Варзоб. По его мнению, к докембрийским образованиям относятся также и породы иосской свиты, представленные кристаллическими сланцами, парагнейсами и незначительно мраморами, а также прорывающие их плагиограниты иосского комплекса. В составе последнего также встречаются орбикулярные тоналиты-гранодиориты, по всей вероятности, представляющие собой образования первой фазы данного комплекса.

Обизарангская свита $V-PZ_1$ Южно-Гиссарской зоны в стратотипе – в бассейне реки Обизаранг (Узбекистан) представлен зеленовато-серыми кварц-серицитовыми и хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями

мраморизованных известняков и кварцевых песчаников мощностью около 2,0 км. В пределах таджикистанской части Южно-Гиссарской зоны, к югу от Богаинского разлома образования обизарангской свиты развиты в основании обнаженной части фанерозойского стратифицированного разреза и представлены слюдисто-полевошпат-кварцевыми метапесчаниками, хлорит-серицит(мусковит)-кварцевыми филлитовидными сланцами.

Кембрийские отложения Гиссаро-Алая развиты на Туркестанском и Алайском хребтах и сложены мелководными фациями: известняками, песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами – комплексами пассивных окраин и внутриокеанических окраин.

Отложения ордовика состоят из сланцев с прослоями граувакк и известняков с граптолитами и трилобитами – типичных океанических комплексов.

Терригенно-карбонатные и глинисто-сланцевые толщи (Є–S) – турбидиты Туркестано-Зеравшанской и Зеравшанская зон представляют комплекс окраинно-океанических обстановок (диамаликская и горифская свиты). К ним относятся также ягнобские сланцы и их аналоги в Гармском блоке. Сторонники докембрийского возраста этих образований основывают свои выводы на высокой степени метаморфизма пород, считая метаморфизм региональным процессом. Есть также особое мнение о молодом, S₁ возрасте¹ [427], которое не всеми разделяется.

К условно венд-нижнепалеозойскому комплексу можно отнести верхи обизарангской свиты, охарактеризованной выше. Свита распространена в Южно-Гиссарском районе, в горах Мечетли и Яккабаг. Стратотип в басс. р. Обизаранг. Зеленовато-серые кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы с прослоями мраморизованных известняков и кварцевых песчаников (до 2,0 км). На территории Таджикистана свита выходит цепочкой и фрагментарно в верховьях р. Каратаг, Ханака, а также р. Ханака, где образует узкую субмеридиональную полосу. По Власову Н.Г. и Тарасенко А.Г. [353, с. 29], в

¹ В печати появилось мнение о Гармском блоке как о первом раннепермском региональном метаморфическом террейне на основе изотопных данных о пермском возрасте магматитов (299–290 млн лет) [537].

стратотипе нижняя часть свиты не обнажена, а в горах Мечетли (Таджикистан) свита согласно перекрывается известняками D_2 . Наибольшую дискуссию вызывают взаимоотношение свиты с ниже- и вышележащими отложениями и ее объем. Исследователи в целом практически едины в $Rf-V-PZ_1$ (D_{1-2}) возрасте свиты. Данные абсолютного возраста слюд из сланцев подтверждают геологический возраст [386].

Комплекс $Rf-V$ ($V-PZ_1$) метаморфического основания представляет собой образования океанической стадии и слагают основания Гармского палеотеррейна.

Присутствие офиолитов как реликтов океанической стадии развития было признано сравнительно недавно. Поэтому офиолитовые комплексы Гиссаро-Алая в общем, в отличие от других сегментов Тянь-Шаня, где офиолиты хорошо изучены [371, 372], в отечественной литературе освещены неполноценно. Не освещены также вопросы их возраста, положения в разрезе и историко-геологического места в истории развития зон и горного сооружения в целом. В связи с этим ниже приводится подробное их описание и характеристика.

Офиолитовые ассоциации как маркирующие ложе океанов комплексы, на территории Таджикистана распространены, в отличие от соседнего Кыргызстана и Узбекистана, фрагментарно и значительно ограниченнее. Они установлены и не в полном объеме в Туркестано-Зеравшанской зоне Гиссаро-Алая, Центральном Памире и Рушано-Пшартской зоне: в Туркестано-Зеравшанской зоне (вблизи г.Истаравшан, $39^{\circ}53,1'$; $68^{\circ}58,3'$), Южно-Гиссарской зоне (45 км на 284° от г.Душанбе: $38^{\circ}37,4'$; $68^{\circ}12,6'$). Ширина выходов офиолитовых зон измеряется всего несколькими сотнями метров, контакты не ясные, часто тектонические, сохранность плохая.

В Туркестано-Зеравшанской зоне (таджикская часть) единственным выходом сутурной зоны являются кухский ультрамафитовый и шахристанский габбро-долеритовый комплексы вблизи г. Истаравшан (бывш. Ура-тюбе) [98, 326, 329]. Кухский комплекс сложен серпентинитами (мощностью до 100 м) с будинированными силлами ультрабазитов (ортопироксениты), залегающих среди силурийских сланцев. Ультрамафиты близки к производным толеитовых базальтов. Шахристанский (мальгузорский) комплекс обнажается в районе

Шахристанского перевала, включает силлы Ti-базитов, габбро-долеритов, диабазов, редко плагиогранитов.

Габбро-долериты высокотитанистые, железистые, обогащены ильменитом. Относительно возраста параллельных даек шахристанского комплекса существовали разные мнения: S [97], D₂ [105]. По Шадчиневу А.С. дайки шахристанского комплекса относятся к габбро-диабазовой формации и имеют С₃ возраст [326]. Данные Ar-Ar возраста, по Шадчиневу А.С. [428] указывают на Р₁. Омоложение, по его мнению, связано с наложенными процессами.

Нам представляется более реалистичным С₁-овый возраст кухского комплекса, поскольку габбро-диабазы фрагментарно обнажаются и на востоке от ареала развития, где они лежат согласно среди карбонатных толщ С₁ в виде силл. Кухский комплекс развит в Туркестано-Зеравшанской зоне и представляет собой, вероятнее всего, фрагмент серпентинитового меланжа. Он сходен с тамдытауским и северонуратинским разрезами Южного Тянь-Шаня, развитыми за пределами Таджикистана [76]. Силурийская сутура простирается вдоль Южноферганского глубинного разлома на восток и на запад (выходы в горах Букантау, Тамдытау, Нуратау) составляя одновременно и часть Букантау-Бесапано-Северонуратино-Южноферганской системы глубинных разломов. Взаимоотношение офиолитов с вышележащими комплексами в таджикистанском сегменте Гиссаро-Алая не установлено, по аналогии с узбекским и кыргызстанским продолжением сутуры оно считается тектоническим [75, 619].

Кухский комплекс D₃ Зеравшано-Туркестанской зоны сложен несколькими параллельными дайкообразными телами мощностью 0,3–120 м при протяженности до 5 км, приуроченных к крутопадающим слюдистым сланцам S₁, и заключен в тектоническом клине. Серпентиниты сильно изменены, содержат реликты зерен пироксена и оливина, в их теле развиты гнезда и прожилки хризотил-асбеста, антигорита, талька, кальцита, тремолита и др. минералов. Структура петельчатая, видны редкие измененные зерна магнетита. По составу серпентиниты соответствуют ультрамафитам, преимущественно оливинсодержащими. По составу кухский комплекс представлен измененными

пироксенитами и гарцбургитами, сходными с серпентинитами гулхасского комплекса Южно-Гиссарской зоны.

Южно-Гиссарский офиолитовый пояс прослеживается по территории Узбекистана, Таджикистана, по южным склонам Гиссарского хребта более чем на 150 км и представлен мелкими телами серпентинитов и базит-гипербазитов. Пояс приурочен к зоне Южно-Гиссарского разлома среди вулканогенно-осадочного комплекса C_{1-2} . Пояс сложен несколькими выходами – Кундаджуазским, Захчинским, Иргайликский и др. мелкими линзообразными телами.

Офиолиты Южно-Гиссарской зоны наиболее полно выходят на приграничной территории соседнего Узбекистана, в басс.р. Обизаранг (полосой шириной около 5 км), где хорошо изучены. Они содержат породы океанического фундамента (протрузии серпентинизированных гипербазитов) и океанического чехла. Офиолиты включают также и комплекс параллельных даек мощностью от 0,5 м до десятков метров, - характерную океаническую ассоциацию (диоритоиды). Полоса находится в виде клина, разделенного разломами с юго-запада (от вулcano-терригенных C_v-C_2), а с севера – $MZ-KZ$.

Южно-Гиссарский выход офиолитов на южном склоне Гиссарского хребта имеют тектонические контакты с вмещающими комплексами палеозоя. В основании разреза лежит комплекс параллельных даек¹, представленный низкотитанистыми подушечными толеитовыми базальтами с прослоями пикритов и гиалокластитов. Выше дайкового комплекса залегает мощная (до 3,0 км) толща серий свит (каратагская, сарбинская, чиликакская и др.), представленных низкотитанистыми подушечными толеитовыми базальтами с прослоями пикритов и гиалокластитами, базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами с прослоями кремней и известняков. Среди известняков – известный в литературе «гонититовый слой» C_{1s3} . Разрез венчается лавами, туфолами, андезито-, андезито-базальто- и дацитовыми туффитами. Карбонаты разреза имеют возраст $C_{2b}-C_{2m1}$ [125, 292, 346, 348, 384].

¹ Дайки, по наблюдениям Буртмана В.С. и др. одновременно секут также и раннепалеозойские сланцы, принадлежавшие континентальной коре, что дает основание считать дайковый комплекс рифтогенным [76, 346, 348].

На севере граница Гиссарской офиолитовой зоны не ясная. На северной части Южно-Гиссарской зоны развита андезитовая формация C_1v+s , синхронная спилитам и андезито-базальтам офиолитовой зоны. На юге офиолиты имеют тектонический контакт с комплексами Таджикского платформенного массива, в чехле которого среди осадочных пород залегают кислые вулканогенные породы C_1v+s .

Офиолитовая сутура Гиссарского океана примечательна тем, что она одновременно является и границей Южно-Гиссарской зоны и Южного Тянь-Шаня в целом с Каракумо-Таджикским (Туранским, Каракумским) массивом. Тектонически Южно-Гиссарская зона отделяется от Каракумского палеоконтинента (Байсунская зона) Южно-Гиссарским (Мечетлинским) разломом.

На западе, на территории Узбекистана граница погребенного офиолитового пояса установлена под осадочным чехлом по интенсивности линейных положительных геофизических аномалий, высоким градиентам гравитационного поля, что в целом создает единый пояс Мангышлак–Бухаро-Гиссарского разлома [75, 326]. На территории Таджикистана офиолиты пояса выражены, в частности, гулхасским комплексом в Южно-Гиссарской зоне. Гульхасский комплекс C_1 включает апогарцбургцитовые серпентиниты басс рр.Ширкент и Гулхасс, образующие линзовидные крутопадающие тела размером 80х450 м. Породы локализованы в зоне разлома и имеют тектонические контакты комплексами окружения. Серпентиниты содержат крупные глыбы туфолов и карбонатов. По химизму породы комплекса близки к гарцбургитам.

Комплексы пассивных окраин палеозойских бассейнов развиты практически во всех зонах Гиссаро-Алая.

Аспидный СВК S. Как было отмечено, для Гиссаро-Алая характерен полный разрез силура-карбона. Силур представлен терригенно-карбонатными толщами, залегающими согласно на нижележащих породах. Отложения девона представляют собой трансгрессивный разрез и сложены известняками и терригенно-карбонатной серией с прослоями эффузивов. Отложения карбона сложены карбонатными и песчано-алевролитовыми флишевыми толщами. В

силуре-карбоне в Гиссаро-Алае имело место рифообразование, что дает основание полагать существования обширного океанического бассейна.

Карбонатный СВК D_1 характерен для всех зон Гиссаро-Алая. В Туркестано-Зеравшанской зоне это мощные известняковые толщи (матчайская, шингакская, санзарская свиты), в и Зеравшано-Гиссарской зоне – аргская, шутская и др. свиты [284, 595]. В Южно-Гиссарской зоне нерасчлененные толщи известняков мощностью до 1,2 км.

Терригенный флишевый СВК D_1 – C_2 широко распространен в Туркестано-Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зонах, характеризуя отложения океанического склона, пассивных и активных континентальных окраин Туркестанского палеоокеана. Наиболее известные из представителей СВК – это арпапаятская свита (карбонатно-терригенная, свыше 1,5 км) в Туркестано-Зеравшанской зоне и акбасайская свита, представленная кремнисто-карбонатно-глинистыми образованиями (до 0,5 км),

Позднепалеозойский СВК. В C_1 в южной части Гиссаро-Алая появился Южно-Гиссарский океанический бассейн и формируются офиолиты. В C_2 в Гиссаро-Алае карбонатные толщи сменяются олистостромовыми, терригенными флишоидными, а в C_2 – P_1 – молассовыми отложениями остаточных прогибов. К этому времени относится и формирование чешуйчато-покровных структур.

Флишоидно-молассоидный СВК (Туркестано-Зеравшанская зона) C_{1v} – C_{1s} , C_{2b} – C_{2m} , C_{2m3} . Этот СВК включает олистолиты и олистоплаки, вулканогенно-осадочные, изредка кремнистые и карбонатные отложения.

Верхний структурный этаж Гиссаро-Алая сложен коллизионным комплексом C_2 – P . В нижней их части лежат морские флишево-молассовые комплексы, а верхняя часть представлена континентальными молассами с пепловыми кислыми туфами межгорных впадин. В южной части Гиссаро-Алайского сегмента Южно-Тянь-шаньской системы в начале карбона возникает Южно-Гиссарский океанический бассейн и начинают формироваться офиолиты. Островодужный (спилит-диабазовый, андезито-базальтовый, флишевый формации) СВК C_1 выделяется только в Южно-Гиссарской зоне. СВК мощный,

заклучен в тектоническом блоке, ограниченном разломами. СВК подробно был охарактеризован выше.

Позднепалеозойско-раннемезозойский СВК

В C_3 – P начинается орогенное развитие Гиссаро-Алая, формируются мощные грубообломочные красноцветные молассы. Образуются гранитные интрузии как нормальные, так и повышенной щелочности – индикаторы стабилизации области. В C_3 – P_1 в Южно-Гиссарской зоне происходит становление крупного Гиссарского батолита.

Коллизионный СВК P - T (континентальная риолитовая) P_1 вулканогенного и терригенно-вулканогенного состава является «визитной карточкой» Южно-Гиссарской зоны, где лучобская свита (дациты, риолиты, их туфы, туфобрекчии с прослоями терригенных пород) с резким угловым несогласием залегает на более древних породах вплоть до муборакской свиты (C_2m_3 – C_3) и перекрывается с небольшим угловым несогласием красноцветными конгломератами ханакинской свиты. В Зеравшано-Гиссарской зоне выходят мелкие фрагменты разреза свиты.

Молассовый красноцветный P_2 – T_1 имеет широкое развитие в Южно-Гиссарской зоне в виде ханакинской свиты. Свита развита на южных склонах Гиссарского хребта, южнее Богаинского разлома. в басс. р.Ханака, где обнажаются красноцветные конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники с прослоями аргиллитов, туфов и туфолав дацитов, кварцевых порфиров, переходящие вверх в толщу кислых эффузивов и известняков (до 2,5 км). Состав показывает на постепенную смену терригенно-вулканитов через крупнообломочных красноцветными средне- и мелкообломочными терригенными. В Туркестано-Зеравшанской зоне молассовый красноцветный СВК выражен мадмской свитой с красноцветными полимиктовыми конгломератами и камышбашинской свитой пестроцветных терригенных пород (от конгломератов до глинистых сланцев и глин) [600].

Субплатформенный континентальный терригенный СВК T_3 – J

Мезозойско-кайнозойские СВК включает различные субморские и континентальные комплексы триаса–олигоцена, близкие по условиям образования.

История P_2 – T_1 Гиссаро-Алая знаменуется становлением горной страны, где идет денудация, пенеппенизируется ее поверхность, стабилизируются тектонические процессы, формируются коры выветривания.

Субплатформенный континентальный терригенный угленосный СВК T_3 – J развит в приразломных впадинах. Это Магианский, Фан-Ягнобский, Зиддинский и др. впадины. На рубеже MZ – KZ в Гиссаро-Алае наступил континентальный режим с фрагментарными участками осадконакопления. Триасовые комплексы по всему Гиссаро-Алаю с резким угловым несогласием залегают на пенеппенизированную поверхность домезозойские образования.

В T_1 Гиссаро-Алай вступают в платформенный этап. Происходит пенеппенизация, образуются угленосные отложения. T_2 – эпоха спада тектонических движений, нивелирования рельефа, формирования кор выветривания. T_3 – J_1 – эпоха эпиплатформенного орогена. В приразломных впадинах аккумулируются углы.

В T_3 – J_1 наступает эпиплатформенный орогенез, образуются приразломные впадины, где интенсивно накапливаются терригенные угленосные отложения.

Лагунно-континентальный СВК K – P представлены неполными и маломощными меловыми отложениями Зеравшано-Туркестанской зоны (около 200 м), согласно лежащие на юрские конгломераты. Это, в основном красноцветные накопления карбонатных и изредка – обломочных пород.

Меловой комплекс в Зеравшано-Гиссарской зоне полный и мощный (0,2–0,7 км), сложен красноцветными терригенными породами с прослоями известняков.

В Южно-Гиссарской зоне мел образован мощными (0,5 км) континентальными красноцветными, лагунно-морскими (гипсов, мергелей и известняков) и морскими (глины, песчаники, алевролиты, известняки) образованиями.

В мелу, в переменных условиях море–суша, накапливаются красноцветные конгломераты, песчаники, глины, пестрые глины, гипсов, известняки. В рэтских отложениях Южно-Гиссарской зоны встречаются залежи углей.

Палеогеновые комплексы пространственно и генетически связаны с меловыми. В Туркестано-Зеравшанской зоне мощные красноцветные глины, гипсы и доломиты песчаников, известняки, гипсы Р достигают 500 м.

В Зеравшано-Гиссарской зоне Р существенно терригенный (песчаники, глины), верхи разреза срезаны.

В Южно-Гиссарской зоне терригенно-карбонатный комплекс Р с континентально-лагунными фациями (карбонаты, гипсы, фосфориты, обломочные породы, горючие сланцы) имеет широкое развитие, указывающее на существование большого залива.

В верхней части разреза появляются красноцветные терригенные отложения (песчаники, алевролиты, глины), свидетельствующие об отступлении моря.

В J_3 – P_3 наступает новая фаза платформенного режима, слабые поднятия, формирование денудационных равнин. К- Р – эпоха интенсивного сноса терригенного материала.

В субплатформенных условиях накапливаются песчано-глинистые осадки озерно-болотного типа, конгломераты, песчаники и глины. Накопление элювиального и делювиального материалов в небольших депрессиях формируют пестроцветный комплекс Т, который в Гиссаро-Алае имеет весьма незначительное развитие (первые метры) и территориально связаны с угленосными толщами J.

Юрские комплексы также развиты во впадинах, но имеют большую мощность чем триасовые. В депрессиях отлагаются песчаники, конгломераты (до 1,3 км). Лейас типичен угленосной толщей песчаников, алевролитов и углистых сланцев с пластами углей. Наступает верхнеюрское море, где накапливаются известняки.

Эпиплатформенные орогенные (предгорных и межгорных впадин) комплексы P_3 –Q. Гиссаро-Алай, как и весь Тянь-Шань, в P_3 –Q представляет собой область проявления геодинамического режима эпиплатформенного, более мощного, чем юрское, орогенеза. Вторичный орогенез, вызванный коллизией Индостанского и Евразийского континентов, формирует современный рельеф Гиссаро-Алая.

Молассовый грубообломочный СВК N-Q развит широко. Неогеновые отложения приурочены к предгорным районам и межгорным впадинам Гиссаро-Алая. В Туркестано-Зеравшанской зоне N - это грубообломочные фации (конгломераты, гравелиты) с подчиненным развитием алевролитов и глин (до 400 м). В Зеравшано-Гиссарской зоне N - песчано-глинистые накопления, переходящие вверх по разрезу в конгломераты и гравелиты (0,3–2,0 км) и палевато-бурые конгломераты и гравелиты (до 1,5 км).

Четвертичные орогенные комплексы Q приурочены к предгорным и межгорным впадинам и формируют современную молассу и включают аллювиально-пролювиальные и аллювиальные накопления по всему Гиссаро-Алаю с идентичным набором рыхлых обломочных накоплений.

Заканчивая краткую характеристику СВК, можно свести в виде графиков общий вещественный состав каждой геоструктурной зоны (рисунок 2.6.1), которые способны раскрыть ряд важных закономерностей.

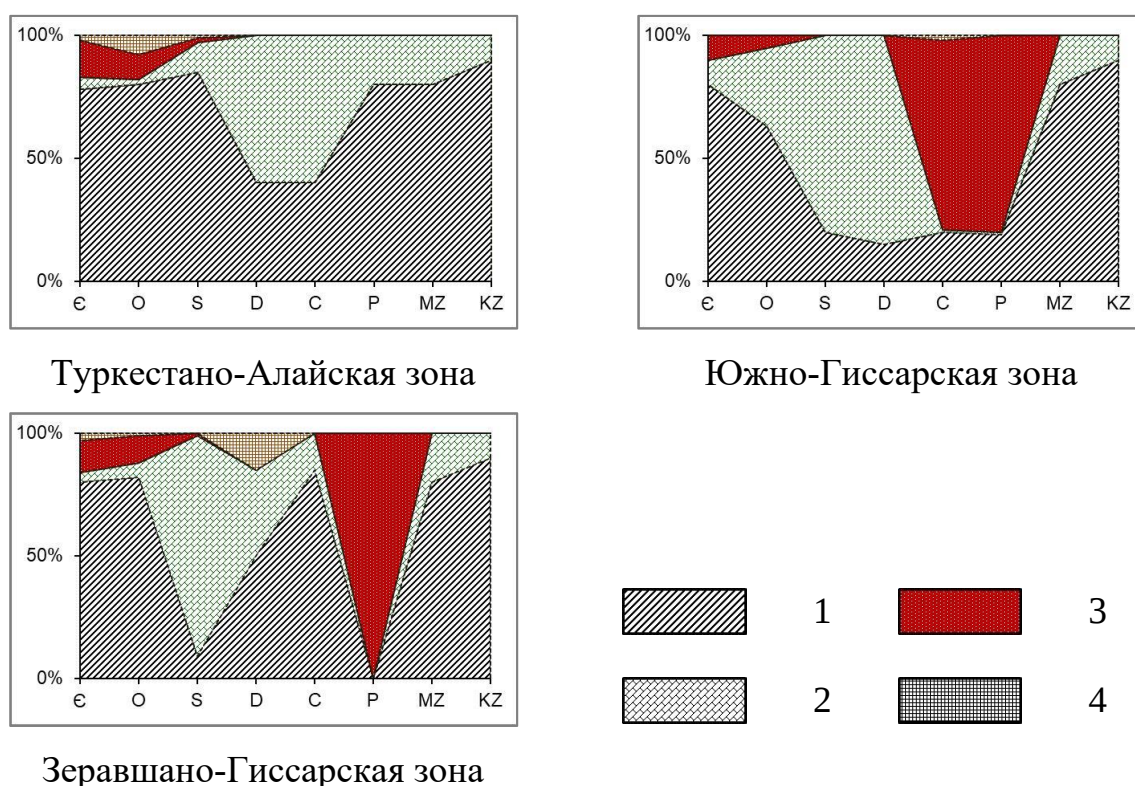


Рисунок 2.6.1.– Диаграммы эволюции вещественных составов геоструктурных зон Гиссаро-Алая в фанерозое

Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы: 1 – терригенный, 2 – карбонатный, 3 – вулканогенный, 4 – кремнистый.

Из рисунка видно, что вещественный состав отдельных геоструктурных зон изменяется во времени в зависимости от их расположения в Туркестанском палеобассейне. Фанерозойская история Гиссаро-Алая выражается в эволюции вулканогенно-осадочных комплексов.

Важно отметить, что ко времени выплавки магм и формирования гранитоидных комплексов вещественный состав фундамента зон был разным. В Туркестано-Алайской зоне к рубежу С-Р, вулканизма не было, а карбонатно-терригенный фундамент, вероятно, послужил субстратом для развития известково-щелочных и субщелочных серий. Слабые изменения соотношения составов в зоне указывает на ее природу, как пассивную окраину Туркестанского палеоокеана, что отмечается многими исследователями. Наиболее резкие изменения составов характерно для Зеравшано-Гиссарской зоны, особенно выделяется эпоха кремненакопления¹, указывающее на развитие зоны в промежуточной зоне океана, где именно этому создавались условия. К концу палеозоя зона практически представляла собой сушу, а вулканогенные составы на графике представляют связанное с интенсивным вулканизмом в соседней, Южно-Гиссарской зоне, явление. Вулканиды в Зеравшано-Гиссарской зоне на этом этапе развиты исключительно в шовных с южной зоной структурах. Интересен анализ соотношений составов в Южно-Гиссарской зоне, где одновременно с вулканизмом происходит терригенное осадконакопление. Этот момент, на наш взгляд, выражает весьма особенную черту зоны – широкое и интенсивное развитие вулкано-плутонических ассоциаций. Это явление связано, видимо, с особыми условиями ее эволюции в южной, активной, окраине палеоокеана, финальной двойной субдукцией. В зоне параллельно магматизму существовали отдельные участки с терригенным осадконакоплением.

В мезозой-кайнозойской стадии развития зон составы во всех зонах были идентичными, карбонатно-терригенными, что является, очевидно, следствием

¹ Кремненакопление в этой зоне, к сожалению, слабо изученное явление. Между тем этот фактор является, на наш взгляд, главным условием локализации ртутно-сурьмяного оруденения мирового масштаба.

унификации геологических условий из-за аккреции, надвигания друг на друга блоков после мощной, и по настоящее время продолжающейся коллизии.

Эволюционные диаграммы (см. рисунок 2.6.1) отчетливо раскрывают особенности геологического развития Гиссаро-Алая.

Анализируя и обобщая вышеприведенные материалы по геологии Гиссаро-Алая, можно воссоздать геодинамическую модель развития региона.

Современный структурный план Гиссаро-Алая является результатом длительной истории геологического развития. Гиссаро-Алай поистине может считаться своеобразным эталоном фанерозойских орогенов с полным циклом геодинамического развития. В геологической истории Гиссаро-Алая можно выделить ряд этапов:

1. Предрифтовый с характерным субокеаническим рифтогенезом, базит-граувакковым комплексом, AR–V?
2. Континентальный рифтогенез, Є–PZ₁.
3. Океанический, дивергентный. Обособленное развитие океанических и континентально-окраинных структур, O–D.
4. Конвергентный. Взаимодействие океанической и континентальной коры, островодужный, субдукционный, C.
5. Коллизионный, C₃–P₁.
6. Субплатформенный, внутриплитное развитие, T–P.
7. Современная альпийская коллизия гималайского типа, P₃–Q.

Фанерозойскому этапу развития Гиссаро-Алая предшествовал раскол Евразийской плиты и формирование Казахстан-Киргизского протоконтинента. Предполагается, что протоконтинент представлял собой сооружение полного цикла, ставшего супертеррейном в результате амальгамации различных блоков [145]. При коллизии казахстанских и тянь-шаньских островных дуг с микроконтинентами выступил новообразованный Казахстан-Киргизский террейн с континентальной корой, маркируемый мощным коллизионным гранитоидным плутонизмом [394, 413]. Итак, Казахстан-Киргизский палеоконтинент формировался к D₁ в результате долгого развития и амальгамации трех блоков (палеоконтинентов): Сырдарьинского, Иссыккульского и Борохоро [374]. В Южном Тянь-Шане произошло заложение

Туркестанского океана и, вероятно, одновременно с ним и Ягнобского рифта [58, 198].

Туркестанский океан субмеридионального простирания [80, 374] с одной стороны, обрамлялся пассивными окраинами Казахстан-Киргизского, а с другой, - Таримского и Байсунского микроконтинента. Буртман В.С.¹. [76] развивал идею о существовании трех микроконтинентов в Тянь-Шане: Киргизского, Алайского и Таджикского. Первые два были отделены Туркестанским, а последние два (позже) – Гиссарским палеобассейном.

Палеозойская экспозиция геоструктур в Центральной Азии выглядела следующим образом: с севера Казахстан-Киргизский (Казахстанский, Казахстано–Тянь-Шанский, Срединно-Тяньшаньский, Казахско-Киргизский), а с юга Алай-Таримский континенты, между ними Туркестанская океаническая структура с Туркестано-Зеравшанской, Зеравшано-Гиссарской зонами и среднепалеозойской Южно-Гиссарской рифтовой зоной.

Относительно целостности Туркестанского палеоокеана существуют различные мнения. Большинство исследователей считает, что палеоокеан был дифференцированным, и состоял, как минимум, из 4 бассейнов: Киргизско-Теркский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский. При этом раскрытие бассейнов было неодновременным, а последовательным (с севера на юг): в Rf_2 , O_1 , S_2-D , C_1 [5].

На южной окраине Гиссаро-Алая в Rf_3-PZ_1 происходили длительный рифтогенез и последующее растяжение: платформенная обстановка перешла в рифтовую, образовался Туркестанский палеоокеан. Раннедокембрийский этап, метаморфические отложения которой обнажены на дневной поверхности в Каратегинском блоке, видимо, представляют раму Туркестанского океана.

В докембрийском океане Гиссаро-Алая преобладают островодужные, океанические толиты при отсутствии рифтогенных и щелочных базальтов, сформировались мощные терригенные и вулканогенные формации. Вулканиды со щелочным уклоном сменялись толитовыми базальтами, что указывает на расширение эпиконтинентального рифта и его трансформацию в широкий

¹ Буртман В.С. в этой статье первым ввел понятие «Палеотуркестанский океан».

бассейн. Максимальное раскрытие Туркестанского палеоокеана произошло в V-Є₁, превышая 2000 м [75, 606].

Развитие Туркестанского палеоокеана шло по сложной схеме. Время начала океанического спрединга Туркестанского палеоокеана – O₁₋₂, по некоторым данным - S₁ [78, 374]. Между Казахстан-Киргизским континентом и Туркестанским палеоокеаном формируется область пассивного континентального склона и подножия, что фиксируется началом кремнистого осадконакопления, вызванного углублением палеобассейна.

В V–Є океаническая кора Палеотуркестанской структуры перекрывается пелагическими осадками с примесью базитовых туфов, углеродистыми илами и карбонатами. У Алай-Таримского континента накапливаются тонкие обломочные осадки – субстрат верхов глаукофан-зеленосланцевой горифской серии Зеравшано-Гиссарской зоны с характерным отсутствием карбонатов, указывающим на начало некомпенсированного погружения края океанической плиты с низкоградиентным метаморфизмом.

В Є₂–O₁ в Туркестано- Зеравшанской зоне идет активный спрединг. В Туркестано-Алае формируются офиолиты (с шаровыми толеитовыми базальтами O₁ с древним меланократовым основанием), тонкие обломочные осадки и пуддинговые гравелиты, турбидиты с базитовым и кислым вулканитами. На южной пассивной окраине Казахстан-Киргизского континента накапливаются кремни - указатели углубления дна. К S₁ на континентальных склонах Туркестано-Зеравшанской зоны отлагаются турбидитовые терригенные комплексы, образуются терригенные гравитационные олистостромы, а у подножия континентального склона – терригенно-кремнистые фации с кремнистыми олистостромами. Длительный склоновый режим обеспечивает накопление мощных терригенных толщ [54].

В O₂–S₁ в Туркестано-Алае вдоль всей границы Срединного и Южного Тянь-Шаня идет интенсивный динамометаморфизм и формируются глаукофан-сланцевые комплексы. Сжатие вдоль южной окраины Палеотуркестанской структуры, на северной окраине Байсунского массива и в Зеравшано-Туркестанской зоне приводит к повторному метаморфизму докембрийских окраинно-океанических комплексов (диймалекская и горифская свиты),

пододвинутых под островодужные терригенно-вулканогенные комплексы окраины Алай-Таримского континента (ягнобская свиты). Однако, бассейн не замыкается, о чем свидетельствуют обнаруженные более поздние офиолиты (Южно-Ферганский офиолитовый пояс), представленных гипербазит-габбровым комплексом с параллельными дайками, пиллоу-лавами базитов и пелагическими осадками.

В силурийское время внутри Туркестанского палеоокеана возникают две островных дуги с падением зон субдукции в сторону Тарима и Байсуна: Ош-Уратюбинско-Уланская и Алайская, реставрируемые по известково-щелочным вулканитам S, слагающим пластины под карбонатными покровами D-C [58].

В S₁ на дне Туркестанского океана накапливаются битуминозные граптолитовые сланцы, продолжается мощный базальтовый вулканизм, свидетельствующий о его расширении. На юге океана находилась континентальная окраина, а Южно-Гиссарская зона представляла собой платформу. На пассивной окраине Алайско-Таджикского микроконтинента в пределах континентального склона формируются относительно глубоководные осадки O₂₋₃–S₁, к югу сменяющиеся шельфовыми мелководными карбонатными образованиями.

В S-D Казахстан-Киргизский континент превратился в сушу, на южной окраине которой шла субдукция. В Зеравшано-Туркестанской зоне в S впервые проявляются вулканические островодужные комплексы с морскими грубообломочными и песчано-сланцевыми отложениями (хушикатская свита). В S₂-D₁ в зоне формируются островодужные вулканогенно-осадочные комплексы, идет миграцию островодужного режима от края Алай-Таримского континента на север [80]. В S-D в центральной области Палеотуркестанской структуры продолжают формироваться офиолитовые комплексы, свидетельствующие о продолжающемся спрединге, офиолитовые комплексы которого сходны с раннепалеозойскими: нижний габбро-перидотитовый слой, параллельные дайки, перекрытые подушечными и шаровыми лавами, и верхний - пелагические илы, но отличаются развитием в нижней части плагиогранитов, базальтовых лав, а в верхней - появлением карбонатных отложений.

В S_2-D_1 с дальнейшим расширением Туркестанского палеоокеана спрединг активизируется. На АКО Казахстан-Киргизского континента проявляется известково-щелочной магматизм [245]. Достаточно длительное существование спрединга (120-140 млн лет) привело к формированию офиолитовой ассоциации (эксгумированной на кыргызстанской территории). В S_2-D_1 в Туркестанском палеоокеане накапливаются глубоководные вулканогенно-глинисто-кремнистые осадки, а на континентальном склоне Алайско-Таджикского микроконтинента (Туркестанский, Алайский хребты) образуются глинисто-кремнистые образования, составляющие конденсированные разрезы S_2-C_1 . На шельфе океана в D_2-C_1 накапливаются мощные карбонатные отложения.

В S_2-D_1 Туркестанский палеоокеан при раздвижении Казахстан-Киргизского и Алайско-Таджикского микроконтинентов расширяется и в пределах континентальной окраины атлантического типа в шельфовой части Алайско-Таджикского микроконтинента формируется Ягнобский рифт. Узкой полосой изливаются оливиновые базальты, формируется оливин-щелочно-базальтовая формация. Рифтовой структура развивается по сложной схеме (рисунок 2.6.3).

По Волковой Н.И. и Буданову В.И. [582] Фан-Каратегинский метаморфический пояс представляет собой субдукционно-аккреционное сооружение, состоящее из трех тектоно-стратиграфических комплексов O_3-S_1 . Важным маркирующим комплексом являются щелочные и толеитовые базальты СОХ. А в целом ассоциация представляет собой симаунт-комплекс. Кремниевые-карбонатные толщи блока рассматриваются авторами как древние пелагические и карбонатные, так и развитые на базальтовых подводных возвышенностях осадки. В результате субдукции палеосимаунта, состоящих из СОХ-базальтов и пелагических осадков, при высокобарическо-низкотемпературном, ретроградном метаморфизме осадки перешли фации зеленых до голубых сланцев [582].

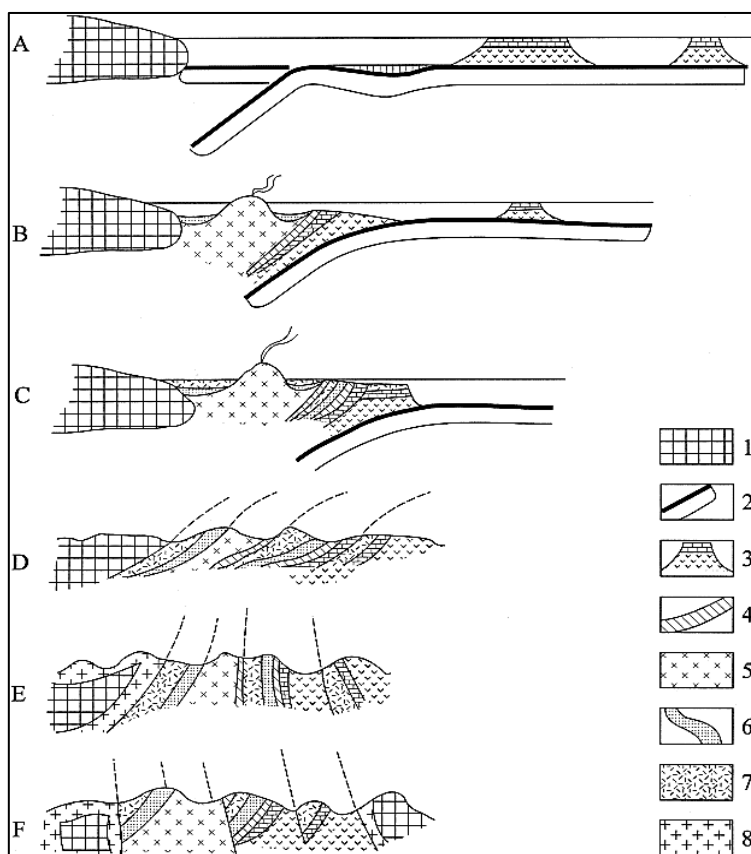


Рисунок 2.6.2.– Схема развития Фан-Каратегинского субдукционно-коллизийного пояса, по [582]

Стадии развития: А – Начало субдукции океанической плиты, В – Формирование островной дуги, пододвигание симаунта к желобу, его погружение в зону субдукции и формирование аккреционной призмы, С – коллизия симаунта и дуги, эксгумация зеленых/голубых сланцев, D –

формирование субдукционно-коллизийного комплекса Фан-Каратегинского пояса, E – Постколлизийное развитие в PZ₃, F – Современная тектоническая структура (результат обдукции южного кратона или микроконтинента; 1 – докембрийский кратон; 2 – океаническая кора; 3 – карбонатные симаунт-комплексы с OIB и E-MORB базальтами; 4 – пелагические отложения; 5 – островодужные вулканиты; 6 – вулканокластические образования; 7 – туфы и туффиты; 8 – постколлизийные граниты.

Как видно из рисунка 2.6.3, субдукция океанической коры под докембрийский кратон сначала сопровождался образованием островной дуги, далее по мере усиления скорости субдукции произошла коллизия типа симаунт-дуга, приводившая к эксгумации зелено- и голубосланцевых сланцев. Дальнейшая субдукция вызвала амальгамацию и образование субдукционно-аккреционного комплекса, который в PZ₃ превратился в постколлизийное сооружение.

В девоне расширение Туркестанского палеоокеана продолжается. В континентально-склоновой части южного микроконтинента накапливаются

относительно глубоководные глинистые, кремнистые, известковистые и вулканогенные осадки (купрукская, турпаридинская свиты). На шельфе развиваются карбонатные осадки, также как и в более южных районах Алайско-Таджикского микроконтинента.

К концу D_1 в Туркестанском океане усиливается спрединг и океаническая кора поглощается под Казахстан-Киргизский континент. Южную и восточную пассивную окраины океана формировали карбонатные платформы Зеравшано-Гиссарской зоны, Байсунского микроконтинента (хавзакская свита).

Начиная с D_3 начинается развиваться двухсторонняя субдукция на север и юг, поглощая кору раннепалеозойского Туркестанского океана. Формируются эклогит-глаукофановые комплексы D_3fr и андезитоидные островодужные ассоциации. Располагающийся на севере, в Кураминской зоне формации являются магматическим следом зоны субдукции, где массивы являются выплавками, генерировавшимися над зоной субдукции [247].

Начиная с D_{2-3} происходит сокращение палеотуркестанского палеобассейна. Возможно, прекращается и субдукция. Сокращение Палеотуркестанской структуры идет по двум зонам субдукции: под Казахстан-Киргизский и Алай-Таримский континенты. Такая полярность зон субдукции устанавливается по наличию двух парных метаморфических поясов по окраинам Палеотуркестанской структуры и вергентности складок в аккреционных клиньях. Океанические осадки представляли собой мелкотерригенный материал с содержанием битумов, перекрываемый кремнистыми сланцами, толеитовыми базальтами. Этот комплекс формировался на энсиматической дуге, заложившейся над зоной субдукции, погружающейся под Казахстан-Киргизский континент. Субдукция предположительно длилась до D_2 . Зона дивергенции Туркестанского океана функционировала довольно долго – свыше 140-160 млн лет ($O_1 - C_1$).

Океаническая кора Туркестанского океана погружалась под Казахстан-Киргизский микроконтинент, что подтверждается развитием субдукционных магматитов S_1 , D_{1-2} , C_{2-3} . Другие исследователи не считая субдукцию ведущим процессом, полагают, что закрытие Туркестанского палеоокеана произошло путем обдукции, аргументируя это отсутствием известково-щелочных

субдукционных комплексов на северном - Казахстан-Киргизском и южном – Таримском окраинах [425], что справедливо оспаривается другими геологами [31, 213 и др.], считающие, что Казахстан-Киргизский микроконтинент по простиранию был неоднородным, на его западном блоке (Чаткало-Кураминская зона) существовала активная окраина. А на восточном фланге развитые эклогиты, голубые сланцы также свидетельствуют о присутствии активной окраины, где субдукция происходила в C_{2-3} .

В D_3 на северном краю Алай-Таримского континента карбонатные отложения сменяются на обломочные. А в C_1 терригенно-обломочные толщи сменяются кремнистыми, кремнисто-вулканогенными (зойская свита). Такие линейные рифтогенные прогибы образуются и в Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонах. Они отличаются развитием отложений грабеновых фаций в сочетании с бимодальными вулканитами, щелочными габброидными интрузивами и дайками диабазов среди блоков переработанного сиалического основания. Таким образом, в Южно-Гиссарской зоне вторично закладывается внутриконтинентальная рифтогенная структура [80].

Итак, к началу каменноугольного периода, после интенсивного накопления карбонатов (свыше 1,0 км) на континентальных окраинах Туркестанского палеоокеана в $S-D$, мощной карбонатной толщ в $S-D$ и перерыва в D_3 (регрессия, денудация), в C_1^3 началась субдукция океанической коры под Казахстан-Киргизский микроконтинент. Она привела к сокращению Туркестанского палеобассейна. Это маркируется андезитами и субщелочными интрузиями Кураминской зоны [247].

На Алайско-Таджикском микроконтиненте (Южно-Гиссарская зона) в C_1^3 континентальная кора деструктируется, от Алай-Таримского микроконтинента отделяется Каракумский (Каракум-Таджикский, Туранский) сиалический блок, в C_{1t3+s} происходит заложение Гиссарской рифтогенной структуры, позже в C_{1v+s} переходящей в океаническую¹. На рифтинг указывают мелководные фации, контрастные вулканиты и терригенные породы. Гиссарский раннекаменноугольный рифтогенез от рифей-вендского по сути отличается

¹ Гиссарский рифтинг некоторыми исследователями считается регенерацией океанического режима [75].

заложением на коре континентального типа: это обосновывается развитием толеитов, щелочных или субщелочных базальтов и их комагматов в ассоциации с грубообломочными породами, образующими офиолитовую ассоциацию [205, 212, 209], что типично для современных рифтовых зон [186]. На заложение Гиссарского рифта на континентальной коре и его вторичность указывает и преобладание рифтовых толеитов и их закономерная смена K-Na – толеитами и щелочными базальтами [325], а также присутствие в терригенных составляющих разрезов обломочных пород с кварцем – признаков континентальной коры. Деструкция и раздвиг маркируются линейно развитыми гипербазитами (Кунда-Джуаз, Захча, Узбекистан) и молассоидами (зойская свита). В шельфовой и пришельфовой зонах, в прибрежно-морских и наземных условиях изливались кислые и средние вулканиты (вахшиварская свита). Континентальный рифтогенез сопровождался накоплением контрастных вулканитов и кластитов. В C_1s_3 раскол коры достиг верхней мантии и рифт перерос в океанический. Вулканизм рифта в $C_1s-C_2m_1$ эволюционировал от базальтов до андезитов.

В $C_1t_3+s_1$ в Южно-Гиссарской зоне накопилась мощная толща вулканогенно-осадочных отложений, мощностью более 2,0 км (зойская, вахшиварская и др. свиты). В основании толщи находятся конгломераты, которые выше сменяются лавами и туфами риолитов и дацитов; среди них залегают андезиты, базальты, трахибазальты, туфогенные кластиты и известняки. Одновременно с формированием океанической коры и осадконакоплением в Гиссарском рифте, вне его пределов в C_1s_3 , C_2b+m продолжался континентальный рифтогенез и накопление морских вулканогенно-осадочных отложений, турбидитов.

Гиссарский бассейн существовав около 30 млн лет сомкнулся в C_3k+g – времени прекращения флишенакпления. Это фиксируется северной вергентностью чешуйчатых разрывных нарушений и развитием вулканоплутонического пояса на Таджикском микроконтиненте. Вероятно, закрытие Гиссарской океанической структуры, вероятно, явилось следствием другого процесса – надвигания на нее Алайского континента. Судя по возрасту островодужных вулканитов, развитых в Гиссарской зоне на краю указанного

континента, закрытие Гиссарского рифта происходило одновременно с закрытием Туркестанской океанической структуры. Этот процесс завершился надвиганием края Алайского континента на Таджикский континентальный блок. Вполне вероятно, что Казахстан-Киргизский и Алайский континенты были ограничены с юга зонами Бенъоффа (Южно-Ферганской и Южно-Гиссарской), с активностью которых связан андезитовый вулканизм на краях этих континентов. Каракумский и Алай Таримский террейны вновь спаялись. За короткое время¹ гиссарская океаническая кора обдуктировалась на северную окраину Таджикского микроконтинента, проявились интенсивные складчатые движения, проявились коллизионные граниты, прорывающие складки. Сutura Гиссарского бассейна² была деформирована в перми (и позже в кайнозое), что фиксируется и в узбекистанском его продолжении [370].

С закрытием Гиссарского рифтового моря, сменой базальтового вулканизма на андезитовый и регрессии, на северной окраине формируется вулканоплутонический пояс, аналогичный Кураминскому. В C_2-P_1 в Южно-Гиссарской зоне происходит становление крупного Гиссарского батолита, питающегося от накопленной под рифтовой зоной сиалической массы.

В конце C_1 начинается поперечное сокращение Туркестанского палеоокеана вследствие субдукции под Казахстан-Киргизский континент, на что указывают андезиты $C_{1s}-C_{2b}$ на Кураминском хребте (минбулакская свита [245]). В C_{2b} Туркестанский океан полностью закрылся и произошла коллизия Казахстан-Киргизского континента с Алайско-Таримским. В это время в кураминском вулканическом поясе андезитовый вулканизм сменился кислым,

¹ Есть мнение, что, гранитный магматизм чрезвычайно быстрый процесс, протекающий менее чем 100 тыс. лет [558, 579].

² Сutura закрывшегося Гиссарского моря является границей структур Южного Тянь-Шаня с Каракумо-Таджикским (Туранским) массивом. Продолжение границы в западном направлении фиксируется под осадочным чехлом и устанавливается по интенсивным линейным положительным геофизическим аномалиям, и высоким градиентам гравитационного поля, рассматриваемым нами как погребенный офиолитовый пояс в полосе Мангышлак–Бухаро-Гиссарского разлома [326]. На современном срезе сутура Туркестанского палеоокеана трассируется вдоль северных подножий Султануиздата, Северного Букантау, Нуратау, Туркестанского и Алайского хребтов, через Северную Фергану, и сместившись Таласо-Ферганским сдвигом продолжается в Атбашинском хребте.

что свидетельствует о прекращении субдукции океанической коры под Казахстан-Киргизский континент [247]. Закрытии Туркестанского океанического бассейна в C_2b аргументируется отсутствием отложений моложе намюрских или намюр-башкирских в эвгеосинклинальных разрезах Туркестанской океанической коры.

С сокращением Туркестанского океанического бассейна на севере начинается шарьирование континентального склона Казахстан-Киргизского континента на Туркестанскую океаническую кору. В последующем, при столкновении Казахстан-Киргизского и Алай-Таримского континентов океаническая кора была шарьирована на континентальный склон последнего, где перед фронтом шарьяжей формируются флишевые и олистостромовые комплексы (C_2m_1), в свою очередь перекрытые шарьяжами океанической коры. В C_2 на фоне продолжающегося сокращения Туркестанского палеоокеана из-за субдукции океанической коры под Казахстан-Киргизский микроконтинент, на последнем происходят мощные излияния базальт-андезит-липаритовых лав. Вообще, C_{2-3} отличается весьма активной вулкано-плутонической деятельностью [536].

В C_2 проявляются первые признаки окончательного формирования континентальной коры – габбро-плагиогранитовый магматизм в форме вулкано-плутонической ассоциации: натриевые базальты (каратагская серия) с габбро-плагиогранитами (ходжмафрачский комплекс).

В конце C_2 после закрытия океанических структур на Гиссаро-Алае наступает орогенез. В C_3 накапливаются субморские и континентальные молассы, а вблизи сутур – орогенные вулканиты. Наступает эпоха закрытия палеоокеанических структур и мощной коллизии. Происходят масштабные шарьирование и интенсивные складчатые движения, за которыми следует гранитоидный магматизм.

К концу C_3 происходит амальгамация Таджикского и Алайского микроконтинентов с Казахстан-Киргизским континентом, наращивание последнего до крупного Казахстан-Киргизского континента. Континентальная коллизия в зоне сочленения Тарима и Тянь-Шаня происходила в течение всего C_2-P_1 (320–250 млн лет) [374].

При горизонтальных перемещениях масс в C_1-P_1 и последующем шарьировании произошла обдукция Южно-Тянь-Шанских комплексов на Казахстан-Киргизский и Алайский микроконтиненты [80, 83]. Обдукция наиболее отчетливо проявилась в C_2b-C_2g и привела к формированию покровной структуры. Все СВК континентального северного склона обдукцией были сближены и аккретированы. В основании аллохтонных структур лежат индикаторы обдукции – олистостромы и серпентинитовые меланжеи (за пределами Таджикистана) в основании офиолитовых покровов. Последующая за ней субдукция океанической плиты под Алайский континент под субвертикальной сейсмофокальной зоне достаточно быстро достигла верхних горизонтов недеплетированной мантии, что привело к массовой выплавке корового гранитоидного, а позже синхронного с ним подкорового щелочного магматизма [301].

В P_1 окончательно сформировался Урало-Южно-Тяньшанский пояс, и сложились контуры современной экспозиции: обособленные Казахстан-Киргизский континент, Восточно-Европейский, Афгано-Таджикский и Таримский континенты. В этот период проявились коллизионные граниты.

С $P_2^3-P_3$ по настоящего времени в Центральной Азии происходит тектоническая активизация, внутриконтинентальное горообразование с поперечным сокращением и увеличением мощности земной коры [237, 448, 453, 473, 474]. Горообразование и утолщение коры считается обычно функцией коллизии. Между тем, по мнению некоторых исследователей они имеют не только коллизионную природу, но могут быть и следствием других глубинных процессов [206].

В P_2-T – завершающем этапе развития Гиссаро-Алая выступает как ансамбль из спаянных гетерогенных комплексов, большая часть которых представляла горное сооружение и области сноса. На южной окраине Казахстан–Киргизского континента проявлялся вулканизм, а в зонах Гиссаро-Алая – щелочные и кислые интрузии, пояса даек и трубки взрыва.

При анализе фанерозойской истории Гиссаро-Алая выявляется ряд весьма характерных особенностей, составляющий его региональную особенность. Это,

в первую очередь, несравненно стремительный финальный коллапс – акселерация (первые десятки млн лет) со скоростью около 50 см/год, при довольно длительном течении дивергенции и предколлизийных процессов (свыше 100 млн лет) [75, 492]. Позднепалеозойские конвергентные события происходили крайне быстро и интенсивно: коллизия, шарьирование, обдукция, массовое гранитообразование занимало всего 9–10 млн. лет. За очень короткий промежуток времени (C_2m_3 – C_3) прекращаются спрединг и субдукция, происходят конструктивные события – замыкаются Гиссаро-Алай и Казахстан-Киргизский континент, шарьирование и внедрение коровых и корово-мантийных гранитоидов [83, 205].

Отсутствуют байкальская и каледонская фазы, точнее они незавершенные, т.к. при явных признаках проявлений они не были «запечатаны» коллизиями, выражается редуцированность каледонского цикла. Субдукция под Казахстан-Киргизский континент (O_2 – C_2) уничтожила около 3000 км туркестанской океанической коры, а южно-тянь-шанская коровая плита на 200-250 км была надвинута на южную окраину континента (C_2 – P). У южной окраины последнего амальгамировались (C_2m) шарьированные континентальные блоки и обдущированные офиолиты, формировав аккреционно-коллизийные призмы. Такое развитие событий показывает, что аккреционные призмы могут быть как субдукционными, так и коллизийными со сходными механизмами формирования. Следует заметить, что в C_2m_3 – C_3 в Бельтау-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня продолжает функционировать субдукционный вулканоплутонический пояс. Карамата С. на примере Тетиса показал, что субдукция может быть длительной, и после замыкания океанских областей субдуцирующая плита еще около 10 млн. лет может проходить через зону образования андезитовых магм [166].

Самыгин С.Г., Буртман В.С. [374] оценили величину сокращения земной коры при позднекайнозойском сближении коллизии Памира с Тянь-Шанем в 300 км. Это сближение сопровождалось субдукцией континентальной коры Тянь-Шаня и Таджикской депрессии под Памир и является следствием коллизии Индостанской и Евразийской плит. Такая особенность эволюции

Гиссаро-Алая возможно связана с ростом скорости приближения Гондваны к Евразии [413].

Обобщая последовательные этапы эволюции Гиссаро-Алая от предистории заложения океана до современных коллизионных событий, можно представить следующую обобщённую схему геодинамического развития (рисунок 2.6.4).

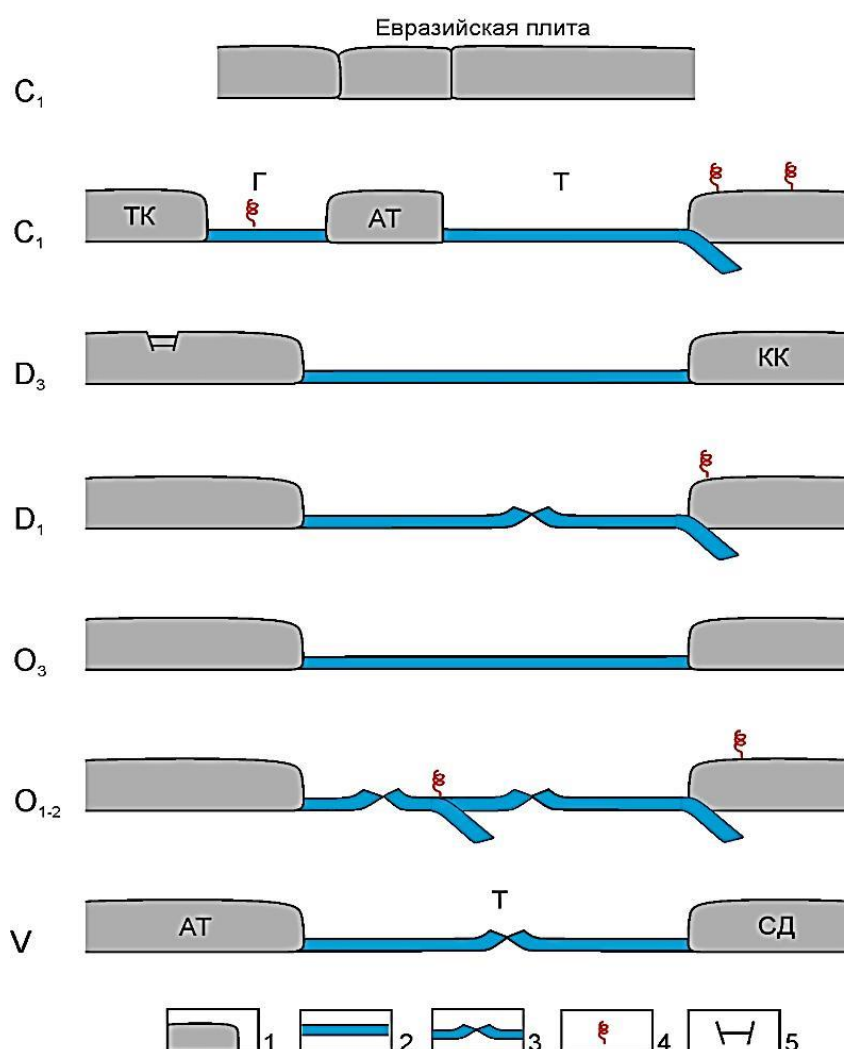


Рисунок 2.6.3.– Общая схема геодинамической эволюции Гиссаро-Алая
1 – террейн; 2 – океаническая кора; 3 – зона спрединга; 4 – вулканизм; 5 – зона рифтинга

Альпийский цикл развития Гиссаро-Алая начинается с этапа внутриплитного развития (триас-миоцен), характеризующегося режимом стабилизации консолидированной коры герцинид, пенепленизацией и

формированием платформенного чехла на складчатом основании. В условиях локального растяжения формируются трубки взрыва субщелочных и щелочных базальтоидов. В $MZ-P_3^1$ Гиссаро-Алай представлял собой ареал накопления речных и мелководных фаций. В P_3^1-N начался этап современной коллизии гималайского типа, обусловленной взаимодействием плит Евразии и Индостана, наращивались орогенные накопления.

Как следует из вышеизложенного, формирование континентальной коры путем трансформации океанической в Гиссаро-Алае происходило с протерозоя до позднего палеозоя включительно [76, 77, 80, 83, 240 и др.]. А собственно корообразующие процессы в Гиссаро-Алае, вещественно-энергетически обеспечивались длительной тектонической аккрецией субдуцировавших плит, завершившейся при столкновении двух краевых континентальных массивов в С-Р. Важная системообразующая роль при этом отводится магматическим образованиям, особенно гранитоидам. Поэтому одним из важных элементов геологии Гиссаро-Алая являются магматические формации. И не случайно, что первые геологические работы по региону были именно геолого-петрографическими. Начало петрологическим исследованиям в Таджикистане было заложено в начале XX века Николаевым В. А., Клунниковым С. И., Машковцевым С. Ф., Поповым В. И. и др. Первые серьезные магмато-тектонические модели по региону были выдвинуты В. И. Поповым в ее «ядерной» теории. Им также принадлежит установление и объяснение омоложения магматических формаций Средней Азии с севера, - с Северного Тянь-Шаня на юг, к памирским горным сооружениям [344].

Во второй половине XX в. по территории Кыргызстана, Узбекистана и частично Таджикистана в целом были завершены обобщающие работы по магматическим формациям, особенно гранитоидным. Усилиями петрологов и геохимиков были созданы обобщающие схемы развития магматизма, определены особенности его эволюции, связи с геодинамическими условиями. Но, серьезные исследования по комплексному петролого-геодинамическому изучению магматических комплексов Гиссаро-Алая на основе новых концепций по существу начались только в конце прошлого столетия. В этом отношении отечественная геология и петрология остались несколько в сторону от ведущей

концепции современной геологии, о чем было сказано в предыдущей главе. Поэтому и не случайно, что к настоящему времени многие проблемы гранитоидного магматизма Гиссаро-Алая остались дискуссионными и требуют своего решения. Так, не установлена картина взаимосвязи гранитоидного магматизма с общим ходом геотектонического развития региона, нуждается в переосмысливании в свете новых геотектонических моделей, особенно плейт-тектоники, огромный петролого-геохимический материал и т.д.

Магматизм в Гиссаро-Алае проявлялся закономерно, соответственно этапам эволюции региона, в определенных геодинамических обстановках. Характерной особенностью магматизма Гиссаро-Алая служит длительность его проявления (AR-T), выраженная в современном ансамбле вулканических, вулканоплутонических и плутонических ассоциаций. Мощный и разнообразный набор докембрийских гранитоидов (от гранито-гнейсов до калиевых гранитов Гармского, Байсунского и др. террейнов) указывает на то, что по крайней мере к Rf в Гиссаро-Алае и по всему Тянь-Шаню континентальная кора, появившаяся после рифтинга, уже существовала. А ранние стадии развития Гиссаро-Алая знаменуются мощным вулканизмом исключительно базит-ультрабазитового состава, проявившийся во всех геоструктурных зонах на меланократовом фундаменте, что указывает на то, что до начала рифея (или PZ₁₋₂) в Гиссаро-Алае существовал меланократовый фундамент океанического типа.

В Гиссаро-Алае магматизм развит неравномерно. Если в Туркестано-Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зонах магматизм сравнительно угнетен и ограничивается проявлением позднепалеозойских гранитоидов, то в Южном Гиссаре магматизм весьма интенсивный и массовый. Основная масса гранитоидов представлена субдукционными, коллизионными (син- и постколлизионными) и анорогенными геодинамическими типами.

В перми весь Гиссаро-Алай знаменуется орогенным гранитоидным и щелочным (нефелино-сиенитовым) магматизмом. В Южно-Гиссарской зоне параллельно проявляется позднеорогенный субщелочной и щелочной вулканизм (лючобская, казнокская свиты). Пермский вулканизм субщелочного и щелочного характера имеет континентальный генезис.

Массовое развитие гранитоидов на фоне угнетенности базит-ультрабазитов было, вероятно, предопределено историко-геологическими причинами: континентальная рама Туркестанского палеоокеана, ее слабая проницаемость, видимо, послужили главной причиной генерации преимущественно кислых магм.

Отличие Гиссаро-Алая и всего Южного Тянь-Шаня, как уже было отмечено выше, состоит в быстром и одновременном становлении гранитно-метаморфического слоя. Об этом свидетельствуют процессы гранитообразования, происходящие на континентальной стадии (C_3 ?– P).

Гранитоидный магматизм Гиссаро-Алая представляет собой длительно развивающийся процесс, и по мнению Бискэ Ю.С. и др. [56] и с фазами складчатости или глубинными разломами генетически не связан. В Туркестано-Зеравшанской зоне в P_1 проявились коллизионные, точнее, субдукционно-коллизионные граниты и более поздние субщелочные и щелочные магматиты, связанные со сдвиговыми смещениями [25, 461]. Щелочные базальтоиды и трубки взрыва P_2 – T_1 Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зон связаны с процессами рифтогенеза.

В P_1 в новообразованном континентальном рифте накопилась мощная толща вулканогенно-осадочных отложений. Вулканиты имеют кислый, средний и субщелочной состав.

Выводы по главе 2

1. Гиссаро-Алай прошел сложный и многоэтапный путь геодинамической эволюции, заключающейся в: 1) длительном рифтогенезе (Rf_3 – PZ_1), инверсии режима, генезисе палеотуркестанского океана, ягнобского рифта; 2) спрединге (O_{1-2}) океанической коры; 3) двухсторонней субдукции (D_{2-3}) океанической коры под Казахстан-Киргизский террейн; 4) заложении и развитии гиссарского рифта; 5) континентальной коллизии (C_2 – P_1) (320–250 млн лет) Тарима и Тянь-Шаня, сокращение пространства, формирование покровно-складчатого сооружения, массовом гранитоидогенезе; 6) плюмовой активности, щелочном магматизме (P); 7) субстабильный режим, становление эпипалеозойской платформы (T – P_2^1); 8) тектоническая активизация с поперечным сокращением

и утолщением коры, формирование внутриконтинентального орогена (P_2-Q). Геоструктурные зоны Гиссаро-Алая развивались взаимосвязано и экспозиционно в Туркестанском и Гиссарском океанах, согласно общему процессу их формирования и эволюции.

2. Собственно корообразующие процессы в Гиссаро-Алае вещественно-энергетически обеспечивались длительной тектонической аккрецией субдуцировавших плит Тарим-Алайского и Казахстан-Киргизского микроконтинентов, завершившейся при столкновении двух краевых континентальных массивов в С-Р.

3. Гранитоидный магматизм в Гиссаро-Алае проявлялся закономерно, соответственно этапам эволюции региона, в определенных геодинамических обстановках: субдукционном, островодужном, коллизионном и коллизионно-субдукционном.

Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

В современной петрологии, геохимии и геотектонике (геодинамике) исследование плутонических (вещественных) комплексов успешно применяется для выяснения связи вещественного состава пород с геодинамическими условиями. Многочисленные геохимические исследования убедительно показали высокую информативность и эффективность применения вещественного анализа магматитов для установления условий их образования [162, 175, 177, 178, 179, 180, 182, 196, 297, 392, 443, 444, 491, 526, 536, 564, 578 и др.].

Нами предпринимается попытка приложения этого механизма к гранитоидам Гиссаро-Алая. Для этого сначала рассмотрим правомерность такого подхода в нашем регионе и на базе накопленного нами объема информации о вещественном составе гранитоидов.

3.1. Петрогеохимические классификационные признаки гранитоидов

Ниже приводится обобщённый анализ существующих схем и методов петро- и геохимической классификации гранитоидов.

В тектонике плит особое внимание уделяется определению историко-геологического места гранитоидного магматизма в ходе развития складчатых областей. Для этих целей существует целый ряд классификаций.

Работы по петро- и геохимической классификаций магматитов, и в частности и гранитоидов довольно обширные [46, 87, 120, 123, 160, 162, 169, 180, 181, 190, 191, 196, 292, 392, 449, 452, 457, 458, 459, 466, 475, 476, 477, 478, 480, 481, 482, 483, 485, 486, 490, 497, 498, 501, 502, 517, 523, 524, 527, 538, 540, 543, 548, 549, 555, 556, 557, 564, 566, 575, 576, 584, 589, 594 и др.] и дополняются новыми исследованиями.

История т.н. индикаторной геохимии гранитоидов, довольно длинная и полна интересных и важных моментов. Анализируем наиболее важные из них.

Популярной в настоящее время при типизации гранитоидов для целей геодинамических реконструкций считается классификация по принципу «алфавитного супа» [497], т.е. разделение на А-, С-, I-, М-, О-, S-, AD-, Sh- и ряд других промежуточных (смешанных) типов. Но до появления этих классификаций были известны работы по разделению гранитоидов по определенным признакам, характеризующим особенности их генезиса, характер субстрата, источники энергии и т.д.

Обычно считается, что первой классификацией гранитоидов была классификация Pearce J.A. и Cann J.R [555]. Первая заметка, задолго до знаменитой фразы Read G. «Есть граниты и граниты», высказанной в 1956 г. [563], о различиях условий образований гранитов, принадлежит Вернадскому В.И. [88, с.242, 250]¹. Великий ученый различал две группы гранитов с разной геохимической историей: 1) со сфен-ортитовым и 2) с ильменит-монацитовым акцессорными парагенезисами. Тонкое, но существенное различие гранитов (по идеям Вернадского В.И.) на обширном материале по рудным районам Дальнего Востока, заметил позже Билибин Ю.А., разделив граниты на монацитоносные и ортитоносные [53]. Билибин Ю.А. выделил эти типы по значению отношения $(Ca+Na+K)/4Al$, которое в первом типе равнялось единице, а во втором - превышало ее. Оригинальность типизации Билибина Ю.А. состоит в том, что он дал подробное объяснение этому. Причину такого разделения гранитов Билибин Ю.А. видел в распределении кальция: в первом случае при недостатке этого элемента, когда он полностью уходит на кристаллизацию полевых шпатов, вместе Ап образуется монацит или ксенотим. В противном случае, избыток кальция и щелочей, оставшегося после кристаллизации полевых шпатов, образует с Ti и P сфен, ортит, апатит. Эти минералы концентрируют U, Th, TR, когда они остаются несвязанными с другими элементами [53].

До знаменитого научного сообщения Chappel B. и White A. [478] была известна работа Irvin T. и Barager W. [524] о геохимических отличиях

¹ Книга Вернадского В.И. «Очерки геохимии» впервые была издана на французском языке, в Париже, в 1927 г.

вулканитов, принципы которых были позже петрологами и геохимиками приложены к гранитам. Однако, эта работа, осталась незамеченной.

Chappel В. и White А. на примере гранитоидов пояса Лэхлейн Юго-Восточной Австралии выделили S- и I- граниты [478]. А позже ими были выделены дополнительно еще А-граниты (анорогенные) и М-тип (граниты примитивных островных дуг). В последующих работах Чэппел В. и Уайт А. [476, 477, 479] дали более детальные характеристики составов I- и S-типов гранитов, а также показали различия обоих типов по степени фракционирования в зависимости от содержания Rb. S- граниты представляют собой нормальные и субщелочные Na-K граниты и лейкограниты, являются пералюминиевыми ($ASI > 1$), содержат нормативный корунд, богатые алюминием биотит, мусковит, турмалин, кордиерит, гранат, обеднены CaO , Na_2O чем I-тип. I- граниты это кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, изредка лейкограниты. Они являются металюминиевыми ($ASI < 1,1$), из темноцветов содержат роговую обманку. I- и S-типа отличаются и составом ксенолитов: первые содержат меланократовые включения с роговой обманкой, вторые - метаосадочные породы [477, 480, 494, 499], по характеру субстрата: в I-типе он магматический (igneous), во втором - седиментогенный (sedimentary). Разными для I- и S-типов гранитов являются и первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, составляющие < 0.708 для первых и > 0.708 - для вторых. Богатиков О.А. и др. [62] предложили различать мантийные и коровые гранитоиды, сопоставимые с I- и S-типами гранитов соответственно и была дана более детальная на тот момент их характеристика.

В настоящее время среди I-типа гранитов некоторые исследователи выделяют два подтипа: Ia - гранитоиды, ассоциирующие с габбро, диоритами и вулканитами. Их образование связывают с процессом кристаллизационной дифференциации островодужных базальтовых расплавов, и Ib – гранитоиды известково-щелочной серии [361].

В советской геохимической литературе широкой популярностью (1980-е годы) пользовалась геохимическая типизация Таусона Л.В. [392]. Таусон Л.В. впервые в СССР на основе макро- и микрохимизма классифицировал гранитоиды на геохимические типы. Типы позже им же была дополнены и

расширены. Таусон Л.В. выделял 7 геохимических типов гранитоидов. Типизация гранитоидов по Таусону Л.В. была усовершенствована Недашковским Г.П. путем детализации существующих и выделения новых типов [297]. Типизация Недашковского Г.П. была успешно применена к гранитоидам Таджикистана и содействовала решению ряда проблем гранитоидогенеза и рудоносности [304, 307, 308, 316, 320, 323].

Классификация Таусона Л.В. в настоящее время несколько потеряла свою популярность и актуальность, поскольку ее рамки оказались узкими для характеристики выявленного в последние десятилетия разнообразия гранитоидов. Она была чисто геохимической, служила в основном для трактовки условий гранитообразования, их рудоносности, раскрывала механизм распределения элементов и их поведение в магматическом процессе. Но, типы в этой классификации не были привязаны к геодинамическим обстановкам. С другой стороны, появилось много новых различных схем типизации, построенных уже на новых принципах.

Ishihara S. [525] на диаграмме $\text{FeO}^* - \text{SiO}_2$ ограничил ильменитовые и магнетитовые гранитоиды. Takahashi M. и др. [577] сопоставили ильменитовые и магнетитовые гранитоиды с I- и S- типами и нашли довольно большие соответствия. Эта идея оказалась устойчивой и Григорьев С.И. [119] в фанерозойских гранитоидах складчатого обрамления Сибирской платформы выделил два крупных класса: «магнетитовый» и «ильменитовый».

Вероятно, первым выжившим явную (генетическую) связь между гранитообразованием и геодинамической обстановкой (тектоникой) был Pitcher W.S. [560], что также развеивает устоявшее мнение о том, что первая типизация (геодинамическая) гранитов принадлежит Chappell B.W., White A. [478] не совсем соответствует действительности. Эта схема разрабатывалась для установления природы исходного материала, а не для диагностики геодинамических обстановок.

Беляев Г. М., Рудник В. А. [49] выделяли сиалические и симатические гранитоиды. Изох Э.П. [160] подразделял гранитоиды на высокоглиноземистые и нормальные.

Граниты примитивных океанодужных обстановок были названы гранитами М-типа [585], а на примере гранитов Юго-Восточной Австралии был выделен новый - А-тип гранитов, характерных для анорогенных режимов [485].

Дидье Ж. и др. [494] развивая классификации Чапеля и Вайта, выделили коровые С- и мантийно-коровые М-граниты. С-тип подразделяется на CS (образующийся за счет осадочных пород) и CI (при плавлении магматических пород коры). Harris N. I. и др. [519] выявили, что в зонах коллизии формируются не только S-граниты, но и известково-щелочные граниты, близкие к островодужным.

Определенный интерес вызывает классификация Попова В.С. [345], развивая схемы Chappel B. и White A. и Didier J., предлагал следующую систематику: S-граниты и I-граниты. I-граниты подразделяются на IP (первично-коровые – primary crustal), IS (вторично-коровые – secondary crustal) и IM (смешанные мантийно-коровые – mixed).

Мантийно-коровые граниты образуются, возможно, за счет анатексиса базитовых, гранитных и осадочных субстратов. Критерии их диагностики пока не разработаны. Все I-граниты – коровые. Идея о возможности выплавления их из перидотитового субстрата оспаривается изотопным составом кислорода в плагиогранитах [345, с. 25].

Браун Дж. и др. [471] предлагали классификацию гранитоидов по соотношению содержаний Rb-Ta-Hf, Nd, Sm, Yb. Но Пирс Дж. [552] проводя сравнительный анализ классификационных диаграмм Chappel B. и White A. [478], Брауна Г. и др. [471] пришел к выводу об ограниченности их применения. В 90-е гг. прошлого века широкое развитие получили классификационные диаграммы Пирса Дж. [553, 554, 556] по соотношению содержаний Rb-Nb-Y.

Шкодзинский В. С. и др. [437] на примере позднемезозойских гранитоидов Восточной Якутии показали неоднозначность деления гранитоидов на S- и I-типы. Оказалось, что дальневосточные граниты обладают смешанными свойствами. В частности, обнаружилось отсутствие Мт и Мнц в высокоглиноземистых гранитах. Позже Chappel B. и White A. отметили ряд других отличительных S и I типов гранитов [477].

В настоящее время существующие классификации постоянно совершенствуются. Выделенные устойчивые типы: I-, S-, M- и A-граниты при их общем сохранении все шире разделяются, это особенно касается M-типа. Если I и S типы характеризуют тип субстрата («I» - igneous – магматический, «S» - sedimentary – осадочный, апоосадочный, то символ «M», как не странно, не имеет отношения к субстрату, хотя при первом его выделении это означало «mantle» – мантийный [585]. Было принято, что M-тип объединяет мантийные гранитоидные дифференциаты негранитных магм.

Самым загадочным среди типов гранитоидов оказался A-тип, впервые выделенный Loiselle M.C. и Wones D.R. [542], не означающего субстрат или уровень генерации магм. Есть различное толкование этой буквы: «сухой» (anhydrous), щелочной (alkaline), анорогенный (anorogenic) и др. [485, 482, 497, 498, 501, 584 и др.]. Прототип A-типа, т.е. гранитоиды, обладающие соответствующими характеристиками, впервые были выявлены и описаны еще Loiselle M.C., Wones D.R. [542] на примере нигерских красных гранитов, представляющих собой по их мнению выплавки при фракционировании рядом находящихся толеитовых базальтов. Им характерны повышенные значения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, значений Fe/Mg, Ga/Al, а также высокие содержания F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y, REE (кроме Eu) и низкие содержания CaO, Ba и Sr.

Chappell B. считал, что A-граниты не являются производными базальтов, а принадлежат к коровым анатектитам, однако субстратом для них служат породы, уже претерпевшие ранее ультраметаморфизм и гранитизацию [479]. Из-за безводности, повышенной щелочности (при преобладании K над Na, и приуроченности к мощной континентальной коре Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. считали их анорогенными или посторогенными [584].

Субстратом A-гранитов могут быть слои мощной континентальной коры, которые характерны как для внутриплитного рифтогенеза (например, Нигер) так и для зон коллизии, активных континентальных окраин Андийского типа. Eby G. N. [497] на основе анализа известных к тому времени A-гранитов Мира пришел к выводу, что они являются продуктами повторного плавления основания гранитного слоя под действием тепла базальтовой магмы. Поэтому и естественная их ассоциация с базальтами, как это отмечена в Нигерии.

Гребенников А.В. и др. считают, что А-гранитоиды, развитые в широком возрастном диапазоне (AR–KZ) представляют собой кварцевые, умеренноглиноземистые и агпайтовые гранитоиды. Для них типичен щелочно-известковый состав, высокие содержания Nb, Y, Ga и РЗЭ (кроме Eu), низкие содержания Sr, Sc и V, присутствие эгирина, арфведсонита и рибекита. Их генезис связан с мантийными щелочными расплавами.

Отличительной особенностью А-гранитоидов является то, что они развиваются в различных геодинамических обстановках: от дивергентных до континентального рифтогенеза.

Григорьев С.И. [119] разделяет А-гранитоиды на предлагаемой им диаграмме на два подтипа: А1 (дифференциаты щелочно-базальтовых магм) и А2 (контаминаты мантийных расплавов с материалом континентальной коры (А2)). При этом А1 характерен для внутриконтинентального магматизма, внутриокеанических островов, а А2 – пост- или позднеколлизийных обстановок, а также континентального рифтинга.

М-тип гранитоидов, как следует из обозначения, мантийные, образуются в энсиматических дугах как дифференциаты частичного плавления вещества верхней мантии [562, 585]. Но, по мнению большинства исследователей, М- и I-типы трудноразделимы. Они могут быть конечными дифференциатами известковых (толеитовых) расплавов, также и щелочной магмы, и имеют, соответственно, истощенный и обогащенный мантийные источники [137, 484 и др.].

В петрогеохимических реконструкциях особенно широко применяются наряду с химическими элементами, их соединениями, различные индексы, их комбинации. Так, степень алюминиянасыщенности пород, который может дать информацию о субстрате, оказалась очень информативной. Такая классификация является геохимической и имеет широкое применение. Эта степень выражается индексом ASI (иногда A/CNK) и вычисляется по формуле:

$$ASI (A/CNK) = Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O), \text{ мол. \%}$$

По значения этих показателей гранитоиды делятся на три группы: в пералюминиевых гранитоидах ASI меньше единицы, в субалюминиевых = 1,0–1,1, в металюминиевых < 1 [478, 593], а в перщелочных гранитоидах

$Al_2O_3 < (K_2O + Na_2O)$, мол.%. Иногда эти три группы пород могут развиваться в одной серии, что считается признаком генетической или парагенетической связи между группами.

Такие диаграммы дают довольно надежные результаты по геодинамической типизации гранитоидов. Так, на основе петрохимии, дискриминантной диаграммы $A/CN - A/CNK$ и харкеровских бинарных диаграмм, Maniag P., Piccoli P. [543] на примере известных гранитоидных серий Мира уверенно выделили 7 типов гранитоидов. Авторами 1...4 типы названы как орогенные, а 5...7 как анорогенные. Орогенные гранитоиды образуются при «...деформации, плутонизме, метаморфизме, характерных при коллизии островных дуг, континентальных массивов или движении плит» [543, с. 642], а анорогенные, - как явствует из названия, - вне связи с орогеном: рифтогенез, континентальные эпейрогенические пояса (с аплифтом) и океанические бассейны (COX). Другая, предложенная им же диаграмма AQP для разбиения гранитоидов различного типа надежно отделяет IAG-, RRG-, POG-, OP-гранитоиды по модальному составу [543]. В то же время поля соответствующих составов POG и CCG, CAG и IAG типов значительно перекрывают друг друга. Авторами для разделения гранитоидов на типы предложено применение индекса Шанда, краткий вариант которого был приведен выше.

Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса [556]: $Rb - Y + Nb$; $Rb - Y + Ta$, $Nb - Y$; $Ta - Yb$, спайдер-диаграмма, включающая стандартный ряд элементов от Sr до Yb, где породы нормированы по содержанию элементов в граните COX, очень часто привлекается для целей разделения гранитоидов на коллизионные, островодужные и внутриплитные.

Для разделения I- и S-гранитов широко пользуются т.н. диаграммы глинозёмистости, уровень содержания сидерофилов (Co, Ni, Cr), и степень окисленности железа. Но, практически однозначные результаты дает сравнение содержаний акцессорных минералов, где I- и S-граниты четко отделяются, соответственно как ортит- и монацитоносные.

Известно, что коллизионные гранитоиды обычно относятся к S-типу, но при континентальной коллизии иногда образуется и I-тип. А в складчатых областях островодужные, доколлизионные, синколлизионные, и даже

постколлизийные анорогенные граниты могут сложить тесную пространственную ассоциацию, что делает их разбиение петрогеохимическими методами затруднительным. В таких случаях для идентификации гранитов I-типа, возникших до и в ходе коллизии, эффективные результаты дает диаграмма Rb - Hf - Ta.

Иногда выделяемые О- и М-типы гранитоидов раньше Таусоном Л.В. [392] типизировались как близкие друг другу плагиограниты толеитового (О-тип) и андезитового рядов (М-тип). Петрогеохимическая тождественность этих типов связана, вероятно, с общими условиями магмогенерации в зонах погружения океанической плиты. Отличие в них выражается в более низком содержаниях К и Rb в О-гранитах. Однако они отчетливо отличаются на диаграмме Rb(Nb+Y).

3.2. Проблемы использования вещественного состава гранитоидов для диагностики геодинамических условий и пути их преодоления

Петрогеохимические типы гранитоидов и их геодинамическая интерпретация несомненно играют важную роль при генетических построениях и определении рудоносности полей их развития, чем их относят к весьма заметным достижений современной геологии. Но, конвергентность гранитоидов, широкое в них развитие процессов магматической дифференциации и метасоматических преобразований обусловили их чрезвычайное разнообразие. В связи с этим некоторые типы гранитоидов, такие как I-граниты могут формироваться в различных геодинамических обстановках.

Очевидно, что петрогеохимическая дискриминация гранитоидов не всегда может давать однозначные результаты. Например, на диаграммах Rb–Y+Nb; Rb–Y+Ta, Nb–Y; Ta–Yb составы энсиалических гранитах и гранитов АКО попадают в одно и то же поле GVA (граниты вулканических дуг), что не соответствует геологической реальности.

Как уже было отмечено в главе 1, механическое приложение «диаграммной» технологии может «уложить» разнотипные магматиты в одну трендную линию и «выявить» их комплементарность, в то время как это явно противоречит геологическим данным. Например, пять разорванных во времени серии южноафриканского вулкана Аден, включающих разные породы могут

разместиться на TAS-диаграмме на одной и той же линии, что неестественно [182]. Или другое. Короновский Н.В. и др. [191], показали, что метод магматических комплексов как индикаторов геодинамических обстановок должен применяться только как вспомогательный, и в обязательном сочетании с геологическими. Правда, эту точку зрения эти авторы позже несколько изменили в позитивную сторону, и даже издали специальное пособие «Магматизм как индикатор геодинамических обстановок» [190], где этот метод широко рекомендуется (с соблюдением, правда, определенных условий применения). Так, авторы изучили девонскую базальт-риолитовую формацию Рудного Алтая, ранее на дискриминационных диаграммах отнесенные к островодужным. Авторы по комплексному анализу петрогеохимии вулканитов и новых диаграмм выявили их континентальную рифтогенную природу. С помощью таких же процедур авторы показали, что неоген-четвертичные вулканиты центральной части Альпийского пояса, ранее считающиеся субдукционными, являются коллизионными. В итоге авторы заключают, что «только учет общей геологической истории, детальный тектонический и палеогеографический анализы в совокупности с геодинамическими исследованиями, петрологические и геохимические данные позволяют сделать обоснованные выводы» [191, с.293].

Другим примером корректировки и существенного уточнения применимости различных диаграмм геодинамической кластеризации гранитоидов считается обобщение Barbarin В [457]. В нем особенно уверенно дискриминируются (с учетом минералогических данных) внутриплитные кордиерит- и биотитсодержащие гранитоиды.

Исследователями даже установлена «уязвимость» геохимических характеристик гранитоидов к разбросам на дискриминационных диаграммах, убывающая в следующей последовательности: М-типы→ S-, А-типы→ I-типы [120, 191, 415 и др.].

Гребенников А.В. и др. анализируя ограниченность и неоднозначность применения многих дискриминационных диаграмм, основанных на распределении химических элементов, предлагают новые (реанимированные и

адаптированные) диаграммы на основе соотношений петрогенных окислов [116].

В последние годы в геодинамических целях все шире применяются визуальное отражение присущих различным геодинамическим обстановкам комплексов. С установлением и дальнейшим всеобщим признанием сути эволюции земной коры в континентализации океанической коры термин «формация» лишилась прежнего понятийного объема. Появились новые термины, которые адекватно новой концепции заменили этот термин на «комплекс-индикатор» [335], «литодинамический комплекс» [418, 419], «литогеодинамический комплекс» [214] и «геодинамический комплекс» [145, 418 и др.]. Термин «геодинамический комплекс» оказался более устойчивым и прочно вошел в лексикон. Одним из основных допущений в типизации геодинамических комплексов, в частности гранитоидов, считается образования их в двух обстановках: растяжения или сжатия. Хаин В.Е. [415] предложил разделить литодинамические (геодинамические) комплексы на три группы [416], которые и были приняты нами в настоящей работе.

Логической представляется классификации гранитоидов по Хаину В.Е. не по принципу «алфавитного супа», а по выделению «в зависимости от источника магмы» на три основные категории: мантийные, мантийно-коровые и коровые с последующим их подразделением на группы по геодинамическим обстановкам образования. Эта классификация, разработанная полтора десятка лет назад, и сейчас является востребованным, и была положена в основу нашей диссертации.

Примечательной особенностью классификации Хаина В.Е. является то, что в ней выделенные группы коррелируются с широко известными типами гранитоидов.

Для геодинамической дискриминации гранитоидов наряду с петрохимическими, геохимическими особенностями применяются также минералы пород с большой изоморфной емкостью. Например, выявленная «запись» физико-химических особенностей формирования гранитов в содержащих их биотитах [254] оказалась настолько устойчивой, что стала одной из первых минералогических дискриминантных диаграмм гранитоидов

задолго до появления геохимической типизации. Для классификации гранитоидов уже стало традиционным применение химического состава породообразующих и второстепенных минералов, особенно биотитов [120, 158, 349, 400, 411, 447, 528 и др.]. Широкое применение биотит-диаграмм показало их эффективность не только при классификации гранитоидов, но и для диагностики геодинамических обстановок их формирования. Например, Гусев А.И. предлагает диаграмму состава биотитов гранитоидов для идентификации гранитоидов [120].

Из анализа состояния геодинамической дискриминации гранитоидов по вещественному составу следует, что: 1) часто повторяются схемы, диаграммы, графики, где обособление (разграничение) полей производится произвольно, 2) практически во всех случаях (за исключением диаграмм Великославинского С.Д. [87] дискриминантные диаграммы не обеспечены статистическими оценками достоверности разбиения полей, что дает основу для субъективизма и графического произвола, 3) пока не разработана та единственная диаграмма, которая уверенно сгруппировала бы составы гранитоидов в геодинамические типы.

Главной проблемой «вещественной кухни» гранитоидов заключается в конвергентности составов. Не случайно, именно эта сложность послужила основой для сомнений в правомерности применения «алфавитной» классификации гранитоидов для диагностики геодинамических обстановок, и вообще суждений о генезисе пород. Так, видный советский геохимик, признанный специалист по геохимии гранитоидов Беус А.А. выражал свое мнение о классификации Chappel В. и White А. как «заслуживающей критической проверки» и что «обоснование этой классификации до настоящего времени нельзя признать достаточным» [51, с.6]. Такое мнение идет в унисон с уже высказанной до этого критикой в адрес плейт-тектоники в целом [95].

Надежным решением проблемы конвергенции может послужить комплексный подход, т.е. выявление всех вещественных характеристик: петрохимии, геохимии, главной и акцессорной минералогии, их грамотное приложение и, главное – тщательный анализ геологической предыстории гранитоидов [190, 332, 415, 501, 551, 564].

Ниже, в сжатой форме сведены в таблицу основные характеристики петрогенетических классификаций гранитоидов, осуществленных по различным признакам (Таблица 3.2.1).

Таблица 3.2.1. Сравнение некоторых петрогенетических классификаций гранитоидов

Тип классификации	Автор(ы) ¹	Предполагаемый уровень генерации магм				
		Коровые		Смешанные		Мантийные
Петрохимия	Shand S.J. [570]	Перглиноземистые		Метаглиноземистые		Пересыщенные глиноземом
Минералогия и петрохимия	Изох Э.П. [160]	Высокоглиноземистые		Гранитоиды К-серии	Гранитоиды К-Na-серии	Гранитоиды Na-серии
Включения в минералах	Didier et al. [493]	С-тип		М-тип (смешанные или мантийные)		-
Геохимия, минералогия, включения в минералах	Chappel B. W., White A. J. [477, 478], Collins W.I. et al. [485], Warren P.K., Wasson J.J. [583]	-	S-тип	-	I –тип (Н-тип)	М-тип
Рудная	Ishihara	Граниты ильменитовой серии			Граниты магнетитовой	-

¹ Часть ссылок во избежание перегрузки списка литературы упущены. Они имеются в известных обзорных статьях и соответствующих разделах монографий [392, 457, 91].

Тип классификации	Автор(ы) ¹	Предполагаемый уровень генерации магм						
		Коровые		Смешанные			Мантийные	
акцессорная минералогия	S. [525]				серии			
Геохимия	Таусон Л.В. и др. [393]	Ультраметаморфические	Палингены известково-щелочного ряда	Редкометалльные плюмазитовые	Латитовые	Андезитовые	Плагииограниты толеитового ряда	Агпайтовыередкометалльные граниты и граниты щелочного ряда
Геохимия и тектоника	Pearce J.A. et al. [556]	COLG – коллизионные гранитоиды (синтектонические посттектонические)			VAG (Граниты и вулканических дуг)		ORG (Граниты COX)	VPG (Внутриплитные граниты)
Тектоника	Pitcher W. S. [541, 561]	Автохтонные граниты	Граниты гималайского типа	Граниты герцинского типа	Граниты каледонского типа	Граниты андского типа	Граниты западно-тихоокеанского типа	Граниты нигерийского типа
Геохимия, минералогия, тектоника	Barbari B. [459]	MPG (Высокоглинозистые Му-гранитоиды)	CPG (Высокоглиноземистые Кор-гранитоиды)	KCG (Калиевые известково-щелочные гранитоиды: высококальциевые - низкокальциевые)	ACG (Известково-щелочные Амф-гранитоиды)	ATG (Островодужные толеитовые гранитоиды)	RTG (Срединно-океанические толеитовые гранитоиды)	PAG (Перщелочные и щелочные гранитоиды)
По фазе складчатости	Соболев Р.Н. [380]	Герцинский, каледонский			Западно-Тихоокеанский, андский			Нигерийский

Широкий набор типов классификаций указывает на пристальный интерес геологов, тектонистов, геохимиков, минералогов, термобарогеохимиков и других специалистов к гранитоидам как субстратам для диагностики не только уровня генерации магм, ее характеристик, но и геодинамических обстановок. Частичное несовпадение, равно и перекрытия границ между выделяемыми типами при этом указывает на неоднозначность и сложность классификационных задач.

Сравнительная диаграмма позволяет выбрать исходя из имеющихся материалов и целей наиболее подходящую схему классификации.

Как видно из вышеприведенного обзора, вещественный состав (петрогеохимия, минералогия) гранитоидов может быть уверенно привлечен для геодинамических реконструкций. Складов Е.В. и др. обобщая мировой опыт исследования геохимии магматизма, считают, петрогеохимический состав магматических комплексов и процессов могут быть успешно использованы при:

1. Классификации магматических пород (на группы в целом или отдельные группы), особенно граниты А-, I-, S- и М-типов.

2. Выделение, магматических серий, особенно толеитовых, известково-щелочных и щелочных серий.

3. Изучение особенностей эволюции магматических пород (наиболее наглядно – на бивариантных и мультиэлементных вариационных диаграммах).

4. Определение геодинамических обстановок формирования магматических пород (по особенностям распределения петрогенных элементов и элементов-примесей в группах пород, на дискриминационных диаграммах) [162, с.101].

Беликова Г.И. [46] вслед за Zindler A., Hart S. [594], Симоновым В.А., Колобовым В.Ю., Пейве А.А. [376], Короновским Н.В. и Деминой Л.И. [190], считает, что пора признать новое направление в геологии — химическую геодинамику, развивающейся на стыке петрологии, геохимии и тектоники. Беликова Г.И. в частности отмечает, что «применение идентификационных (диагностических, классификационных, факторных и т.п.) диаграмм на основе соотношений петрогенных компонентов позволяет систематизировать

информацию о геодинамических условиях формирования магматических пород, благодаря возможности использования как большого количества изучаемых объектов, множества реперных точек, так и доступности получения аналитических данных по петрогенным компонентам» [46, с.159].

Итак, вещественное составляющее гранитоидов есть отражение геодинамических условий их формирования оно может, с соблюдением определенных условий, с успехом применяться для решения обратной задачи.

Выводы по главе 3

1. Гранитоиды в силу широкого распространения в земной коре относятся к тем магматическим породам, которые могут быть использованы как индикаторы геодинамических условий.

2. Существующие дискриминационные схемы гранитоидов базируются в основном на петрохимическом составе и широкого спектра элементов.

3. В силу конвергенции использование гранитоидов для установления геодинамических обстановок иногда встречает затруднения, которые могут быть устранены путем привлечения дополнительных данных по минералогическим (особенно, акцессории), геохронологическим и другим особенностям, а также комплексного анализа геолого-структурных условий их развития.

Глава 4. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРО-АЛАЯ

Для петрогеохимической типизации гранитоидов Гиссаро-Алая с целью выяснения геологических условий формирования и геодинамического моделирования нами использован большой, довольно представительный объем петрохимических, геохимических, а также геохронологических, акцессорно-минералогических данных. Петрохимические анализы, собранные из различных источников и отобранные по существующим критериям [337], составили 2593, из которых 262 анализа принадлежат диссертанту. Количество привлеченных данных по геохимии (микроэлементы) составили от первых единиц для отдельных типов (по всем РЗЭ) до 891 анализ. Объем выборок анализов для каждого типа соответствовал, в общем, примерно площади его распространения.

На классической TAS-диаграмме составы гранитоидов Гиссаро-Алая в целом занимают поля серий нормальной и субщелочной щелочности [231], преимущественно сосредоточившись в субщелочной области (рисунок 4.1).

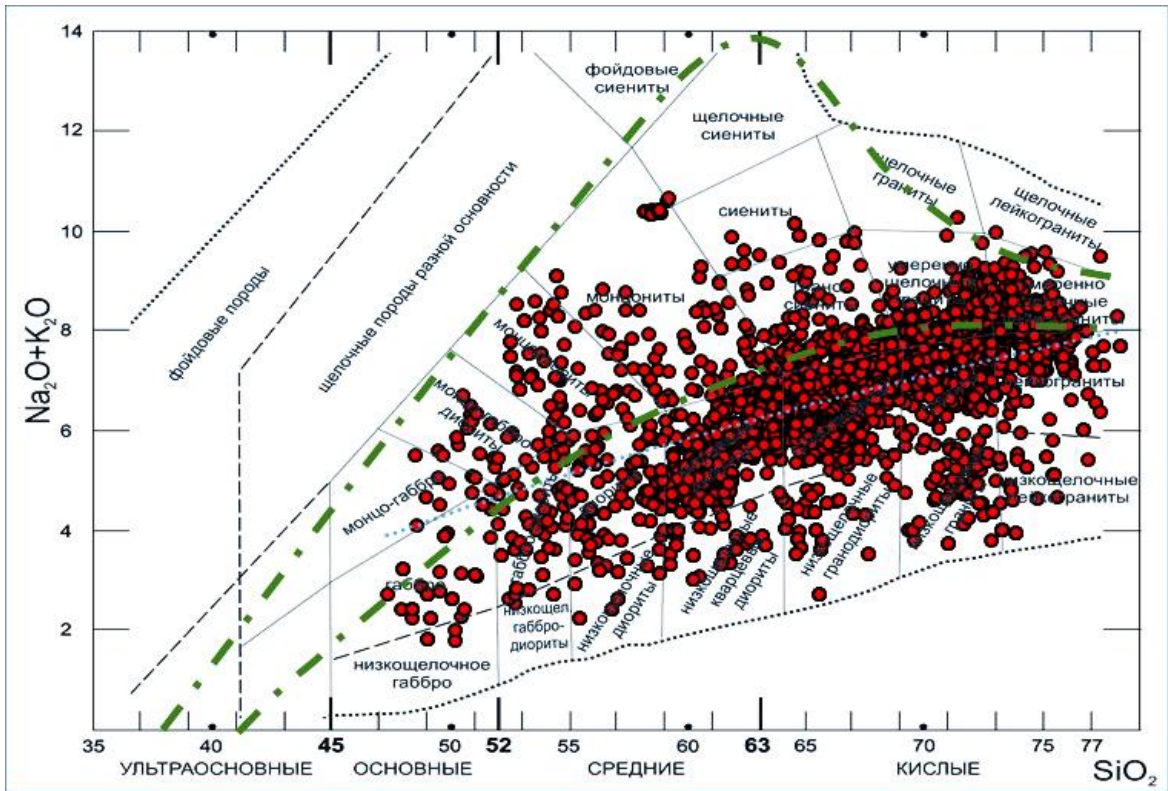


Рисунок 4.1.– TAS-диаграмма гранитоидов Гиссаро-Алая (n=2593)

TAS-графика на представительной выборке петрохимических составов подтверждает общую закономерность развития гранитоидного магматизма западной части Южного Тянь-Шаня, т.е. генеральную принадлежность к известково-щелочной серии.

В наибольшей мере индикаторами геодинамических условий формирования гранитоидов выступают петрогеохимические данные, позволяющие выделять петрогеохимические типы. Петрогеохимический тип охватывает бóльший информативный объем по сравнению с геохимическим типом (см. в частности: [123, 297, 441 и др.]). За методологическую основу при петрогеохимической типизации нами принята ставшая уже классической схема сибирских геохимиков [172, 179, 196, 297, 392 и др.]. Петрогеохимический тип гранитоидов объединяет группу пород гранитоидного состава, близких по вещественному составу, концентрации малых элементов и сходных по геодинамическим условиям петрогенеза.

На основе комплексного анализа вещественного состава гранитоидов, с учетом региональных, отличительных особенностей, нами впервые была осуществлена систематическая петрогеохимическая типизация гранитоидов Гиссаро-Алая, выделены 8 петрогеохимических типов [305, 307]. При этом нами были выделены некоторые новые, ранее неизвестные типы (Таблица 4.1).

Таблица 4.1. Петрогеохимические типы гранитоидов Гиссаро-Алая

<i>Петрогеохимические типы</i>	<i>Модельные (типовые) комплексы</i>
Известково-щелочные граниты	Южноварзобский C_3 - P_1 , Ачикалминский P_1 ¹
Плюмазитовые редкометалльные граниты	Хочилерский P_1 , Дарайванджрудский C_3 - P_1
Субщелочные редкометалльные граниты	Акбаиджумонский C_3
Латиандезитовые гранитоиды	Чинарсайский C_{2-3}

¹Возраст интрузивных комплексов указан в соответствии с наиболее распространенными мнениями [353, 105]. В отдельных случаях возраст уточнен.

<i>Петрогеохимические типы</i>	<i>Модельные (типовые) комплексы</i>
Латитовые гранитоиды	Джавонинский P ₁ , Алмалисайский P ₁ , Курукский P ₁
Толеитовые плагиограниты	Ходжамафрахский C ₁₋₂
Андезитовые гранитоиды	Гиссарский C ₂ (Саридевольский, Девдаринский, Аксуйский, Североварзобский и др.)
Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты	Наукрумский P-T, Обибарзангинский P- T, Обилайский P ₁ , Алайский P ₁

На примере Чинарсайского комплекса C₂₋₃ нами впервые в Гиссаро-Алае был показан самостоятельность промежуточного, латиандезитового петрогеохимического типа гранитоидов, по материалам Акбаиджумонского комплекса – субщелочные редкометалльные граниты [309, 316].

Классификация гранитоидов по глубине генерации исходит из идеи разноуровненности магмогенерации. Согласно этому различаются коровые, корово-мантийные, и мантийные гранитоиды, схематично соответствующие салическим, салическо-мафическим и мафическим сериям [136, 145, 415 и др.].

Выделенные петрогеохимические типы являются соответствующими аналогами типов гранитоидов, развитых в различных регионах Мира, где уже доказана принадлежность их к определенным уровням выплавов [61, 123, 191, 228, 232, 468 и др.]. Соответственно этому нами принимается такая классификация и при дальнейшем изложении придерживается.

Описания гранитоидных массивов, петрографическая характеристика, породообразующая и акцессорная минералогия пород гранитоидных комплексов Гиссаро-Алая приведены в многочисленных работах [32, 33, 34, 221, 269, 270, 272, 273, 316, 339, 353 и др.], поэтому породные комплексы выделенных петрогеохимических типов подробно не детализированы. Акценты сделаны при описании некоторых новых (латиандезитовые) или впервые выделяемых (плюмазитовые редкометалльные граниты и агпаитовые редкометалльные граниты–щелочные граниты) петрогеохимических типов.

Рассмотрим выделенные типы согласно уровню их генерации.

4.1. Коровые гранитоиды

Коровые гранитоиды подразделены нами на три петрогеохимических типа: известково-щелочные граниты, плюмазитовые редкометалльные граниты и субщелочные редкометалльные граниты.

4.1.1. Известково-щелочные граниты

Известково-щелочные граниты являются самыми распространенными среди гранитоидов Гиссаро-Алая. Они широко развиты во всех зонах. Наиболее известными и изученными массивами гранитоидов этого типа являются Южноварзобский, Комсомолабад-Канязский, Барфинский, Газаринский, Дуобинский, Зоркамарского, Рамитский, Кумархский, Периферический, Ачикалминский, Петинский, Пиндарский, Пянджхокский, Рарзский, Руфигарский, Тагобикульского, Темирханский, Уштуртский, Ходжасангхокский, Яфчский и др.

Массивы имеют с вмещающими породами интрузивные контакты с различной интенсивностью развития процессов ороговикования и скарнирования. Поздние геологические процессы привели к тектоническому прикосновению массивов, хотя есть мнения о том, что наиболее крупный, сложный, полигенный Гиссарский плутон внедрился вдоль зоны глубинного разлома [32].

Наиболее крупными представителями типа являются Южноварзобский и Ачикалминский комплексы.

Южноварзобский комплекс развит в Южно-Гиссарской зоне. В него входят Южноварзобский и Рамитский массивы. Наиболее представительный массив комплекса - Южноварзобский (350 кв км) имеет батолитоподобную, широтно вытянутую форму, тектонические и интрузивные контакты. Однозначно установлено, что массивы комплекса рвут гранитоиды гиссарского (североварзобского) C_2 комплекса вместе с прорывающими их дайками гранодиорит-порфиров [32]. Экзоконтактовые изменения (калишпатизация, ороговикование, скарнирование) развиты слабо. Состав комплекса существенно

гранитный: это биотитовые порфировидные граниты, местами среди них развиты дайкообразные тела аплитовидных гранитов.

Порфировидные Би-граниты отличаются выдержанным минеральным составом: КПШ (микроклин-пертит) 30-40%, Пл (№№ 27-9) -24-29, Кв-24-33, Би-4-10, Порфиры КПШ составляют до 25% объема пород. Акцессорные минералы представлены ортитом (500 г/т), цирконом (400 г/т), апатитом (800 г/т), монацитом (14 г/т), гранатом (58 г/т), касситеритом, шеелитом, торитом, сфалеритом, флюоритом [353]. По петрохимии породы характеризуются слабой калиевоcтью.

К поздней фазе увеличиваются содержания Кв и КПШ. Аплитовидные граниты характеризуются повышенной щелочностью. Лейкогранитовые граниты состоят из микроклин-пертита, олигоклаза, Кв и Би.

Южноварзобский плутон знаменует реализацию процесса массового, широкомасштабного плутонизма. На северном борту интродуцированием гранитоидной массы вызвано широкое развитие чешуйчатых надвигов, интенсивность которого убывает по мере удаления от контакта. Массив (свыше 350 кв.км) с вмещающими породами имеет тектонические контакты.

Ачикалминский комплекс P_1 развит в Зеравшано-Туркестанской, Зеравшано-Гиссарской зонах, образует гранит-гранодиоритовую формацию. Представительные массивы: Ачикалминский (400 кв. км), Минбулакский (200 кв. км). В комплекс входят также ряд сравнительно мелких массивов: Недоступный, Агуюрминский, Джаманкиргинский, Мулаоусафетский, Карагушхонинский, Нижнетутекский и др. Массивы дискондартные (батолиты, штоки), вокруг них развиты широкие ареалы роговиков, скарнов, зоны мусковитизации, осветления и т.п. Комплекс многофазный, состав разнообразный: кварцевые диориты, гранодиориты, порфировидные, лейкократовые, двуслюдяные, мусковитовые (иногда с Тур) граниты. Преобладающий петротип формации - граниты и гранодиориты. Кварцевые диориты развиты обычно в более мелких массивах. Общий состав комплекса - известково-щелочной. Минеральный состав преобладающих гранитов (в среднем): Пл 30-51%, КПШ 26-32, Кв-18-36, Рог 0,5-14, Би-4-15, Пир 0,1-1, Мус-до 1,3%, акцессорные минералы: циркон (12-86 г/т), апатит (25-38 г/т);

ортит (32-280 г/т), сфен (0,2-128 г/т), турмалин (до 21 г/т), торит (0,2-7 г/т), ильменит (8-14 г/т) [353].

В Зеравшано-Туркестанской зоне к этому типу относится Туркестанский комплекс С₃, включающие крупный Тро-Самженский плутон (свыше 200 кв.км) с порфировидными гранитами и гранодиоритами. Порфировидные граниты сложены 24,5Пл (№№5-18)+49,2КПШ (микроклин)+22,1Кв+2,6Би+0,8Амф, а гранодиориты – 33,8Пл (№№5-18)+29,4КПШ (микроклин)+19,8Кв+7,1Би+9,3Амф. Из акцессориев характерны апатит, циркон, магнетит, гранат.

Петрогеохимическая характеристика известково-щелочных гранитов оказывает их тождественность таковым других регионов Мира (Таблица 4.1.1.1.)¹.

Таблица 4.1.1.1.– Средний петрогеохимический состав известково-щелочных гранитов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс.%	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO ₂	70,56	73,10	Rb	120	147
TiO ₂	0,41	0,30	Ba	400	1000
Al ₃ O ₃	14,63	13,70	Sr	800	340
Fe ₂ O ₃	0,51	0,50	V	18	55
FeO	2,66	2,20	Cr	32	28
MnO	0,05	0,00	Co	18	9
MgO	0,80	0,40	Ni	22	12
CaO	2,32	1,10	Y	18	3
K ₂ O	3,00	4,36	Th	9	11
Na ₂ O	4,36	3,70	U	1,1	2,0

¹ Здесь и далее для каждого петрогеохимического типа приводятся сравнительные таблицы по петрохимии и геохимии со сравнительным материалом по известным, принятым как эталонные, типам гранитоидов Мира [64, 231, 294].

Компоненты, масс.%	1	2	Элементы, г/т	3	4
P ₂ O ₅	0,15	0,10	Nb	8,0	3,5
п.п.п.	0,57	0,54	Ta	4,0	3,2
Сумма	100,00	100,00	La	6,00	4,92
n	309		Ce	61,00	41,62
			Pr	1,70	1,75
			Nd	18,00	26,64
			Sm	6,00	7,41
			Eu	0,20	0,30
			Gd	2,30	2,98
			Tb	1,00	0,06
			Dy	2,20	0,74
			Ho	0,90	0,95
			Er	1,00	1,64
			Tm	0,20	0,06
			Yb	3,90	1,96
			Lu	0,90	1,02
			n	11-94	

Примечание. 1,3 – Известково-щелочные граниты Гиссаро-Алая; 2,4 – Известково-щелочные граниты [231].

Петрогеохимическая характеристика известково-щелочных гранитов оказывает их тождественность таковым других регионов Мира (Таблица 4.1.1.1).

Геохимия известково-щелочных гранитов характеризуется дефицитом гранитофилов, халькофилов при избытке элементов с большими ионными радиусами.

Спайдер-диаграммы составов известково-щелочных гранитов Гиссаро-Алая (рисунок 4.1.1.1) показывают характерную тенденцию накопления крупноионных литофилов (Rb, Ba, Sr) и высокочarged катионов при резком выносе транзитных элементов (рисунок 4.4.1.2), что весьма характерно для гранитоидов, развитых по зрелым, континентализированным субстратам [231, 460, 487].

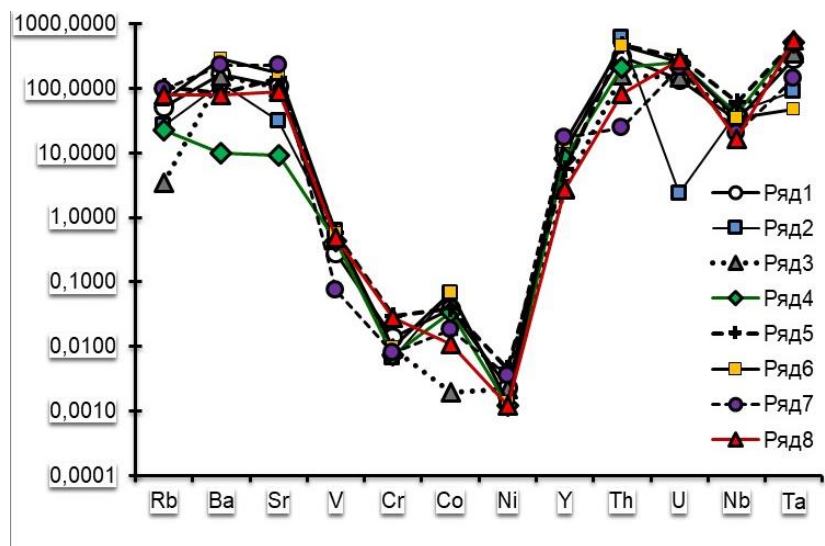


Рисунок 4.1.1.1.– Нормализованное распределение элементов в известково-щелочных гранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]. Здесь и далее нормирование элементов по С1 проведено согласно общепринятым эталонам [574].

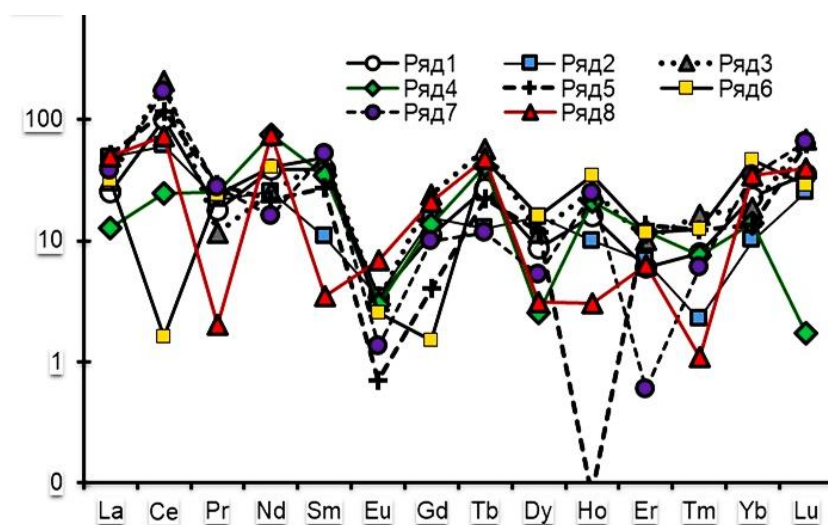


Рисунок 4.1.1.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в известково-щелочных гранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231].

Распределение элементов на диаграмме хорошо согласуется с таковыми в гранитоидах известных регионов Мира.

Отчетливо указывают составы гранитов Гиссаро-Алая на их островодужную, коллизионную природу на диаграмме Пирса (рисунок 4.1.1.3). Составы перекрывают поля как коллизионных, синколлизионных, так и островодужных гранитоидов. Для более точной диагностики рассмотрим другие диаграммы.

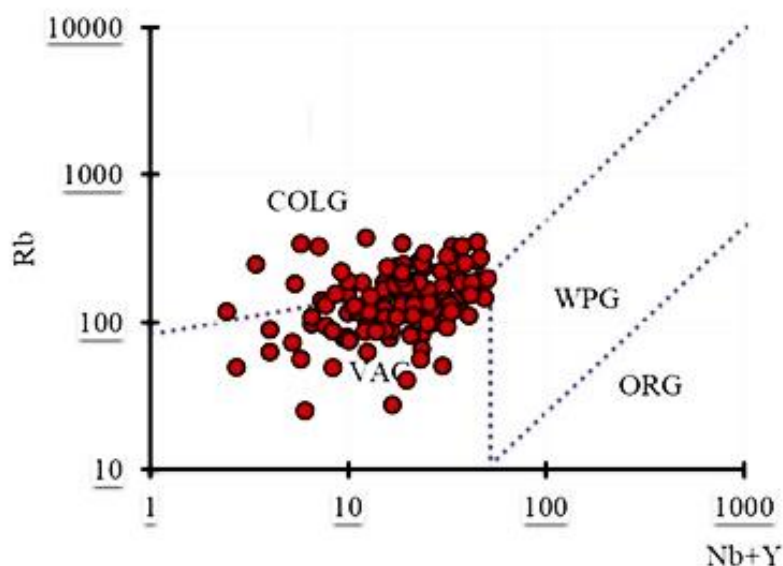


Рисунок 4.1.1.3.– Распределение составов известково-щелочных гранитоидов Гиссаро-Алая на дискриминационной диаграмме Пирса [556]

Здесь и далее: WPG- внутриплитные, COLG –коллизионные, синколлизионные, VAG - островодужные, ORG – срединно-океанические.

Как было отмечено в главе 3, в геодинамической петрологии успешно пользуются R1-R2–диаграммой Р.Батчелора [460]. Преимущество диаграммы в учете 8 петрогенных окислов, что является редким случаем: $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ и $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Диаграмма R1-R2 с привлечением практически всех главных химических компонентов гранитоидов более отчетливо относит их к до- и синколлизионным, т.е. к продуктам выплавки зрелой, континентальной коры (рисунок 4.4.1.4).

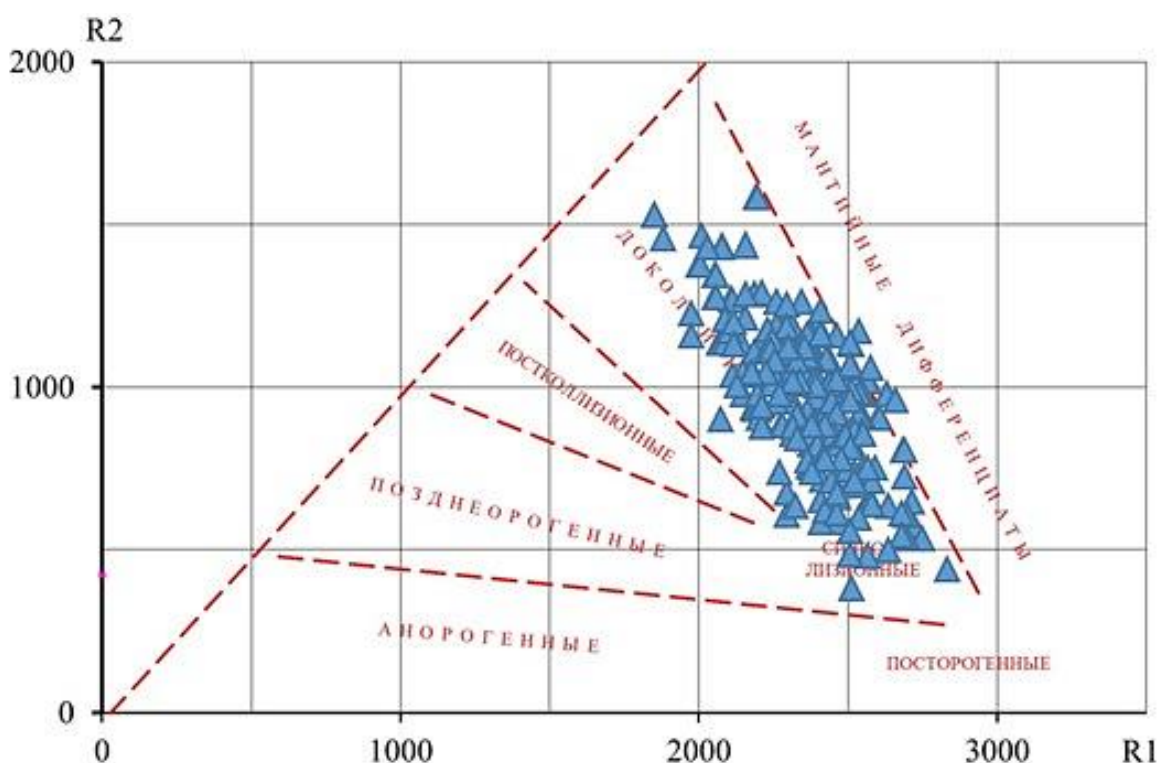


Рисунок 4.1.1.4.– Мультикатионная R1-R2 диаграмма для известково-щелочных гранитоидов Гиссаро-Алая

4.1.2 Плюмазовые редкометалльные граниты

Плюмазовые редкометалльные граниты развиты в Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонах, в Туркестано-Зеравшанской зоне они не установлены.

В Зеравшано-Гиссарской зоне представителем этого типа выступает Дараиванджрудский C_3 - P_1 комплекс, представленный одноименным массивом. Дараиванджрудский плутон, объединяющий также Сардаринский саттелит, состоит в основном из порфировидных (КПШ -часто, Пл) гранитов. Состав пород, %: КПШ (микроклин) 35-41, в среднем 36,5, Пл (№№ 27-11) 30-36, в среднем 32,3, Кв 20-28, в среднем 24,7, Мус 1-11, в среднем 3,7, Би 0,6-3, в среднем 1,9, Размеры порфиров КПШ достигают до 6х10 см, в среднем 1х2, Характерно развитие минералов летучих элементов (турмалин - до 2 %, флюорит).

В Южно-Гиссарской зоне представителем типа выступает хочилерский комплекс. Он однородный, существенно лейкогранитовый. Лейкограниты

сложены Пл (альбит-олигоклаз) – 25; КППШ (микроклин, ортоклаз) – 35; Кв – 35; Би – 5; Мус – до 1, из аксессуарных: флюорит, апатит, циркон, монацит, ортит, бастнезит, пирит, сфен, турмалин, рудные, уранинит, ильменит. По химизму лейкограниты соответствуют весьма высокоглиноземистым лейкогранитам калиево-натриевой серии нормального ряда.

Характеризуются повышенными содержаниями U, Sn, Nb, Mo, Pb, Th, Be и низкими Sr, Ba. В гранитах массива установлены высокие концентрации Li, Rb, Cs, Sn, Be, F, Ta (таблица 4.1.2.1).

Таблица 4.1.2.1.– Средний петрогеохимический состав плюмазитовых редкометалльных гранитов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO ₂	74,83	74,14	Rb	240	380
TiO ₂	0,22	0,19	Ba	150	200
Al ₂ O ₃	13,03	13,59	Sr	280	75
Fe ₂ O ₃	0,39	0,50	V	6	12
FeO	1,40	1,54	Cr	7	6
MnO	0,04	0,03	Co	11	8
MgO	0,27	0,22	Ni	8	5
CaO	0,84	0,65	Y	29	50
K ₂ O	4,79	4,54	Th	18	24
Na ₂ O	3,33	3,71	U	0,8	1,2
P ₂ O ₅	0,11	0,11	Nb	16,0	0,7
п.п.п.	0,78	0,79	Ta	8,0	0,2
Сумма	100,00	100,00	La	11,00	10,10
n	227		Ce	73,00	113,83
			Pr	2,90	1,38
			Nd	29,00	33,93
			Sm	8,00	7,18
			Eu	1,10	0,55
			Gd	0,90	0,99

Компоненты, масс.%	1	2	Элементы, г/т	3	4
			Tb	1,50	1,61
			Dy	1,90	2,56
			Ho	0,30	0,28
			Er	1,30	0,75
			Tm	0,30	0,02
			Yb	6,80	10,39
			Lu	1,60	2,59
			n	3-79	

Примечание. 1,3 – Плюмазитовые редкометалльные граниты Гиссаро-Алая; 2,4 – Плюмазитовые редкометалльные граниты [196, 545].

В комплекс включается также Лябиджойский массив, сложенный порфировидными гранитами (КПШ). Минеральный состав: Пл (олигоклаз-андезин) – 23-27; КПШ (ортоклаз, микроклин) – 34-39; Кв – 30-35; Би – 2-6; Мус – до 0,6, Из акцессорных минералов обнаруживаются циркон, циркон, ильменит, ортит, флюорит, ортит, ксенотим. Петрохимия пород соответствует весьма высокоглиноземистым гранитам калиево-натриевой серии субщелочного ряда. Характерны повышенные содержания Sn, Cu, Pb, Th и низкие - Sr и Ba.

По химизму породы пересыщены кремнекислотой и глиноземом, весьма богаты щелочами, в них высоки содержания Rb, U, Th.

Нормализованные диаграммы (рисунки 4.1.2.1, 4.1.2.2) показывают преимущественное накопление породами этого типа гранитофилов, и одновременно индифферентное разделение РЗЭ. Это, видимо, является региональной чертой плюмазитовых редкометалльных гранитов региона.

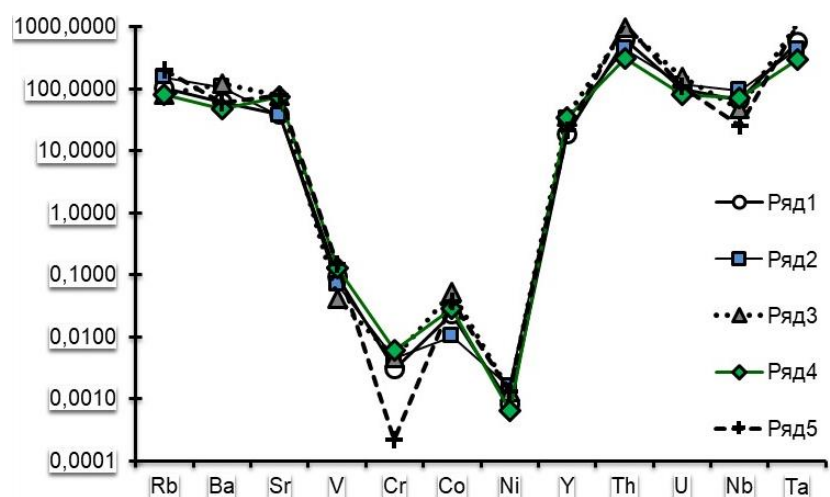


Рисунок 4.1.2.1.– Нормализованное распределение элементов в плюмазитовых редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

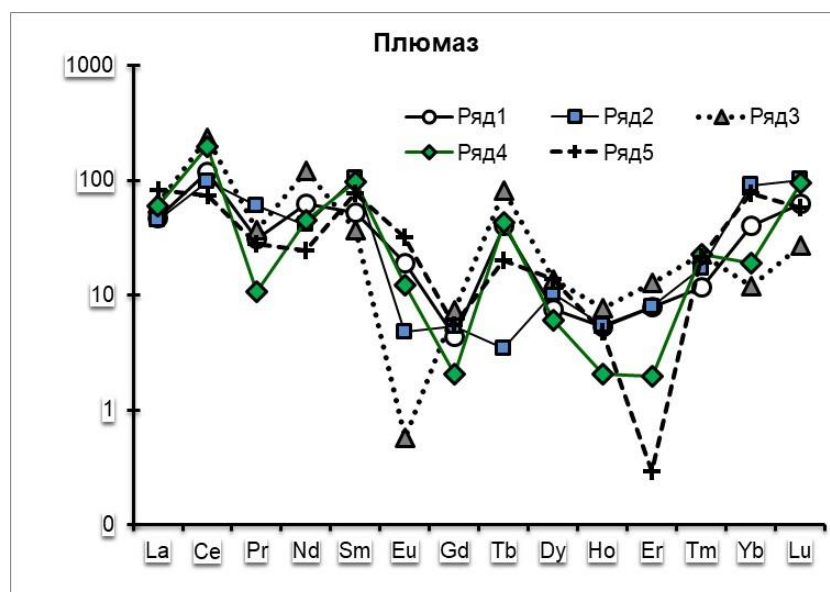


Рисунок 4.1.2.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в плюмазитовых редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

4.1.3. Субщелочные редкометалльные граниты

Петрогеохимический тип субщелочных редкометалльных гранитов в Гиссаро-Алае нами был выделен впервые на примере гранитов Акбаиджумонского комплекса в Зеравшано-Гиссарской зоне исходя из специфических особенностей пород формации [307, 321]. К этому типу могут

быть отнесены также граниты Пайронского, Западно-Пайронского, Обисафедского массивов.

Субщелочные редкометалльные граниты представлены гранит-лейкогранитовой формацией С₃. Акбаиджумонский комплекс состоит из одноименного массива (36 кв.км) и ряда многочисленных мелких сателлитов. Большую часть массива составляют продукты главной фазы: крупно- и гигантопорфировидные граниты, лейкограниты нормального ряда. Граниты состоят из промежуточного триклинного ортоклаза и/или промежуточного микроклина ($\Delta=0,6, \dots 1,0$; $-2V=69, \dots 82^\circ$)-30, ... 34%, андезина-олигоклаза (№№ 37, ... 28)-29, ... 34%, Кв-30, ... 37%, средне-высокожелезистого, умеренно глиноземистого, Би ($f=60, \dots 63$, $al=16, \dots 20$). КПШ в своем составе содержит незначительную примесь анортита –2,1%. Би отличается низким содержанием титана, магния и высоким - фтора. Из аксессуаров часто встречаются монацит, шеелит, ильменит, турмалин и рутил. Характерно наличие в гранитах крупных, иногда размером до 7х19 см, вкрапленников КПШ. По особенностям химизма и структурно-оптическим показателям вкрапленники принадлежат к магматическим, внутрикамерным, дифференциатам [411].

Продукты дополнительной фазы -двуслюдяные граниты составляют мелкие тела в южной и юго-восточной эндоконтактной зонах массива. Среди них выделяются турмалиновые и мусковитовые разновидности. Двуслюдяные граниты сложены решетчатым КПШ (микроклином) (30, ... 32%), Кв (30, ... 37%), Пл (олигоклаз-альбитом) (29, ... 31%), Би (до 2%), Тур (1, ... 3%), Му (2%). Широким распространением пользуются крупно-, порой гигантозернистые, аплиты и пегматиты, состоящие из микроклина (46, ... 49%), Кв (31, ... 26%), альбит-олигоклаза (21, ... 24%), Би (0,1, ... 2%). Примечательно, что в комплексе наблюдается развитие двух поколений аплитовых даек, связанных, очевидно, с отдельными фазами внедрения магмы.

Гранитам Акбаиджумонского комплекса характерны повышенная лейкократовость и щелочность, завершенность процесса дифференциации [306]. Породы имеют специфический состав (Таблица 4.1.3.1).

Таблица 4.1.3.1.– Средний петрогеохимический состав субщелочных редкометалльных гранитов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO ₂	74,09	72,14	Rb	210	280
TiO ₂	0,18	0,45	Ba	60	35
Al ₂ O ₃	13,24	12,99	Sr	30	22
Fe ₂ O ₃	0,45	0,67	V	6	10
FeO	1,95	2,59	Cr	3,8	12
MnO	0,04	0,08	Co	2	3
MgO	0,48	0,45	Ni	3	5
CaO	1,29	1,31	Y	13	23
K ₂ O	4,65	4,81	Th	18	23
Na ₂ O	3,24	3,62	U	1,9	1,6
P ₂ O ₅	0,21	0,19	Nb	16,8	23,0
п.п.п.	0,18	0,72	Ta	2,2	0,4
Сумма	100,00	100,00	La	18,40	25,24
n	88		Ce	29,00	35,25
			Pr	4,20	6,27
			Nd	26,00	2,84
			Sm	3,90	2,13
			Eu	0,20	0,20
			Gd	1,20	1,12
			Tb	0,90	0,39
			Dy	3,00	0,23
			Ho	0,80	1,03
			Er	1,10	0,60
			Tm	0,20	0,15
			Yb	1,70	1,87
			Lu	0,90	0,33
			n	4-106	

Примечание. 1,3 – Субщелочные редкометалльные граниты Гиссаро-Алая; 2,4 – Субщелочные редкометалльные граниты [297, 392, 393].

Нанесение составов на нормализованных диаграммах показывает глубокий вынос сидерофилов, особенно хрома, при обогащении литофильными

элементами в несколько порядков (рисунок 4.1.3.1). А РЗЭ-диаграмма (рисунок 4.1.3.2) вскрывает европиевый минимум. На обеих диаграммах составы субщелочных редкометалльных гранитов проявляют близость к известным петротипам различных регионов, взятым для сравнения из обобщающей монографии [231].

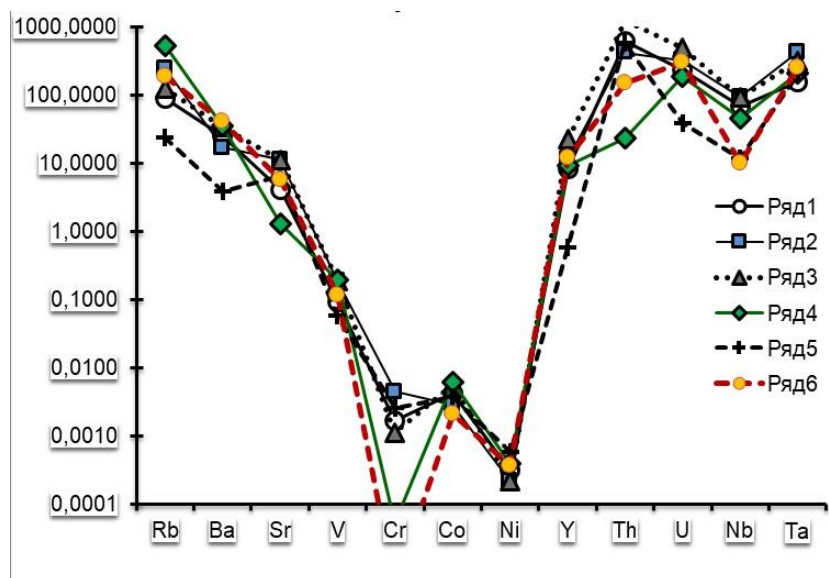


Рисунок 4.1.3.1.– Нормализованное распределение элементов в субщелочных редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

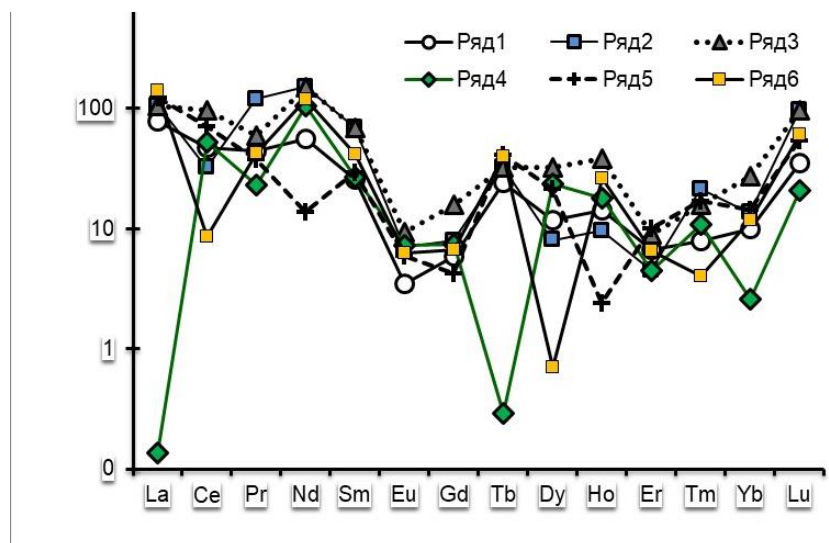


Рисунок 4.1.3.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в субщелочных редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

4.2. Корово-мантийные гранитоиды

Корово-мантийные гранитоиды представлены латиандезитовыми гранитоидами и гранитоидами латитового ряда.

4.2.1. Латиандезитовые гранитоиды

Латиандезитовые гранитоиды в Гиссаро-Алае были выделены нами впервые на примере Чинарсайского комплекса в Зеравшано-Гиссарской зоне [320]. Обоснование этому послужило то что по петрохимическим особенностям проявляя типичные признаки андезитовых гранитоидов, они, тем не менее содержали модальные КПШ, Гр и Пир, монцонитовый парагенезис. Эти особенности, а также имеющийся пример выделения подобного типа [142] послужили основой для их выделения в качестве самостоятельного типа.

Развитию латиандезитовых гранитоидов способствовали, вероятно, особенности геологического строения района (рисунок 4.2.1.1) представляющего собой систему четко субширотно развитых разломов различного порядка, существенно терригенный, вулканогенно-терригенный состав пород фундамента.

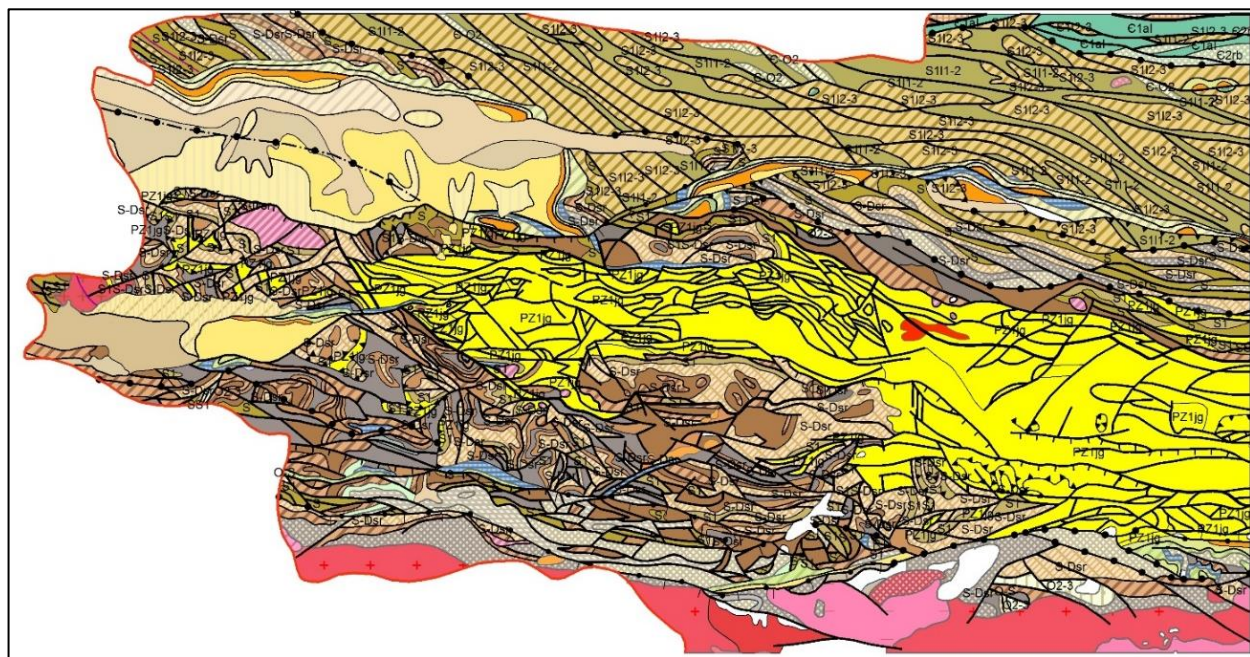


Рисунок 4.2.1.1.– Геологическая позиция гранитоидов латиандезитовых гранитоидов в западной части Зеравшано-Гиссарской зоны (по [612]).

Чинарсайский комплекс в западной части Зеравшано-Гиссарской зоны объединяет одноименный массив (площадью 38 кв км) и серию мелких штоков (площадью до первых кв км) (рисунок 4.2.1.2).

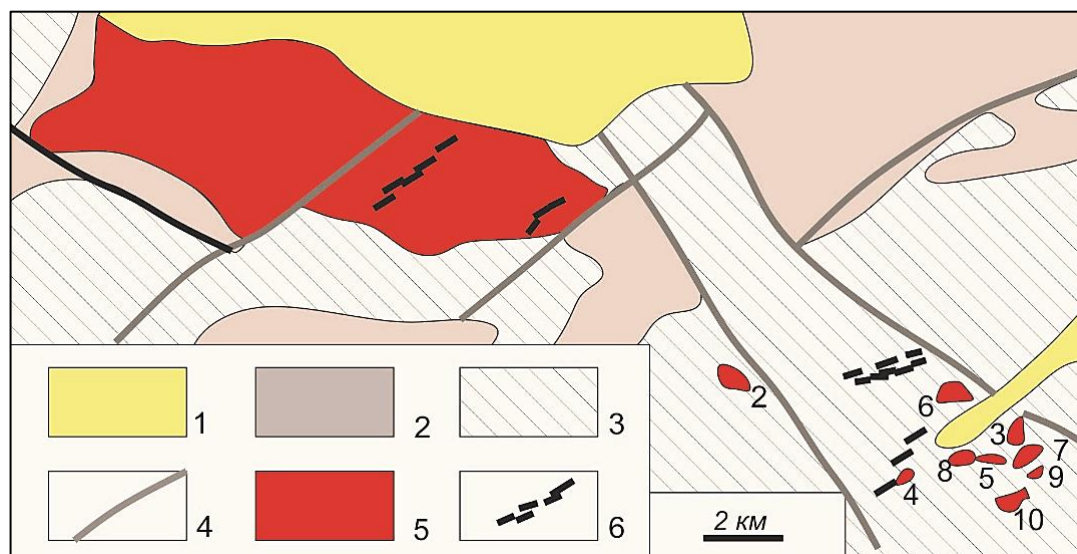


Рисунок 4.2.1.2.– Схема размещения гранитоидных массивов Чинарсайского комплекса

1 – осадочные образования (MZ – KZ); 2 – кремнисто–терригенные отложения (D – C₁); 3 – карбонатно–вулканогенно–терригенные отложения (O₂₋₃–S₁); 4 – разрывные нарушения; 5 – интрузивные массивы, C₂, (1 – Чинарсайский, 2 – Тарорский, 3 – Мосрифский, 4 – Бадгинский, 5 – Пштифарфарский, 6 – Равадинский, 7 – Конизакский, 8 – Намазгинский, 9 – Очакнотский, 10 – Верхнеочакрудский); 6 – дайковый пояс.

Латиандезитовые гранитоиды развиты в Зеравшано-Гиссарской зоне (Чинарсайский C₂₋₃ и Фанский комплексы), образующие кварцевомонцодиорит-гранодиоритовую формацию.

К этому типу принадлежат Азорчашминский, Амшутский, Бадгинский, Воруйский, Гушорский, Дараихурдский, Комичоринский, Конизакский, Малахитовый, Маргузорский, Новигулистонский, Нофинский, Перевальный, Рогичский, Сарыматский, Сафарбойский, Тамкулакский, Тарорский, Ургутский, Чакылкалянский, Чаррогинский, Чашманиятский, Чинорсайский, Чукуракский, Шадонский и др. массивы, слагающие многочисленные, несогласные, интрузивные массивы размером от первых сотых долей до первых

десятков кв.км. залегающие среди вулканогенно-карбонатно-терригенных палеозойских образований. В размещении их относительно крупных структурных элементов зоны какой-либо строгой закономерности не наблюдается.

Эти гранитоиды некоторыми исследователями относятся к эндербит-чарнокитоидам и ультраметаморфическим гранитоидам [227, 264, 267, 269, 433].

Вещественный состав интрузивных массивов изменяются в широких пределах. Контакты массивов с вмещающими породами резкие, отчетливо интрузивные. Осадочно-метаморфические образования в обрамлении интрузивов, в зоне активного контакта с последними, претерпевают различные превращения, что способствует развитию роговиков, скарнов, зон осветления. Мощность участков таких преобразований определяется размерами массивов и структурой контакта, и варьирует от первых метров (Дараихурдский, Рогичский, Новигулистанский массивы), до первых сотен метров и более (Чинарсайский массив, Мосрифская группа массивов). В непосредственной близости от интрузивных массивов развиты дайковые образования второго этапа, составляющие в отдельных случаях зоны и небольшие пояса (Рудакинский, Магианский).

По особенностям минерального парагенезиса и химизма монцонитоидные гранитоиды разделяются на диориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты, относящиеся главными образом к субщелочному ряду. Диориты распространены ограниченно и опробованы нами в Комичоринском и Чоррогинском массивах. Они сложены ассоциацией $65,3\text{Пл} + 20,2\text{Рог} + 10,1\text{Би} + 2,2\text{Кв} + 1,9\text{Пир} + 0,9\text{Акц} + 2\text{КПШ}$. Их правильнее следует называть субщелочными диоритами [231, 337]. Пл в них зональный андезин-лабрадор, пироксен - авгит, КПШ - ксеноморфный низкоупорядоченный ортоклаз. Би часто хлоритизирован. Из аксессуаров преобладают рудные (пирит, арсенопирит, ильменит), сфен, апатит.

Кварцевые монцодиориты составляют большинство массивов Мосрифской группы (Дараихурдский, Воруйский, Новигулистонский и др.). Для них характерен состав: $54,1\text{Пл} + 14,8\text{Би} + 12,5\text{Кв} + 12,4\text{Рог} +$

9,2КПШ+0,8Акц+0,2Пир. На контакте с доломитами в них намечается увеличение содержания пироксена-гиперстена, обусловленное локальным повышением щелочности магмы. Наиболее характерны парагенезисы: ильменит+гранат, ильменит+сфен+рудные, рудные+апатит. Весьма характерно отсутствие магнетита.

Гранодиориты сложены Пл, КПШ, Кв. Би, Рог, Акц. Структура пород гипидиоморфно-зернистая. Пл служит существенной частью пород: его содержание варьирует от 34 до 56% и явно преобладает над калинатриевым полевым шпатом. Граниты, уступающие по распространенности гранодиоритам, сложены Кв (31,0%), андезин-олигоклазом (34,3%), слабо упорядоченным ($\Delta=0,5$, $-2V=63^\circ$) ортоклазом (30,2%), среднежелезистым Би (54,1%). Субщелочные кварцевые диориты и продукты поздней субфазы (аплиты, гранитовые аплиты, пегматоиды) имеют неширокое развитие.

Продукты поздней субфазы - разнообразные аплиты, гранит-аплиты, пегматоиды развиты в виде тел и даек выполнения невыдержанной мощности на разных участках (часто в апикальных частях) массивов, нередко несколько удалены от последних. В пределах массивов и на некотором удалении от них развиты разнообразные по составу дайки диорит-, кварцевых монцодиорит-порфириров, гранодиорит- и гранит-порфириров. Из акцессорных минералов в них присутствуют апатит, ортит, циркон, сфен, а также рудные: ильменит, арсенопирит. Магнетит не обнаружен.

В целом, латиандезитовым гранитоидам характерны: монцонитоидность, преобладание Пл над КПШ, сходный химизм ведущих темноцветных минералов: Рог и Би. Латиандезитовые гранитоиды характеризуются бедностью некоторыми гранитофильными (литием, бериллием, рубидием) и сравнительной обогащенностью некогерентными элементами (стронцием и барием). Весьма характерно –отсутствие магнетита среди акцессориев. Последнее согласуется с их весьма слабой магнитной восприимчивостью - $9.18 \cdot 10^{-6}$ СГС (по Шадчиневу А.С. и др.). Петрогеохимическая характеристика латиандезитов (Таблица 4.2.1.1) отличается оригинальностью, отличающей их от латитов и андезитов, занимая промежуточное между ними положение. В связи с этим трудно согласиться с Мельниченко А. К. и Варзиевой Т.Б. [265,

269], выделявшими в Зеравшано-Гиссарской зоне геохимический тип ультраметаморфических гранитов в объеме тоналит-гранодиоритовой формации С₁₋₂.

Таблица 4.2.1.1.– Средний петрогеохимический состав латиандезитовых гранитоидов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO ₂	64,58	62,64	Rb	99	110
TiO ₂	0,54	0,79	Ba	2090	1000
Al ₂ O ₃	16,02	15,53	Sr	657	540
Fe ₂ O ₃	0,81	1,32	V	42	70
FeO	3,94	4,65	Cr	12	36
MnO	0,09	0,19	Co	14	10
MgO	2,12	2,80	Ni	8	14
CaO	4,08	4,50	Y	12	4
K ₂ O	3,29	3,14	Th	10	16
Na ₂ O	3,68	3,83	U	3,0	1,2
P ₂ O ₅	0,19	0,11	Nb	9,7	17,2
п.п.п.	0,66	0,51	Ta	0,7	0,1
Сумма	100,00	100,00	La	27,50	46,39
n	126		Ce	50,00	28,81
			Pr	5,47	7,64
			Nd	21,20	36,05
			Sm	4,59	6,51
			Eu	1,30	2,10
			Gd	3,29	0,33
			Tb	0,45	0,45
			Dy	2,34	1,24
			Ho	0,44	0,52
			Er	1,20	1,09
			Tm	0,16	0,18
			Yb	1,10	0,44

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
			Lu	0,19	0,05
			n	3-203	

Примечание. 1,3 – Латиандезитовые гранитоиды Гиссаро-Алая; 2,4 – Латитовые гранитоиды и гранитоиды андезитового ряда [196, 392, 393].

Основным доводом авторов служит сопоставимость гранитоидов (нескольких мелких массивов) с чарнокитоидами [227]. А отнесение гранитоидов восточной части зоны (Рарзский, Петинский, Тагобикульский, Комсомолабад-Канязский и др. массивы) к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, а гранитов Акбаиджумонского комплекса - к палингенным редкометалльным гранитоидам щелочного ряда, вряд ли оправданно, оно, на наш взгляд, является неправомерным. При этом, сравнение пород авторами проведены между разными типами пород одного комплекса (ровно также и между различными породными видами комплексов), что, естественно, приводит не только к разительным различиям, но и к парадоксальным выводам. Кстати, об этом особо предупреждали Моралев В.М. и др. [287, с.12]. На сомнительность обоснования геохимического типа ультраметаморфических гранитов было указано выше, в первой главе.

На нормализованных диаграммах, приведенных выше (рисунок 4.2.1.3, рисунок 4.2.3.2), видно сравнительно явное разделение элементов, накопление гранитофилов, резкое отторжение транзитных элементов, но слабая дифференциация РЗЭ. Это видимо, связано с недостаточным количеством данных. Важно, что есть согласованность составов с таковыми гранитоидов других регионов Мира.

4.2.2. Латитовые гранитоиды

Латитовые гранитоиды выявлены исключительно в Южно-Гиссарской зоне (раннепермские Джавонинский, Алмалисайский, Курукский, Казнокский комплексы), образуя с вулканитами шошонит-латитовый ВПК.

Казнокский комплекс залегает внутри ранних (C_{2-3}) гранитоидных тел, представлен субщелочными габброидами, монцодиоритами, кварцевыми монцонитами и монцогранодиоритами. Породы порфировидные, содержание темноцветных минералов (Амф, Би и Пир) высок: 10–30 %. Структуры гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. К-Аг-геохронология пород дает 273 млн.лет [445].

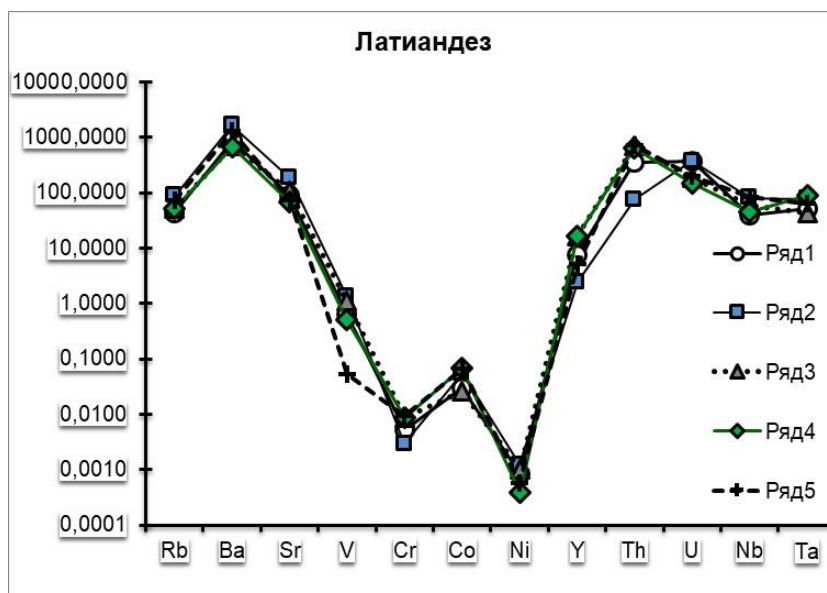


Рисунок 4.2.1.1.– Нормализованное распределение РЗЭ в субщелочных редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

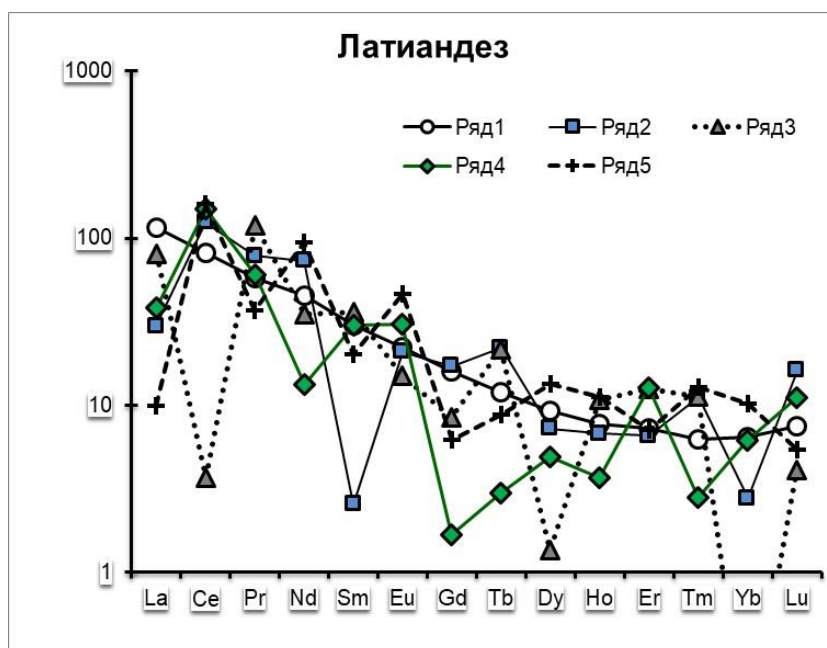


Рисунок 4.2.1.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в субщелочных редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

Джавонинский комплекс слагает цепочку интрузивных тел Амф-Би-кварцевыми монцонитов, кварцевых сиенитов, монцонитов, граносиенитов. Структуры - порфировидная, монцонитовая. Порфиры КПШ в Амф-Би-кварцевых монцонитах составляют до 60 % их объема, а в среднезернистых субщелочных гранитах –граносиенитах они мелкие и составляют всего около 15 % объема пород. Средневзвешенный состав комплекса – высококалиевый кварцевый сиенит с преобладанием K_2O над Na_2O . Рb-цирконовая датировка кварцевых монцонитов комплекса укладывается в диапазон 260–270 млн лет [445].

Алмалысайский комплекс по набору пород близок к Джавонинскому, в нем несколько преобладают более основные разновидности. Наиболее интересный представитель латитовых гранитоидов – Курукский комплекс представлен одноимённым штоком, залегающим среди трахиандезитов ангорисайской толщи (C_3). Монцониты штока массивные, трахитоидные с порфирами КПШ. Минеральный состав монцонитов, %: $43,8,5Pl + 38,5KПШ + 1,0Kв + 4,2Би + 11,7Пир \pm 1,0Амф$. Структуры монцонитовая, порфировидная. Монцонитам типична повышенная щелочность, титанистость, и калиевость. Такие же свойства характерны и комагматичным вулканитам – трахиандезито-базальтами ангорисайской толщи.

Для латитовых гранитоидов характерны высокая щелочность и монцонитоидность (4.2.2.1). Монцониты и субщелочные граниты обладают вышекларковые содержания F, Li, B, Sr, Zr, Y, Mo, а относительно стандартных типов пересыщены сидерофильными элементами.

Таблица 4.2.2.1.– Средний петрогеохимический состав латитовых гранитоидов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO_2	59,77	61,98	Rb	290	125
TiO_2	1,07	0,97	Ba	2100	1700
Al_3O_3	15,46	14,96	Sr	1050	700
Fe_2O_3	2,19	2,37	V	82	45
FeO	4,80	3,64	Cr	18	14
MnO	0,11	0,19	Co	21	3

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
MgO	3,77	2,99	Ni	12	45
CaO	4,84	4,80	Y	15	4
K ₂ O	4,29	4,11	Th	29	29
Na ₂ O	2,93	3,71	U	4,8	7,7
P ₂ O ₅	0,11	0,07	Nb	26,0	25,7
п.п.п.	0,68	0,21	Ta	8,0	10,9
Сумма	100,00	100,00	La	74,00	96,26
n	15		Ce	90,00	138,03
			Pr	4,60	1,19
			Nd	22,00	36,45
			Sm	5,40	7,74
			Eu	1,20	1,60
			Gd	4,20	2,71
			Tb	0,60	0,59
			Dy	1,00	0,63
			Ho	0,10	0,04
			Er	1,00	1,04
			Tm	0,30	0,04
			Yb	1,60	0,58
			Lu	0,20	0,06
			n	2-39	

Примечание. 1,3 – Латитовые гранитоиды Гиссаро-Алая; 2,4 – Латитовые гранитоиды [196, 393].

Монцониты и субщелочные граниты обладают вышекларковые содержания Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, а относительно стандартных типов пересыщены сидерофильными элементами (рисунок 4.2.2.1, рисунок 4.2.2.2). На нормализованной диаграмме распределение РЗЭ указывает на заметную дифференциацию гранитов .

Отчетливая принадлежность субщелочных редкометалльных гранитов Гиссаро-Алая к коллизионным образованиям выявляется на диаграмме R1-R2 (рисунок 4.2.2.4). Разброс составов связано, с резкой изменчивость их, что очень характерно для этого типа.

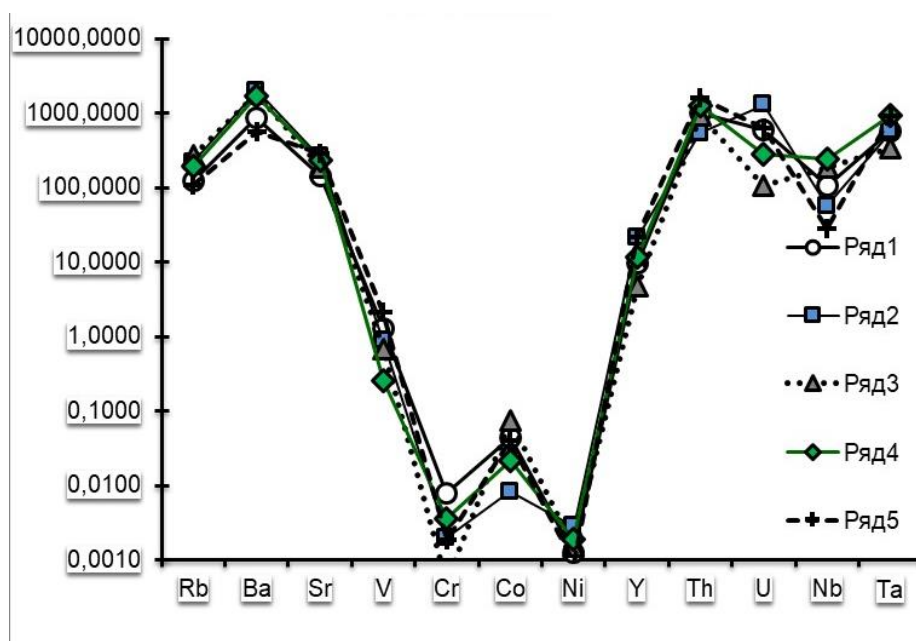


Рисунок 4.2.2.1.– Нормализованное распределение РЗЭ в латитовых гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

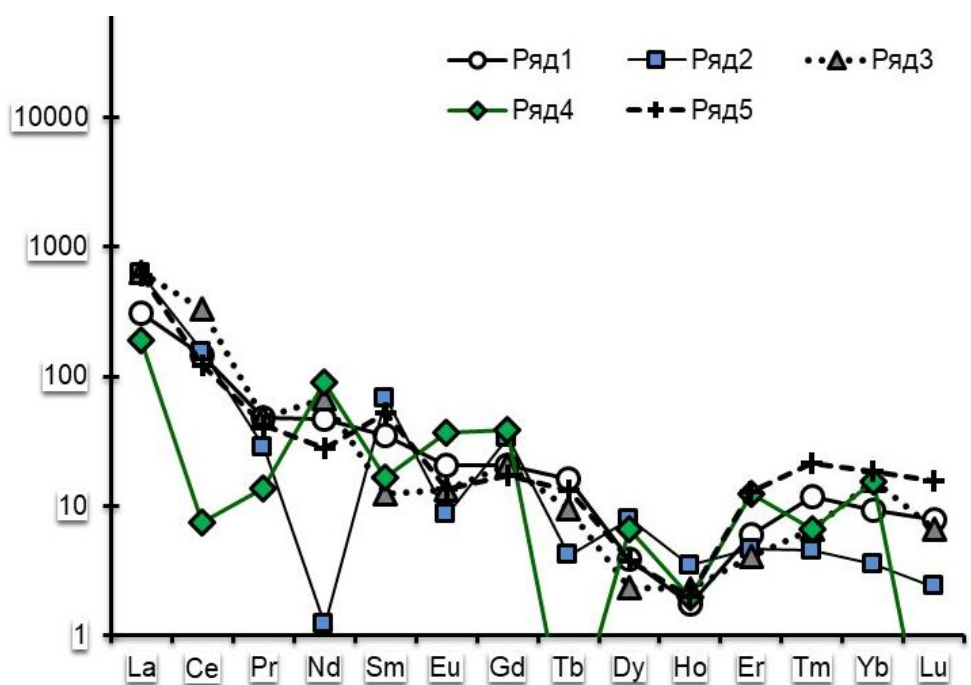


Рисунок 4.2.2.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в субщелочных редкометалльных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

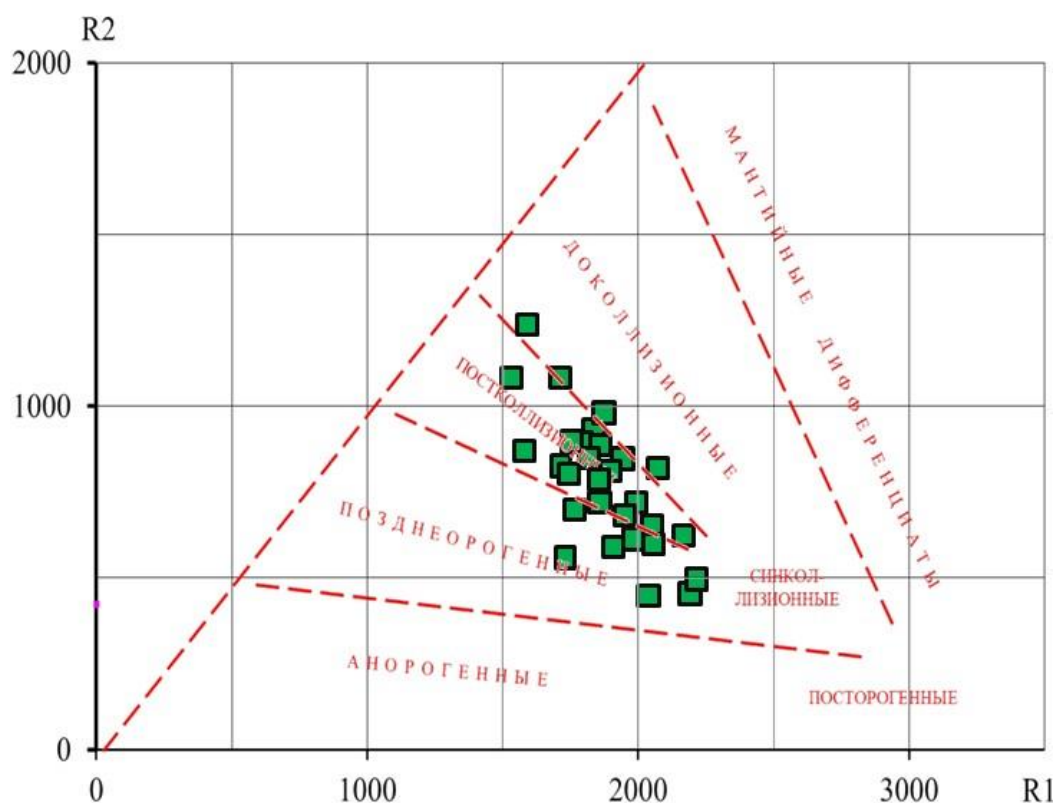


Рисунок 4.2.2.3.– Составы латитовых гранитоидов Гиссаро-Алая на мультикативной R1-R2 диаграмме

4.3. Мантийные гранитоиды

Мантийные гранитоиды на территории Таджикистана представлены тремя петрогеохимическими типами: толеитовыми плагиогранитами, андезитовыми гранитоидами и агпайтовыми редкометалльными гранитами-щелочными гранитами. Толеитовый (габбро-плагиогранитоидные серии), как и андезитовый (габбро-гранитоидные серии) C_{1-2} Гиссаро-Алая в петролого-геохимическом и геодинамическом отношении представляют особый интерес. Мантийный магматизм служит особым маркирующим событием. На их индикаторную роль в истории региона сравнительно недавно было обращено внимание [38, 311, 320].

4.3.1. Толеитовые плагиограниты

Тип толеитовых плагиогранитов включает габбро-плагиогранитоидную серию с вулканогенной серией Южно-Гиссарской зоны. Серия представляет C_1 .

2 и выражает первые признаки континентализации океанической коры Гиссарского океана. Габбро-плагиогранитоиды (ходжамафрачский интрузивный комплекс) с натровыми базальтоидами толеитовой серии – толеитовые базальты, риолиты (каратагская серия) составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию – начальную в фанерозойской истории. Породами типа сложены разные по величине Акташский, Алатагский, Бодамистонский, Гофилабадский, Гурумсайский, Западнотамшушский, Калабдаринский, Мазарсайский, Мечетлинский, Наушорский, Соя-Джизасайский, Танхазыкский, Танхазыкский, Фанфарокский, Ханакинский, Харангонский, Ходжабедский, Ходжамафрачский, Хурсантагский, Чошский, Шильхазорский, Ширкентский массивы. Представительными геодинамическими комплексами толеитового петрогеохимического типа является Ширкентский и Ходжамафрачский C_{1-2} комплексы Южно-Гиссарской зоны. Ходжамафрачский комплекс в представлен плагиогранитоидами.

Типичным петромоделью толеитовых плагиогранитов является Харангонский массив, расположенный в юго-восточной части Гиссарского плутона (рисунок 4.3.1.1).

Комплекс многофазный, обычно выделяют от 4 до 6 фаз [270]. Спектр пород широкий и включает габбро, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, лейкоплагиограниты, наибольшим распространением пользуются кварцевые диориты и тоналиты. Модальный минеральный состав пород состоит в среднем из парагенезиса Пл+Кв+Амф при существенно преобладании Пл и угнетенном Кв и практическим отсутствием КППШ.

На классификационной TAS -диаграмме составы пород серии составляют единое, непрерывное, известково-щелочное поле - от габброидов до низкощелочных гранитов (плагиогранитов) и лейкогранитов (лейкоплагиогранитов) включительно. В целом, породы серии соответствуют низкощелочной петрохимической серии магматических пород [337].

Таблица 4.3.1.1.– Модальный минеральный состав габбро-плагиогранитоидов, об. %

Порода	Пл	Кв	КПШ	Амф	Би	Пир	Акц
Габбро	62,4	0,2	-	22,0	6,8	8,1	0,4
Кварцевые диориты	54,7	18,3	2,4	18,9	5,2	-	0,4
Тоналиты	59,1	25,0	2,5	7,1	5,6	-	0,7
Плагиограниты	53,0	31,6	4,0	5,2	5,8	-	0,4
Лейкоплагиограниты	47,7	36,4	7,9	3,3	4,2	-	0,5

На $K_2O - SiO_2$ диаграмме составы пород соответствуют промежуточной - толеитовой и низкокалиевой известково-щелочной серии, по соотношению Fe_2O_3/FeO – ильменитовой серии [525], а по редкоэлементному составу – геохимическому типу плагиогранитов толеитового ряда - гранитоидам базальтоидного петрогеохимического типа (по Недашковскому Н.П. [297]). На диаграмме R_1-R_2 составы пород размещаются в поле дифференциатов мантийного фракционирования. Для пород характерны пониженные и близкие к кларковым содержания гранитофильных элементов. По химизму (Таблица 4.3.1.2) плагиограниты пересыщены кремнекислотой.

Таблица 4.3.1.2.– Средний петрогеохимический состав толеитовых гранитоидов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO_2	71,89	73,40	Rb	19,7	4
TiO_2	0,29	0,32	Ba	491	220
Al_3O_3	14,62	13,30	Sr	181	160
Fe_2O_3	1,12	1,01	V	193	50
FeO	2,64	2,70	Cr	21	10
MnO	0,09	0,11	Co	50	9
MgO	1,29	0,80	Ni	7,9	14

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
CaO	2,01	2,30	Y	27	9
K ₂ O	1,07	0,41	Th	4	0
Na ₂ O	4,60	5,22	U	1,3	1,6
P ₂ O ₅	0,09	0,10	Nb	1,6	2,5
п.п.п.	0,29	0,33	Ta	0,1	0,1
Сумма	100,00	100,00	La	10,00	8,72
n	196		Ce	22,70	33,00
			Pr	3,05	4,93
			Nd	13,64	10,52
			Sm	3,73	0,72
			Eu	0,91	0,34
			Gd	3,71	2,97
			Tb	0,69	0,32
			Dy	4,45	7,58
			Ho	1,07	1,18
			Er	3,18	3,96
			Tm	0,52	0,52
			Yb	3,21	4,57
			Lu	0,54	0,74
			n	6-33	

Примечание. 1,3 – Толеитовые гранитоиды Гиссаро-Алая; 2,4 – Толеитовые плагиограниты и гранитоиды [196, 231].

Редкоэлементный состав тоналитов идентичен породам типичного геохимического типа плагиогранитов толеитового ряда (Таблица 4.3.1.3), которым присуще резкое преобладание Na над K. Эти особенности являются типичными для этого типа гранитоидов [196]. В таблице заметны низкие

содержания литофильных элементов, крайне низки концентрации Rb, Be, Nb, Ba. Низкие содержания К приводят к высокому значению К/Rb. Характерно также комагматичное развитие плагиогранитов с толеитовыми базальтами. Плагиограниты являются, вероятно, конечными дифференциатами базальтовых магм. Они представляют различные режимы развития регионов: островодужный (фронтальный магматизм), СОХ и внутриплитовое развитие. Габбро-плагиогранитоиды являются кислыми дифференциатами основных магм, селективно выплавленных на разных уровнях верхней мантии, унаследовавшие от них низкие содержания К, Rb и других литофильных элементов.

При содействии российских и английских коллег недавно нами были получены новые, оригинальные данные по вещественному составу толеитовых плагиогранитоидов (петрохимия, геохимия редких и РЗЭ)¹ (Таблица 4.3.1.4). Такие комплексные анализы (на одной и то же пробе) произведены впервые.

Таблица 4.3.1.4.– Полный петрогеохимический спектр ведущих типов толеитовых плагиогранитоидов

Элемент	Габбро	Диорит	Плагиогранит	Элемент	Габбро	Диорит	Плагиогранит
Образец:	Нг-16	Нг-19	10	Образец:	Нг-16	Нг-19	10
SiO ₂	47,6	53	64,5	Ta	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,49	0,62	0,49	U	0,2	1,6	1,92
Al ₂ O ₃	19,4	17,5	15,7	Th	1,3	1,7	7,18
FeO _{tot}	7,43	6,46	3,78	Cu	18,5	5,4	9,5
MnO	0,18	0,18	0,08	Pb	6,6	7,9	2,7
MgO	10,2	7,08	2,4	Zn	87,4	77,9	30,1
CaO	6,81	5,82	6,24	La	3,4	7,5	9,2

¹ Аналитическая база: Лаборатория музея Естественной истории Великобритании, Лондон, оборудование: LA-ICP-MS.

Элемент	Габбро	Диорит	Плагииог ранит	Элемент	Габбро	Диорит	Плагииог ранит
Na ₂ O	4,39	6,81	3,72	Ce	6,8	24	20
K ₂ O	0,99	0,56	0,61	Pr	0,91	3,95	2,4
P ₂ O ₅	0,04	0,12	0,07	Nd	4,36	19	11
LOI	1,5	1,01	1,93	Sm	1,29	6	2,63
Fe#	0,42	0,48	0,61	Eu	0,58	1,17	0,68
ASI	0,95	0,77	0,83	Gd	1,4	6,11	2,64
Cr	35,4	10,9	21,9	Tb	0,3	1,12	0,51
Ni	14,5	4,1	7,4	Dy	1,97	7,62	3,08
V	271	365	117	Ho	0,46	1,9	0,66
Rb	36	12,8	10	Er	1,26	5,23	2,21
Ba	250	109	66	Tm	0,21	0,98	0,32
Sr	202	188	137	Yb	1,33	5,3	2,4
Ga	15,3	15,8	13,6	Lu	0,24	0,9	0,34
Zr	19	48	90	(La/Y<)N	1,84	1,02	2,75
Hf	0,7	1,7	2,6	(Gd/Y<)N	0,87	0,95	0,91
Y	11,6	45,2	19,4	Eu/Eu*	1,31	0,59	0,78
Nb	1,1	1,2	1,17				

Данные таблицы подтверждают уникальность и автономность толеитовых гранитоидов Гиссаро-Алая.

Составы на нормализованных диаграммах (рисунок 4.3.1.1) указывают на обеднение сидерофилами при дифференциации (выделяется особо хром), но разброс обогащения литофильными элементами невелик. На РЗЭ-диаграмме (рисунок 4.3.1.2) замечен европиевый минимум. На диаграммах составы пород близки к подобным типам других регионов [231].

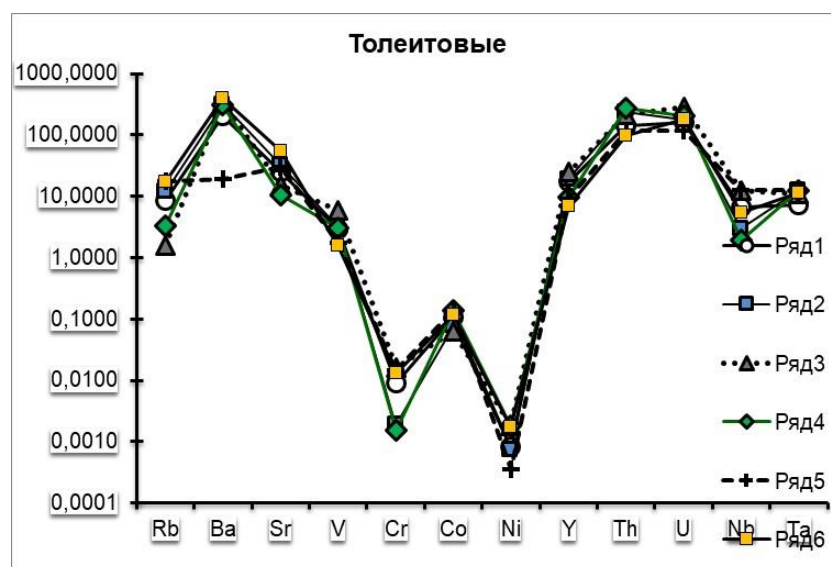


Рисунок 4.3.1.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в толейтовых плагииогранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – Толейтовые гранитоиды [231]

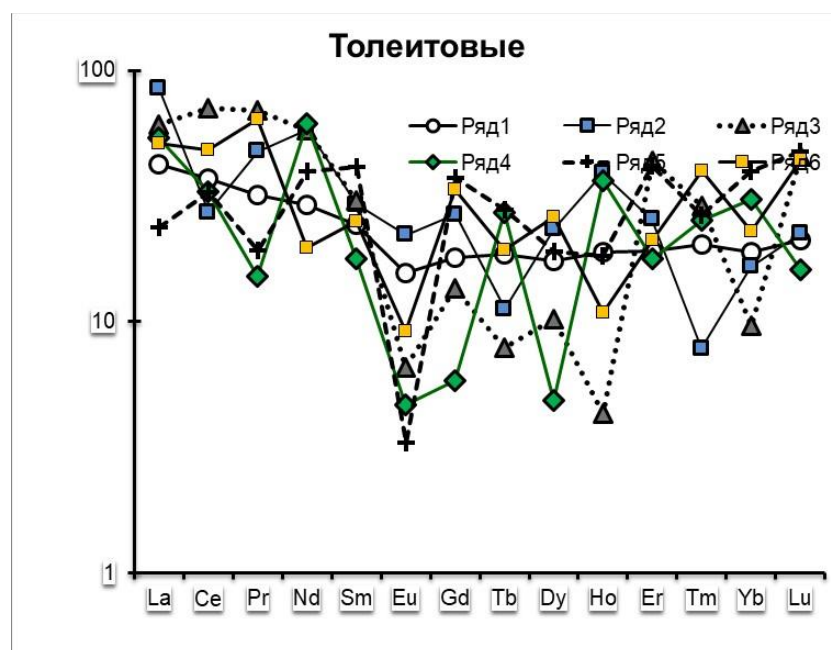


Рисунок 4.3.1.3.– Нормализованное распределение РЗЭ в толейтовых плагииогранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – Толейтовые гранитоиды [231]

Ожидается, что диаграмма R1-R2 (рисунок 4.3.2.3) четко относит толейтовых плагииогранитоидов к мантийным. Слабый разброс не нарушает общую картину

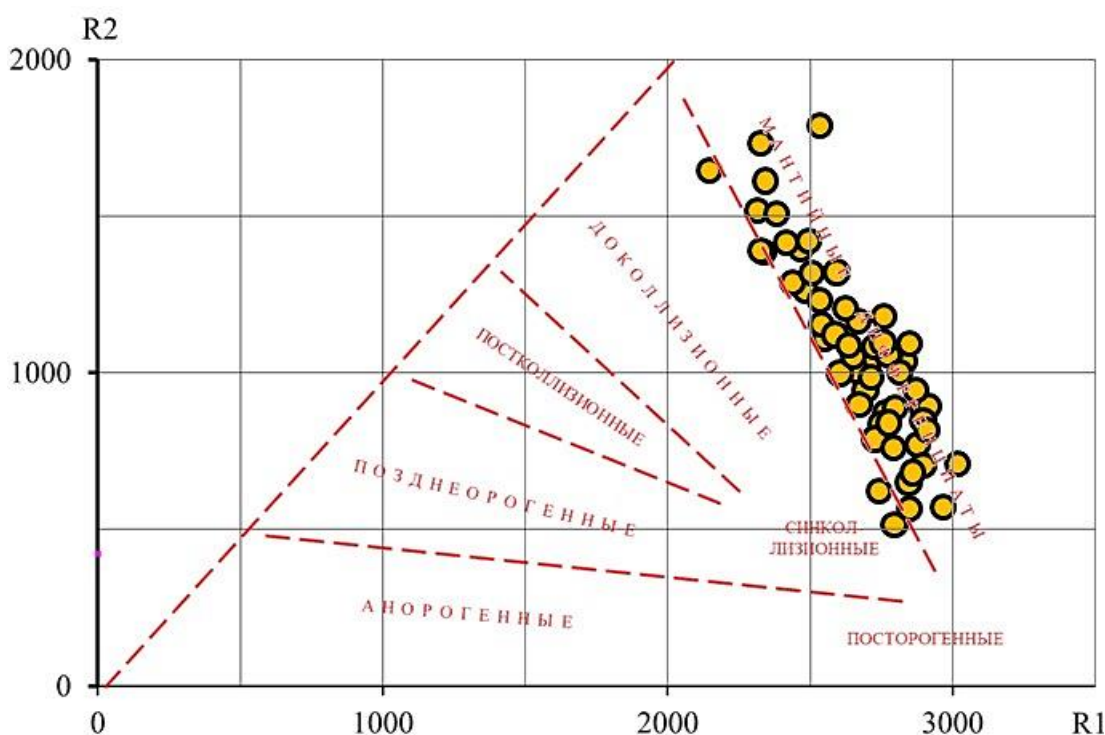


Рисунок 4.3.1.4.– Составы толеитовых плагиогранитоидов Гиссаро-Алая на мультикативной R1-R2 диаграмме

4.3.2. Андезитовые гранитоиды

Андезитовые гранитоиды в Гиссаро-Алае имеют широкое развитие, занимая огромные площади. Это Гиссарский С₂ комплекс в Южно-Гиссарской зоне (Акбайракский, Аксуйский, Архуйский, Базатский, Гиссарский, Гускефский, Дарахтисурхский, Даштимазарский, Девдаринский, Замбурский, Западно-Гиссарский, Иос-Явроз-Джурязский, Каратаг-Ханакинский, Кунькурмесский, Курбанский, Лойлякский, Медвежий, Мечетлинский, Мушкрутский, Обигарм-Рамитский, Отлайлякский, Пахтакишотский, Саридевольский, Североварзобский, Сорбухский, Сумлукский, Чапухский, Чоргульский, Яфракский и др. массивы). Массовое распространение андезитовые гранитоиды имеют на южных склонах Гиссарского хребта, где слагают значительную часть Гиссарского плутона площадью свыше 3000 кв. км. Гиссарский плутон имеет чрезвычайно сложную морфологию. Форма плутона, как считают подобна уплощенной фигуре, что согласно современным представлениям характерна таким интрузивам [462]. Плутон условно

разделяется на ряд отдельных массивов [105, 353]. Наиболее крупные массивы Каратаг-Ханакинский, Североварзобский, Комсомолабад-Канязский и Обигарм-Рамитский сложены гранодиоритами и гранитами.

Породный ряд типа разделяется на 4 –8 фаз и относится, по мнению некоторых геологов к габбро-гранитоидной серии [39, 266]. Минеральный состав пород типичен для известково-щелочных серии. Из аксессуаров типичны магнетит, циркон, сфен, апатит, монацит, ортит, ильменит, рудные.

Комплекс сложен различными породными видами: кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, порфировидными гранитами и гранодиоритам, и лейкократовыми гранитами. Кварцевые монцодиориты состоят из Пл–50-63%, КПШ–5-10, Кв–8-12, Рог –10-15, Би –3-16, Гранодиориты имеют типичный минералогический состав: Пл–45-60, КПШ–15-20, Кв–10-20, Рог –5-10, Би–8-10, Для гранитоидов характерна монцонитоидность. Акцессорные минералы гранитоидов представлены магнетитом, цирконом, ортитом, апатитом, сфеном, торитом, пиритом, брукитом, галенитом, баритом, анатазом и др. Особенно велико содержание магнетита, достигающего до 5000 г/т [32, 33, 34]. Петрохимический состав кварцевых монцодиоритов и гранидиоритов сходен с таковым известково-щелочных серий.

Порфировидные граниты и гранодиориты составляют основной объем комплекса. Граниты порфировидные, роговообманково-биотитовые, имеют Пл 30-35%, КПШ-25-30, Кв-20-25, Рог- до 5, Би-5-21, В порфировидных гранодиоритах минералогический состав меняется за счет увеличения Пл (до 45%), Рог (до 8%), Би (до 11%) при одновременном падении Кв (до 20%) и КПШ (до 20%). Пл в гранитах олигоклаз-андезиновый, редко альбитовый, КПШ -микроклин-пертит. Они в целом повторяют акцессорный состав кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. Химический состав пород характеризуется повышенной основностью (главным образом, известковостью) (Таблица 4.3.2.1).

Таблица 4.3.2.1.–. Средний петрогеохимический состав андезитовых гранитов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO ₂	68,93	62,60	Rb	22	67
TiO ₂	0,31	0,60	Ba	288	910
Al ₃ O ₃	15,96	16,10	Sr	514	480
Fe ₂ O ₃	1,17	1,08	V	334	90
FeO	2,63	5,90	Cr	98	60
MnO	0,06	0,12	Co	62	16
MgO	0,99	2,60	Ni	36	22
CaO	2,87	4,20	Y	17	25
K ₂ O	3,77	2,16	Th	2	1
Na ₂ O	2,90	3,95	U	0,4	0,1
P ₂ O ₅	0,12	0,09	Nb	3,8	4,5
п.п.п.	0,29	0,60	Ta	0,2	0,2
Сумма	100,00	100,00	La	10,90	7,75
n	1569		Ce	26,30	5,93
			Pr	3,71	5,82
			Nd	18,40	7,89
			Sm	4,46	5,79
			Eu	1,17	1,32
			Gd	4,19	3,45
			Tb	0,62	0,70
			Dy	3,26	2,08
			Ho	0,67	0,68
			Er	1,69	0,67
			Tm	0,23	0,13
			Yb	1,42	0,55
			Lu	0,19	0,25
			n	6-291	

Примечание. 1,3 – Андезитовые гранитоиды Гиссаро-Алая; 2,4 – Андезитовые гранитоиды [231].

В лейкократовых и аплитовидных гранитах преобладают КПШ (24-32%), Кв (30-34%), в двуслюдяных и турмалиновых гранитах появляются, соответственно, Мус (до 3%) и Тур (3%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, рутил, гранат,.

Андезитовые гранитоиды Гиссаро-Алая в целом отличаются слабой пересыщенностью кремнеземом, щелочностью, натриевым уклоном, преобладанием железа над магнием в Би и Рог, низким содержанием литофильных элементов, слабой геохимической дифференциацией в ходе эволюции.

Гранитоиды этого тира залегают, как правило, среди терригенных и вулканогенно-терригенных комплексов (рисунок 4.3.2.3).

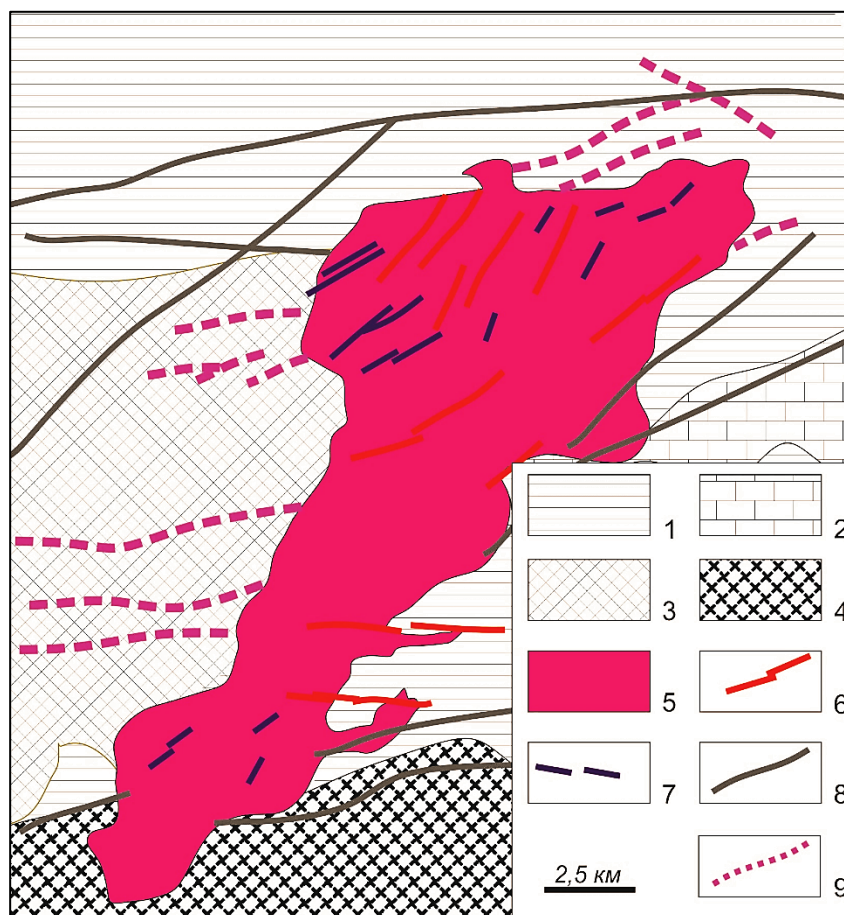


Рисунок 4.3.2.1.– Геологическая карта Обимазар-Шахисафедского массива
 1 – песчано-сланцевый комплекс S^1_1 ; 2 – карбонатно-терригенный комплекс S^2_1 ; 3 – кварцито-сланцевый комплекс S^3_1 ; 4 – вулканогенно-терригенный комплекс C_{2-3} ; 5 – субщелочные граниты C_3 ; 6 – дайковый комплекс; 7 – пегматиты и кварцевые жилы; 8 – разрывные нарушения; 9 – дайки Вадифского комплекса C_2

Формирование андезитоидов – как органические компоненты островодужных обстановок, характеризуется преимущественной локализацией за прогибом, на активных континентальных окраинах, вероятно, в связи с столкновением дуги с последними. В их формировании особенно важна роль субдукции [38, 196, 287], что отражается в их составе (рисунок 4.3.2.3, рисунок 4.3.2.4).

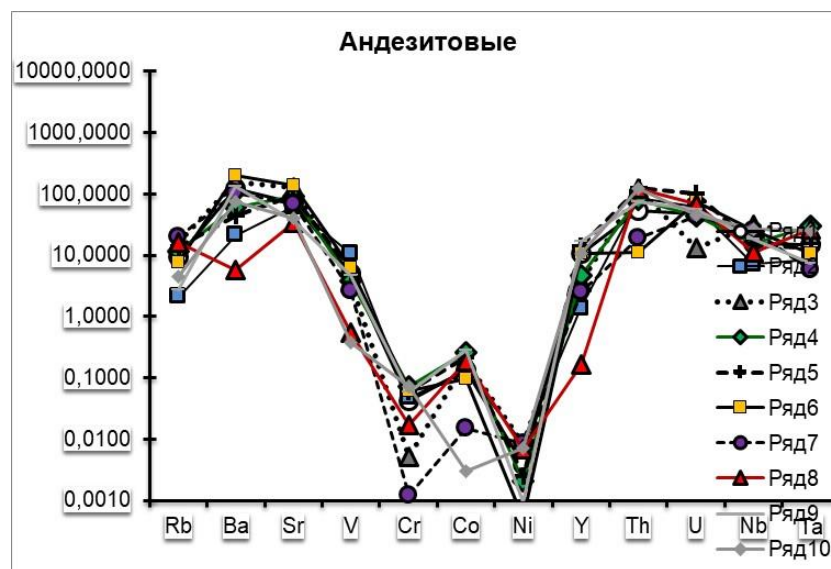


Рисунок 4.3.2.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в андезитовых гранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

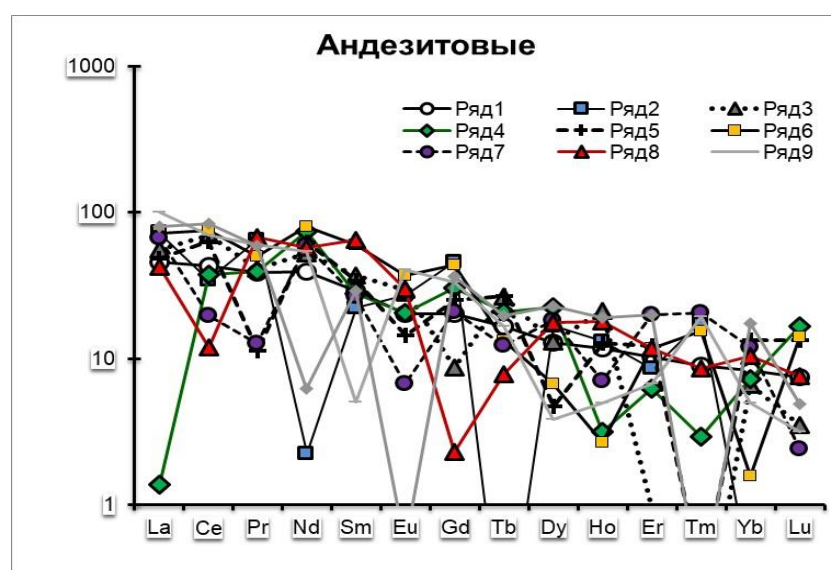


Рисунок 4.3.2.3.– Нормализованное распределение РЗЭ в андезитовых гранитоидах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

4.3.3. Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты

Петрогеохимический тип агпаитовые редкометалльные граниты–щелочные¹ граниты в обозначенном (полном) в настоящей работе объеме, выделяется впервые [305]. Представители-петротипы агпаитовых гранитов раньше включались в различные, часто разновозрастные (от P_1 до T_2 , даже N), комплексы.

Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты в разной степени развиты практически во всех зонах Гиссаро-Алая. Это Обибарзангинский $P-T$, Обилайский P_1 , Наукрумский $P-T?$, Алайский P_2 и др. комплексы.

Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты подразделяются на собственно агпаитовые, промежуточные и миаскитовые типы (Таблица 4.3.3.1).

В петрохимическом отношении фельдшпатоидные сиениты восточной части Алайского комплекса (Турпинский, Тутек-Девонасуйский) принадлежат к миаскитовому ряду, а породы западной части (Аксайский, Акбасайский) – к фойяитовому. Граниты по химизму занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными гранитами.

Обилайский комплекс P_1 развит в Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зонах в виде нескольких штокообразных и лакколитоподобных тел общей площадью 160 кв. км. Состав комплекса: щелочной и щелочноземельные сиениты, нефелиновые сиениты первой фазы и щелочные граниты второй фазы.

¹ Тут уместно подчеркнуть, что по существующим рекомендациям из ненасыщенных кремнеземом ультрабазитов и базитов к щелочным относятся породы, содержащие нефелин и другие фельдшпатоиды. А кремнекислые породы без фельдшпатоидов считаются щелочными по другому критерию – наличию цветных щелочных силикатов (эгирина, арфведсонита и др.) [169]. Определение агпаитности также имеет нечеткое и размытое определение. Агпаиты нами принимаются магматические породы с избытком щелочей над глиноземом, в которых $(Na+K)/Al > 1$. Характерная черта агпаитов – раннее выделение лейкократовых минералов (полевые шпаты, фельдшпатоиды) по сравнению с меланократовыми (метасиликатов, слюд и др.). Если в типичных гранитах идиоморфизм минералов убывает в ряду фемические минералы → Пл → КПШ → Кв, то в агпаитовых он выражен иначе: Нефелин → КПШ + Пл → Эгирин. Степень агпаитности отражает соотношение КПШ и Ан в Пл [177].

Наиболее крупный массив, Ярмазарский (30 кв км) сложен щелочными гранитами.

Алайский комплекс P_2-T_1 выделяется в основном в восточной части Гиссаро-Алая. Комплекс считается двухфазовой [353]. Первая фаза включает щелочные и щелочноземельные сиениты, нефелиновые сиениты. Ко второй фазе относятся щелочные граниты. Минеральный состав пород комплекса имеет широкий диапазон (Таблица 4.3.3.1).

Таблица 4.3.3.1.– Типы агпаитовых редкометалльных гранитов-щелочных гранитов Гиссаро-Алая

Характеристики	Агпаитовые	Промежуточные	Миаскитовые
Петротип	Дарай-Пиоз	Дихаданг-Шахисафед, Ахбасай	Аксай, Турпи, Тутек-Девонасу, Кульп, Тозбулак
Геохимические особенности (содержания редких, радиоактивных и щелочных элементов)	Высокие	Средние, ближе к кларку	Низкие
$K_{агп}$	1,1	0,6-0,7	0,6-0,8
Редкометалльные и акцессорные минералы	Эвдиалит, лампрофиллит, бастнезит, св.20 новых минералов Li, РЗЭ и др.	Циркон, магнетит, апатит, флюорит (Дихаданг-Шахисафед) Апатит, магнетит, ортит, сфен, торит, апатит, пироклор, флюорит (Ахбасай)	Циркон, магнетит, ортит, сфен, торит, апатит, пироклор, флюорит
Амфиболы	F-арфведсонит	Al-арфведсонит (Дихаданг-Шахисафед), Катофорит (Ахбасай)	Гастингсит
Пироксены, слюды	Эгирин, лепидомелан	Эгирин, геденбергит-эгирин, лепидомелан Геденбергит-эгирин, лепидомелан	Лепидомелан

В щелочных породах Амф представлен гастингситом. Присутствие щелочных Би (лепидомелан) и Амф (феррогастингсит) в щелочных гранитах маркирует их преемственность породному ряду ВПА. Высоко содержание и разнообразен состав акцессориев, они доходят до 4 объем.% пород и включают циркон, турмалин, апатит, сфен, ортит, циркон и др. Петрогеохимические характеристики представительных комплексов отражают их идентичность приведены (Таблица 4.3.3.1).

Таблица 4.3.3.1.– Модальный минеральный состав пород Алайского комплекса, об. %

Порода	КПШ	Пл	Акц	Нф	Лп	Эг/Э А	Сд/К н	Кв	Би	Амф	Пир	Мус
Сиениты и кварцевы е сиениты	47,6	31,1	–	–	–	–	–	6,8	2,9	5,8	3,9	1,9
Щелочны е и нефелино вые сиениты	42,8	8,0	15,9	13,0	6,5	6,5	4,3	–	–	2,9	–	–
Щелочны е граниты	49,0	20,8	–	–	–	–	–	22,9	5,2	2,1	–	–

Примечание. Анц–анальцит, Нф–Нефелин, Лп–Лепидомелан, Эг/ЭА–Эгириин, Эгириин-авгит, Сд/Кн–Содалит, Канкринит.

Интересными представителями типа являются агпаитовые интрузивные массивы ущелья Дараи Пиёз, известные как кладезь новых и/или сверхредких минералов [406]. Верхнедараипиозский массив сложен нормальными и щелочными гранитами внешней зоны и эгириновыми сиенитами внутренней зоны. Среднедараипиозский массив во внешней зоне содержит щелочные и нормальные граниты II фазы, а во внутренней – нефелиновые сиениты I фазы. Массивы комплекса в экзоконтакте, как правило, имеют зону инъекций и

апофиз. Вмещающие породы фенитизированы, скарнированы и ороговикование; широко развиты гибридные породы с содалитом, канкринитом, нефелином, щелочными амфиболами. Петрографический состав массивов чрезвычайно пестрый. Последовательность внедрения: нормальные, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты I фазы → нормальные и щелочные граниты II фазы.

Верхнедараипиозский массив имеет концентрическое строение: внешняя сложена нормальными и щелочными гранитами, внутренняя – эгириновыми сиенитами. А Среднедараипиозский массив во внешней зоне содержит щелочные и нормальные граниты II фазы, а во внутренней – нефелиновые сиениты I фазы. Вмещающие породы фенитизированы и скарнированы.

Оригинальные данные по Дараипиозским магматитам нами были получены совместно с российскими и английскими коллегами [536] (Таблица 4.3.3.2). Эти результаты подтверждают правомерность выделения петрогеохимического типа агпайтовых редкометалльных гранитов-щелочных гранитов.

Таблица 4.3.3.2. – Петрогеохимическая характеристика ведущих пород Дараипиозских массивов

Порода	Нефелиновые сиениты	Лейкограниты	Порода	Нефелиновые сиениты	Лейкограниты
Номер пробы	GX-12	GX-7	Номер пробы	GX-12	GX-7
SiO ₂	52,6	74,7	Ta	3,33	0,31
TiO ₂	0,26	0,04	U	20,6	1,3
Al ₂ O ₃	21,6	12,8	Th	1,7	1,8
Fe ₂ O ₃	2,90	1,80	Cu	4,4	14,4
FeO	0,11	0,12	Pb	7,8	4,5
MnO	0,1	0,05	Zn	117	51,2
MgO	0,23	0,13	La	5	4,8

Порода	Нефелиновые сиениты	Лейкограниты	Порода	Нефелиновые сиениты	Лейкограниты
CaO	2,68	0,78	Ce	11,5	11
Na ₂ O	12,2	5,08	Pr	1,45	1,27
K ₂ O	2,93	4,32	Nd	5,1	4,9
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	Sm	1,08	0,94
LOI	3,9	<0,1	Eu	0,19	0,18
Кагп	1,1	1,1	Gd	0,86	0,72
Cr	32	31,4	Tb	0,15	0,12
Ni	4,7	4,9	Dy	0,89	0,54
V	3	4	Ho	0,21	0,12
Rb	332	309	Er	0,6	0,35
Ba	205	239	Tm	0,1	0,06
Sr	500	49	Yb	0,63	0,55
Ga	25	21,6	Lu	0,07	0,09
Zr	194	39	(La/Yb)N	5,69	6,25
Hf	3,01	0,81	(Gd/Yb)N	1,13	1,08
Y	5,1	2,9	Eu/Eu*	0,58	0,64
Nb	84,8	3,8			

В целом для обиайского комплекса сохраняется последовательность внедрения от нормальных щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов I фазы к нормальным и щелочным гранитам II фазы. Сиениты и кварцевые сиениты в среднем содержат 35-60% КППШ (микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз), 25-40 Пл (альбит-олигоклаз), 1-18 Кв, 0-5 Би, 2-10 Рог, 3-7 Пир, 0-5% Му. Акцессорные минералы; циркон, турмалин, апатит (0-2%), сфен, (2-3%) ортит (0-3%), лейкоксен, ильменит, арсенопирит, киноварь, молибденит.

Щелочные и нефелиновые сиениты содержат 40-80% микроклин-пертита, 10-30 альбита, 15-30 нефелина, 20-25 анальцима, 5-25 лепидомелана, 0-35

щелочных амфиболов (чаще всего из ряда гастингсит-феррогастингсит), 0-35 эгирина и эгирин-авгита, 0-25% содалита и канкринита; акцессорные минералы: ортит, апатит, сфен, циркон, гранит, анатаз, магнетит, турмалин. Щелочные граниты состоят из Кв 25,7, КПШ 46,3, Пл 21,5, Би 21,5, Амф 1,5, хлорит 0,8%, ортит, сфен, флюорит, апатит, циркон турмалин, гранат, эпидот, лейкоксен.

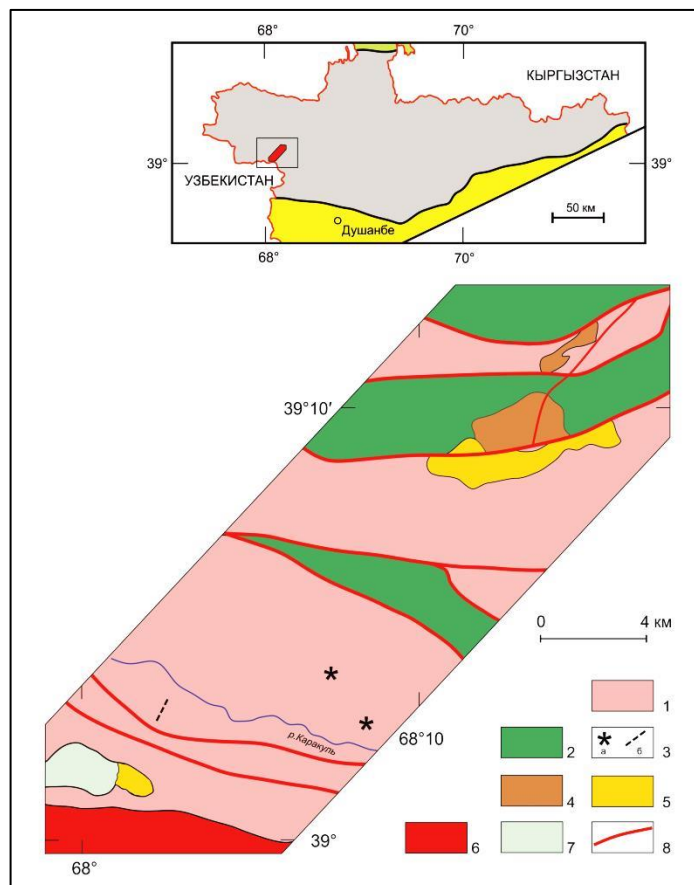


Рисунок 4.3.3.1. Карта размещения фонолит- нефелинсиенитовой вулканоплутонической ассоциации. Составлена по материалам Старшинина Д.А., Шадчинева А.С., Абдусаломова Ф.А.

1—турбидитовый, терригенно-карбонатный СВК, S; 2— карбонатно-кремнисто—карбонатный СВК материкового склона D-C₁; 3—внутриплитный щелочно-базальтоидный ПК, T; 4—Казнокский трахит-фонолитовый поток; 5—Нефелиновые сиениты; 6–7 – коллизионный известково-щелочной, андезит—гранитный ВПК С₃–Р₁; 6—гранодиорит-гранитовая формация, 7—андезитовая серия; 8—разрывные нарушения.

Наиболее интересным представляется модельный объект – фонолит (фойяит-фонолитовая)-нефелин-сиенитовая вулканоплутоническая ассоциация, развитая в Зеравшано-Гиссарской зоне, точнее в шовной зоне, разграничивающей ее от Южно–Гиссарской зоны (рисунок 4.3.3.1). При этом часть комплекса (Ахбасайский, Пушневатский интрузивы, Казнокские вулканиты) развита в Зеравшано–Гиссарской зоне, а Аксайский массив в Южно – Гиссарской.

Ассоциация включает интрузивные (фойяиты) и эффузивные (фонолиты) разновидности щелочных пород. На основании пространственной близости комплексов, структурной общности, сходство составов они считаются комагматами и отнесены к фонолит-нефелин-сиенитовой формации [7]. Петротипом выступают два комплекса.

1. Ахбасайский (5,0 км²) объединяет обособленные Пушневатский шток (граносиениты), Ахбасайский и Казнокский межпластовые интрузивы (щелочные сиениты, фойяиты), а также субвулканические дайковые тела.

2. Аргский (щелочные трахиты, фонолиты). Казнокский поток сложен фонолитами, трахитами, их туфами и туфобрекчиями. Эффузивы общей площадью 10 кв.км несогласно залегает на осадочных образованиях палеозоя и перекрывает фойяиты, сиениты и кварцевые сиениты Ахбасайского массива. Данные К-Ar-геохронологии соответственно дают ; 162–297 млн.лет и 177–206 млн.лет. Фонолиты, трахиты, их туфы и туфобрекчии слагают Казнокский поток эффузивных пород и субвулканические дайковые тела.

Ахбасайский массив имеет интрузивные контакты, сложен сиенитами, кварцевыми сиенитами и нефелиновыми сиенитами (фойяитами). Фойяиты слагают значительную площадь массива (свыше 85%) и вмещаются сиенитами.

Аксайский массив сложен фойяитами и имеет две фазы: сиениты и кварцевые сиениты. Вулканогенные породы комплекса представлены собственно эффузивными (лавы и брекчиевые лавы трахитов и фонолитов), вулканопластическими (туфы трахитов) и вулканобломочными (туфобрекчии) разновидностями пород. Трахиты занимают значительную часть.

Фойяиты в Ахбасайском комплексе занимают значительную долю, превышающую таковую сиенитов в 6 раз. Фойяиты и сиениты комплекса обладают повышенной щелочностью, натриевостью и низкой агпаитностью. Трахиты и фонолиты Казнокского потока также имеют повышенную щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}>8\%$), натриевостью ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1,5-2,6$), низкой агпатитностью ($\text{Кагп}=\leq 0,7$).

Граносиениты Пушневатского массива являются гранитной составляющей ВПА. По петрохимии граносиениты проявляют высокую щелочность (св.8%), натровость ($\text{Na}/\text{K}>1$).

Общая геохимическая характеристика петрогеохимического типа (фонолит- нефелинсиенитовой вулкан-плутонической ассоциации) показывает их микрохимическую преемственность.

Щелочные и агпаитовые серии характерны для начальной и финальной стадий цикла Вильсона: «горячие точки» океанов и континентов, континентальный рифт, тыловые зоны зрелых островных дуг и АКО, коллизионные пояса [174, 177, 178, 535].

Петрогеохимические характеристики представительных комплексов приведены ниже (Таблица 4.3.3.2).

Таблица 4.3.3.2.– Средний петрогеохимический состав агпаитовых редкометалльных гранитов-щелочных гранитов Гиссаро-Алая и других регионов Мира

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
SiO_2	69,81	72,94	Rb	309	200
TiO_2	0,48	0,36	Ba	239	80
Al_3O_3	12,52	11,30	Sr	49	20
Fe_2O_3	2,53	0,61	V	4	6
FeO	3,29	3,19	Cr	31	15
MnO	0,11	0,13	Co	4	6
MgO	0,49	0,39	Ni	4,9	7

Компоненты, масс. %	1	2	Элементы, г/т	3	4
CaO	0,78	0,61	Y	3	2
K ₂ O	4,77	4,56	Th	2	2
Na ₂ O	4,71	4,96	U	1,3	0,3
P ₂ O ₅	0,14	0,19	Nb	3,8	5,4
п.п.п.	0,37	0,76	Ta	0,3	0,5
Сумма	100,00	100,00	La	4,80	4,73
n	63		Ce	11,00	4,35
			Pr	1,27	1,26
			Nd	4,90	1,32
			Sm	0,94	0,35
			Eu	0,18	0,08
			Gd	0,72	0,78
			Tb	0,12	0,07
			Dy	0,54	0,32
			Ho	0,12	0,06
			Er	0,35	0,43
			Tm	0,06	0,01
			Yb	0,55	0,94
			Lu	0,09	0,12
			N	2-46	

Примечание. 1,3 – Агпайтовые редкометалльные граниты-щелочные граниты Гиссаро-Алая; 2,4 – Агпайтовые редкометалльные граниты [196].

Спайдер-диаграммы составов пород типа (рисунок 4.3.3.2, рисунок 4.3.3.3) выявляют резкую аномалию никеля, что типично для многих подобных гранитов и слабый европиевый минимум на фоне сильного разброса РЗЭ в породах других регионов.

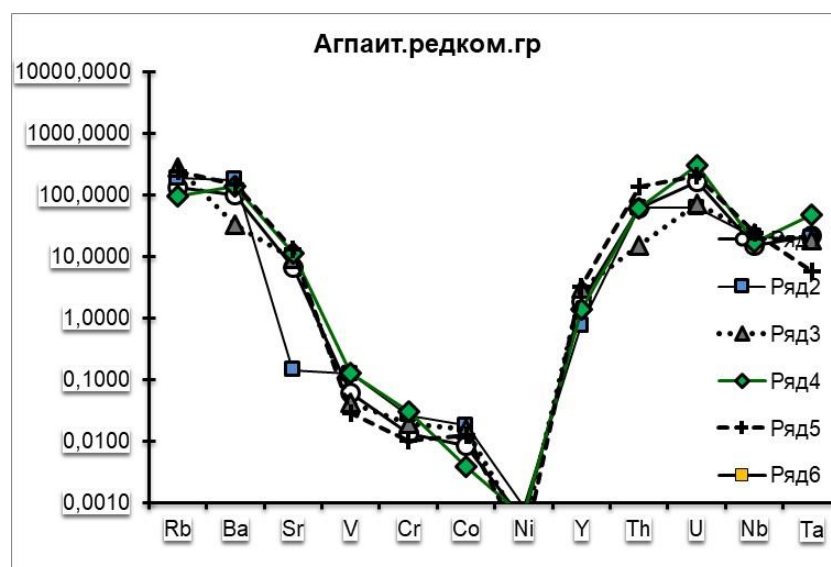


Рисунок 4.3.3.2.– Нормализованное распределение РЗЭ в агпаитовых редкометалльных гранитов-щелочных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 – [231]

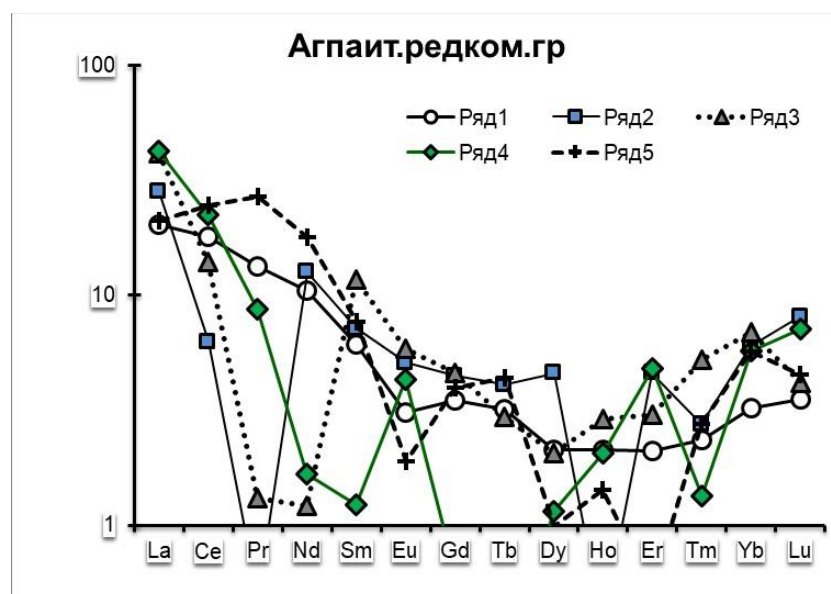


Рисунок 4.3.3.3.– Нормализованное распределение РЗЭ агпаитовых редкометалльных гранитов-щелочных гранитах Гиссаро-Алая. 1–Гиссаро-Алай, 2–8 –Агпаитовые редкометалльные граниты и щелочные граниты [196, 231]

Приведенная выше характеристика петрогеохимических типов гранитоидов Гиссаро-Алая убедительно показывает на существование разных геодинамических условий в фанерозойской истории их эволюции. Развитие

гранитоидов в пространстве и времени органически увязывается с ходом эволюции регионов, развитием конкретных тектонических зон, описанных выше. Выявленная нами активная корообразующая роль гранитоидов не подтверждает ранее сделанные выводы геологов, долго исследовавших гранитоиды Гиссаро-Алая. Как уже было отмечено в главе 1, Лутков В. С. и Могаровский В. В. [224] исследуя геохимическую эволюцию гранитоидов Гиссаро-Алая заключили, что «преемственность петрохимического профиля полихронных фанерозойских гранитоидов во многом определяется, по-видимому, «консерватизмом» земной коры, сформированной, как и на платформах, в основном в докембрии, и с тех пор не претерпевший существенных изменений» [224, с.150]. С этой консервативностью авторы связывают и преемственность редкоэлементной геохимии гранитоидов. Такое заключение авторов указывает, однозначно, на консервативность самой предлагаемой им петрогенетической модели, игнорирующей по сути магмоформирующую роль коры соответственно конкретным геодинамическим обстановкам.

Опыт применения концепции петрогеохимической типизации, идущий с 60-х годов во многих регионах Мира, показал высокую ее устойчивость и универсальность. Типизация гранитоидов Гиссаро-Алая показывает уникальность каждого типа. Это еще раз доказывается своеобразием минералогического состава пород. Ниже рассматривается информативность минералов, особенно акцессорных, являющихся индикаторными и характерными для различных геологических условий образования гранитоидов. С другой стороны, если минеральный, особенно акцессорно-минеральный состав, окажется индивидуальным для каждого типа гранитоидов, то признаков разбиевание по минералогическому составу, при уверенной его привязанности к условиям образования, то появится дополнительный диагностический признак расшифровки условий образований. Это может служить дополнительным критерием типизации гранитоидов, поскольку минералогические анализы гранитоидов по стоимости и доступности имеют

больше преимуществ, чем дорогостоящие, не всем доступные аналитические методы. С другой стороны, огромный банк данных по количественной минералогии, хранящийся в фондовых отчетах, будет востребован и с успехом применен в типизации гранитоидов.

Ниже приведены обобщенные данные по матричной минералогии – главным пороодообразующим минералам (Таблица 4.3.3.3).

Таблица 4.3.3.3. –Сравнительный минеральный состав различных петрогеохимических типов гранитоидов

Минералы	Коровые			Корово- мантийные		Мантийные		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
n	326	89	173	293	24	32	801	38
Пл	26,0	29,8	19,8	42,1	26,7	55,2	33,7	22,8
КПШ	33,7	27,4	33,8	19,5	29,1	2,4	29,4	33,0
Кв	29,8	33,1	32,1	16,9	22,4	30,4	24,3	32,9
Би	7,1	2,6	6,1	11,6	10,9	6,8	7,8	7,6
Амф	3,0	0,1	0,1	9,7	10,6	4,9	4,3	2,1
Му	0,0	6,9	7,8	0,0	0,0	0,0	0,1	1,1
Акц	0,4	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5

Примечание. I–Известково-щелочные граниты, II–Плюмазитовые редкометалльные граниты, III–Субщелочные редкометалльные граниты, IV–Латиандезитовые гранитоиды, V–Латитовые гранитоиды, VI–Толейтовые плагиограниты, VII–Андезитовые гранитоиды, VIII–Агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

Из вышеприведенных таблиц видно, что соотношение главных пороодообразующих минералов значительно различаются в гранитоидах разных петрогеохимических типов и разного уровня генерации. Это хорошо раскрывается сравнением диаграмм модального состава типов гранитоидов

(рисунок 4.3.3.4). При расчете нормативных минералов (по петрохимии) это отличие сохраняется и коррелируется с тенденциями, выявленными при петрогеохимической типизации.

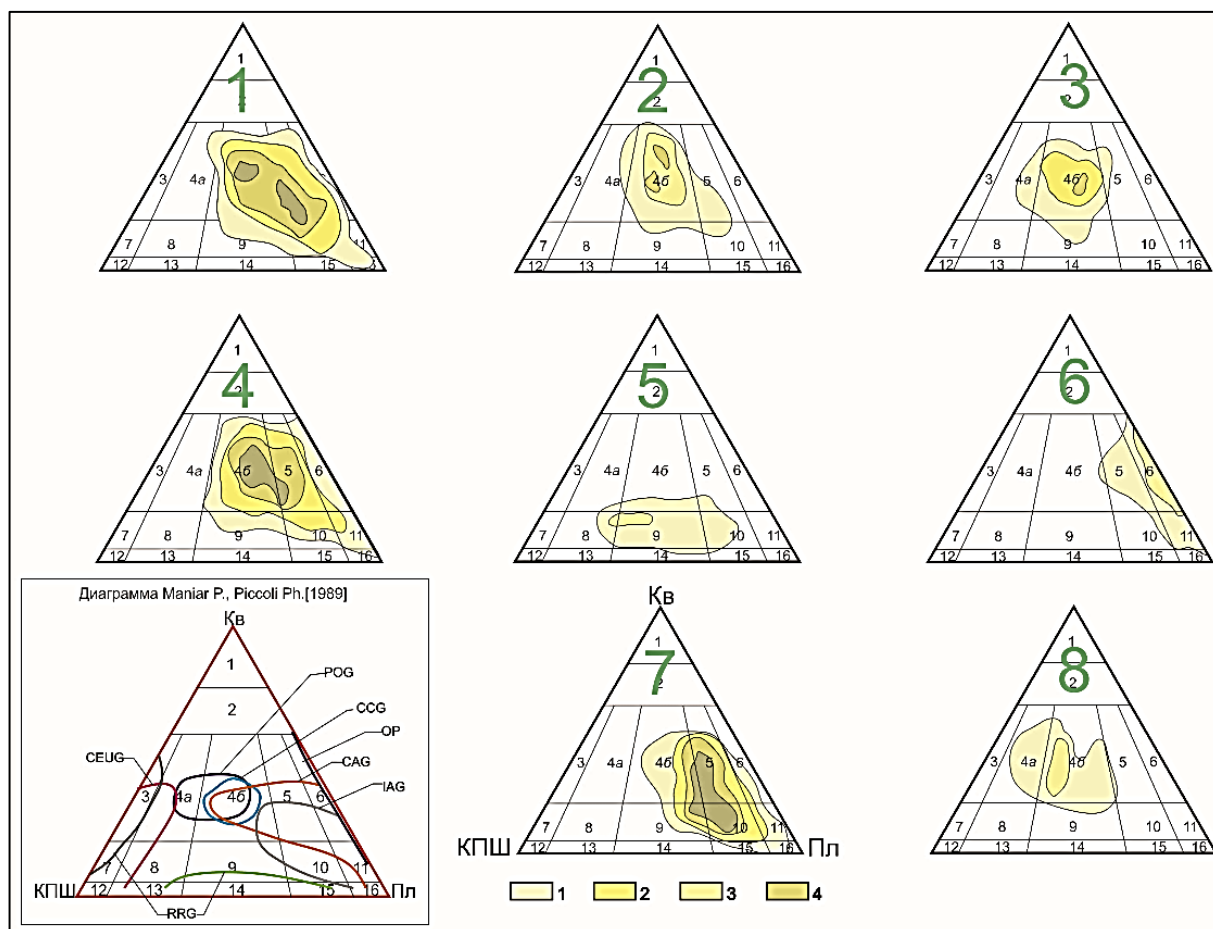


Рисунок 4.3.3.4.– Диаграмма соотношений главных минералов в различных петрогеохимических типах гранитоидов (номера диаграмм – порядковый номер выделенных петрогеохимических типов). Номера ячеек диаграммы Кв–Пл–КПШ соответствуют классификационной схеме Штрекайзена [285, 337]

Результаты сравнения содержаний акцессорных минералов (45 видов) – практически весь спектр аксессуаров гранитоидов раскрывают отличия типов гранитоидов различного уровня генерации (Таблица 4.3.3.4).

Таблица 4.3.3.4. –Сравнительная акцессорная минералогия различных петрогеохимических типов гранитоидов Гиссаро-Алая, г/т

Акцессорные минералы	Коровые			Корово-мантийные		Мантийные		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
n	241	27	10	67	18	7	144	12
Гадолинит	0,9	13			0,1			
Колумбит	1,1	2,3	0,1			0,1	0,1	0,2
Ксенотим	3	3,7		0,1			0,1	72,1
Монацит	4	29	19,4				4	1067
Ортит	67		1,0	301	3,0	29	39,4	54
Сподумен							0,1	0,1
Торит	9,4	17	6,3		0,1		0,8	
Уранинит	0,9	0,4		0,1			0,1	
Фергюсонит		57						0,1
Циртолит		1,7	0,1				0,2	
Аксинит	69			0,3			0,6	
Турмалин	11		408				0,9	0,1
Флюорит	6	518		0,1			0,1	2046
Антимонит	0,1			0,1				0,1
Апатит	72	125	31	24	837	13,9		1099
Арсенопирит	0,1		0,2	0,1			0,1	1,5
Базобисмутит		0,2						0,1
Галенит	0,1			0,1		7,3	0,2	0,2
Гематит	6			1		732,2		190
Золото	0,1			0,1			0,1	
Ильменит	19,3	58		11,3		663		
Касситерит		5,5	0,8	0,1				19
Лимонит	19			2,2	0,1		2,8	0,8

Аксессуарные минералы	Коровые			Корово- мантийные		Мантийные		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Магнетит	1019	12	2,2	2,1	390	73,7		32
Малахит	0,5		0,1		0,1			0,2
Мартит	0,8					0,1	2,2	
Молибденит	0,1				19			
Пирит	50		0,1	0,9	2,4			0,8
Пирротин	1,5			0,2	9,1	2,9		0,2
Рутил	6,0		2,4	6,3	0,2	27		16
Сфалерит	0,1			0,2	11,0		0,2	0,9
Халькопирит				0,1				0,1
Циркон	29	106	26	35	791			605
Шеелит	0,1		11,9	1,0	37		0,1	
Анатаз	0,1	4			21			68,9
Андалузит	6,6				0,7		9,2	0,1
Барит	0,9				0,1		0,9	
Гранат	209			17,9	2		16,2	
Дистен	0,2							
Корунд	0,1						21	0,1
Лейкоксен	0,2		0,1	0,6	1,1			1,2
Периклаз	1,9	18	0,1		0,1		01	206
Силлиманит	0,2						30,1	
Сфен	28,7		0,8	34,0	308			207
Эпидот	169			18			71	

Примечание. Классификация аксессуарных минералов – по Ляховичу В.В. [230]: минералы редких элементов (1–10), летучих элементов (11–13), рудных элементов (14–33), прочие (34–45). Обозначения типов – (Таблица 4.3.3.3).

Группировка акцессорных минералов по классам (Таблица 4.3.3.6) показывает, что в гранитоидах преимущественно развиты силикаты и окислы, редко – фосфаты и фториды. При этом отношение силикаты/окислы меняется в зависимости от типа гранитоидов в ряду Коровые→Мантийные→Корово-мантийные отличается в 8 раз.

Таблица 4.3.3.6.– Распределение классов акцессорных минералов в петрогеохимических типах гранитоидов Таджикистана, объем. %

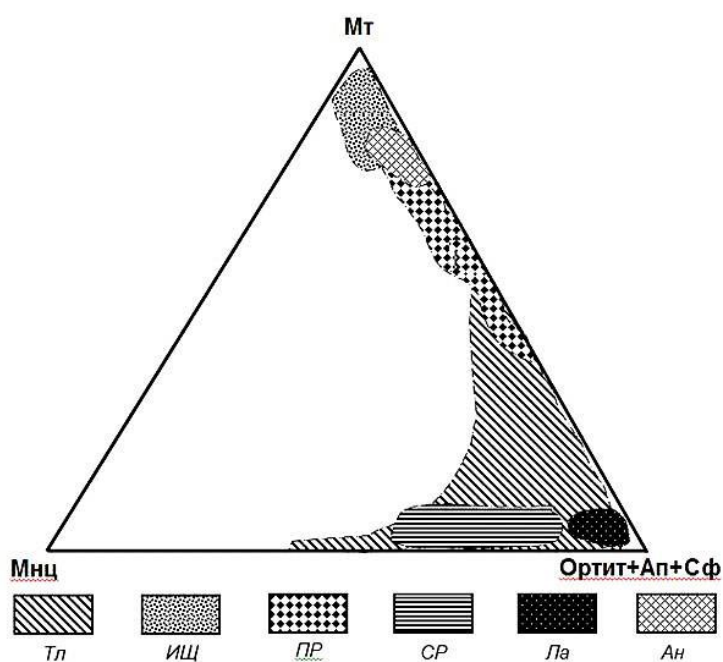
Класс	Коровые			Корово-мантийные		Мантийные		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
п	7	144	12	67	18	241	27	10
Силикаты	5-16	20-35	30-33	44-62	21-35	40-45	25-37	30-42
Окислы	76-93	50-60	35-45	28-41	30-54	45-58	35-40	34-46
Сульфиды	0	0,2	0,1	1-5	0,2	0,2-2,0	0,1	0,2
Фосфаты	2-4	4-15	5-12	2-13	2-4	2-4	3-20	11-19
Фториды	0	0,1	15-25	0	2-4	0,6	15-32	7-12
Силикаты:								
Окислы	0,2	0,5	0,8	1,6	0,6	0,9	0,8	0,9

Обозначения типов – (Таблица 4.3.3.3).

На треугольной диаграмме (рисунок 4.3.3.5) составы разных типов образуют обособленные поля. Особенно отчетливо отделяются друг от друга такие типы гранитоидов как известково-щелочные от латиандезитовых, которых часто рассматривают как единый.

Рисунок 4.3.3.5.–

Индикаторный аксессуарный состав некоторых типов гранитоидов



Тл– Толеитовые плагиограниты, ИЩ– известково-щелочные гранитоиды, ПР – Плюмазовые редкометалльные граниты, СР – Субщелочные редкометалльные граниты, Ла – Латиандезитовые гранитоиды, Ан – Андезитовые гранитоиды.

Полученные результаты позволяют делать вывод о том, что главные минералы, особенно аксессуарные минералы фанерозойских гранитоидов Гиссаро-Алая также как и геохимический состав отчетливо отражают различие в геодинамических условиях образования. Поэтому аксессуарно-минеральная ассоциация гранитоидов может быть с успехом положена в основу геодинамической типизации как дополнительный признак.

На рисунке (рисунок 4.3.3.5), построенном на весьма представительной выборке четко выражается бимодальное распределение SiO_2 , соответствующее содержаниям $64,2 \pm 0,7\%$ и $72,5 \pm 0,7\%$, что статистически констатирует развитие в Гиссаро-Алае известково-щелочных и щелочных серий, связанных, соответственно, с корово-мантийными субстратами и плюмами. Слабая, но значимая аномалия 54-55% SiO_2 , связана с развитием дайкового комплекса, особенно характерного для Туркестано-Зеравшанской зоны.

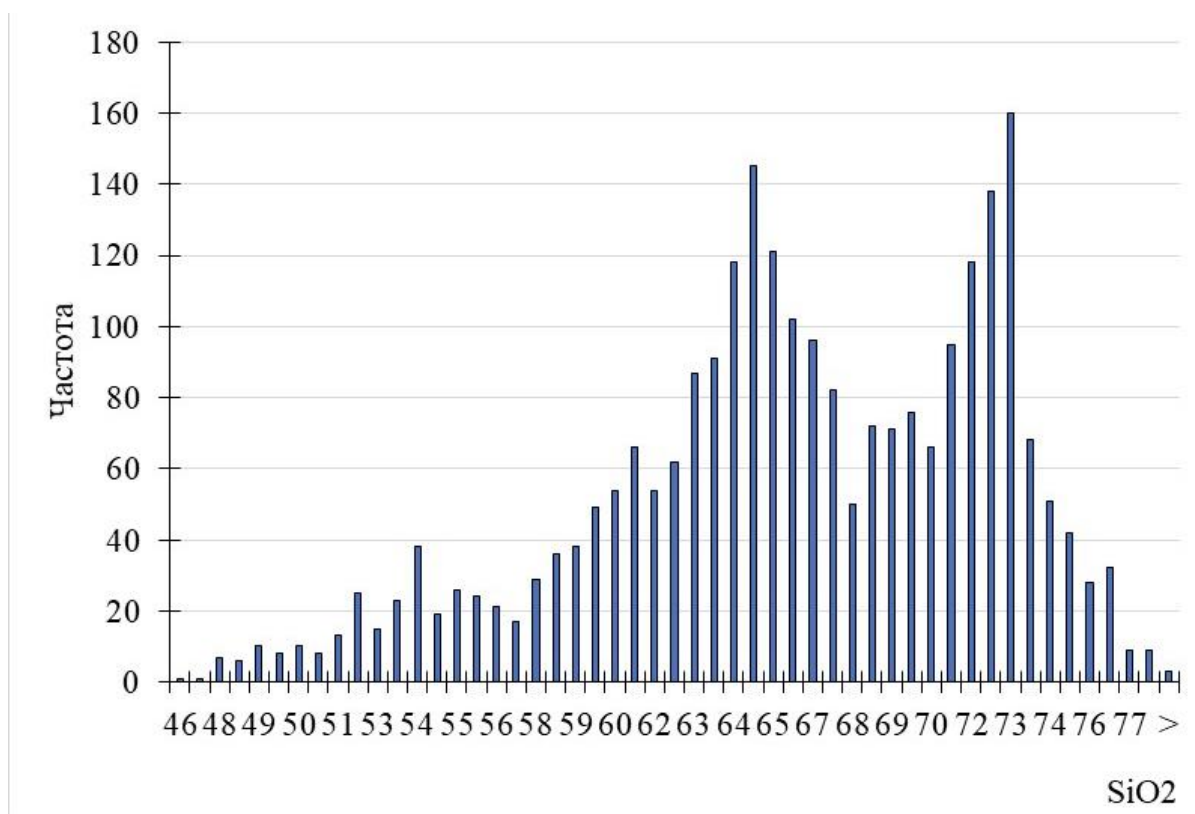


Рисунок 4.3.3.6.– Частотное распределение SiO_2 общей выборки (n=2593)

Внушительный объем выборки состава гранитоидов позволяет выявить ряд закономерностей, что существенно повышает, благодаря закону больших чисел, достоверность полученных выводов. Так, на рисунках (рисунок 4.3.3.6, рисунок 4.3.3.7) приведены петрохимические диаграммы, где подтверждается, выявленными тенденциями, магматическая природа гранитоидов. На это указывает сильные значения коэффициентов корреляции ($R=0,15\dots0,79$; $R>0,083$ при $p=0,01$) практически во всех парах с SiO_2 .

Следует отметить, что в Тянь-Шане, особенно Северном, широко развиты ультраметаморфогенные, автохтонные гранитоиды, часто формирующие гранито-гнейсовые купола, изученные Боконбаевым К.Дж., Сабельниковым С.Е. и др. [26, 67, 68, 69, 70, 465 и др.]. На территории Таджикистана гранито-гнейсовые купола развиты на Памире, а также, на докембрийских Байсунском и Гармском блоках Южного Тянь-Шаня [36, 395 и др.].

Для ультраметаморфогенных гранитоидов характерен высокотемпературный метаморфизм, обычно выше эпидот-амфиболитовой и амфиболит-гранулитовой фаций. В Гиссаро-Алае метаморфизм

низкобарический и низкотемпературный, составляющие основу фанерозойского разреза региона – докембрийские, т.н. ягнобские сланцы характеризуются зеленосланцевой, хлорит-серицитовой фацией метаморфизма, что явно недостаточно для подогрева субстрата и магмогенерации.

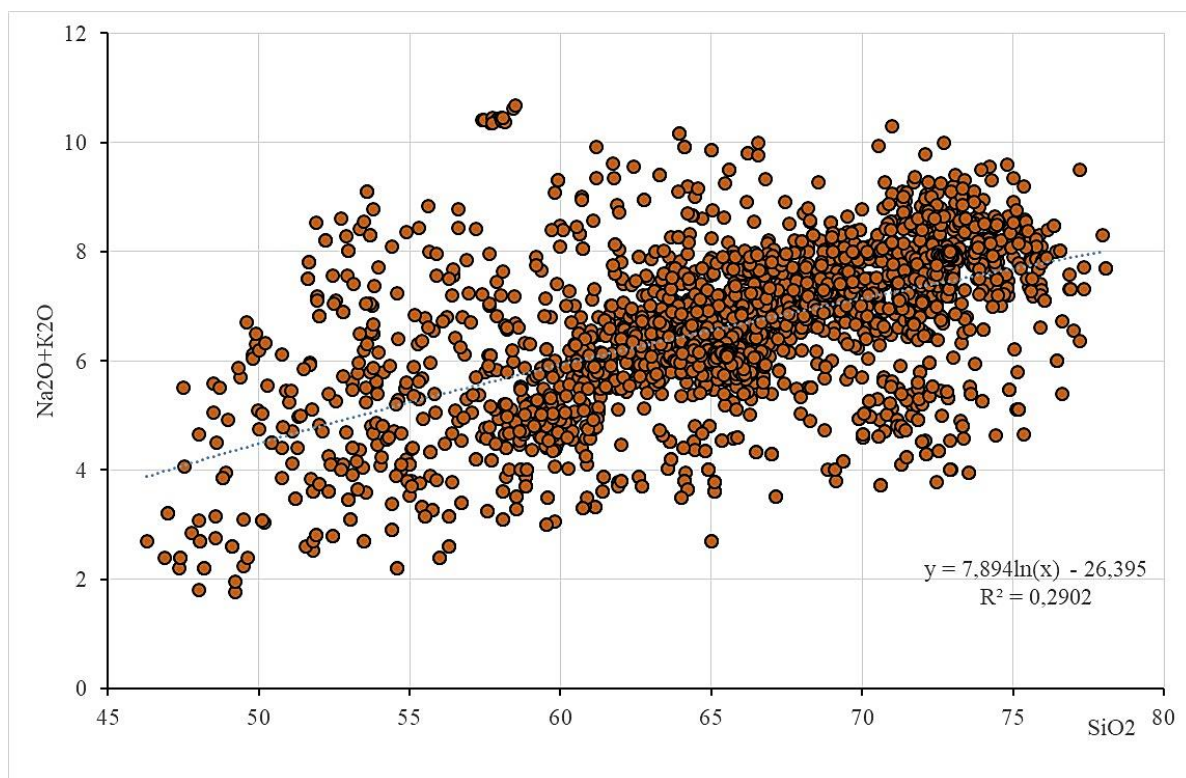


Рисунок 4.3.3.7.– TAS- диаграмма гранитоидов Гиссаро-Алая (n=2593)

Диаграммы зависимостей SiO₂ – окислы показывают статистически высокую логарифмическую аппроксимационную зависимость. Характерно, что распределение зависимостей подчиняется логарифмическому закону, что, вероятно связано с сложным, неоднозначным характером распределения петрогенных элементов. Возможно, это связана с их послемагматической историей.

Индекс Пикока, прикрывающий район 64% SiO₂, служит, очевидно, подтверждением массового гранитоидогенеза в Гиссаро-Алае в карбоне, на стадии коллизии и ранних стадиях последующей аккреции. Площадное распространение гранитоидов уверенно согласуется в данными по абсолютной геохронологии, также выявившей бимодальность возрастов (рисунок 4.3.3.7).

Итак, обобщение аналитических материалов по минералогии, петрохимии и геохимии по петрогеохимическим типам гранитоидов указывает на закономерное отличие свойств пород и породных сообществ. Породообразующая и акцессорная минералогия гранитоидов по существу также отражает индивидуальные петрохимические особенности пород.

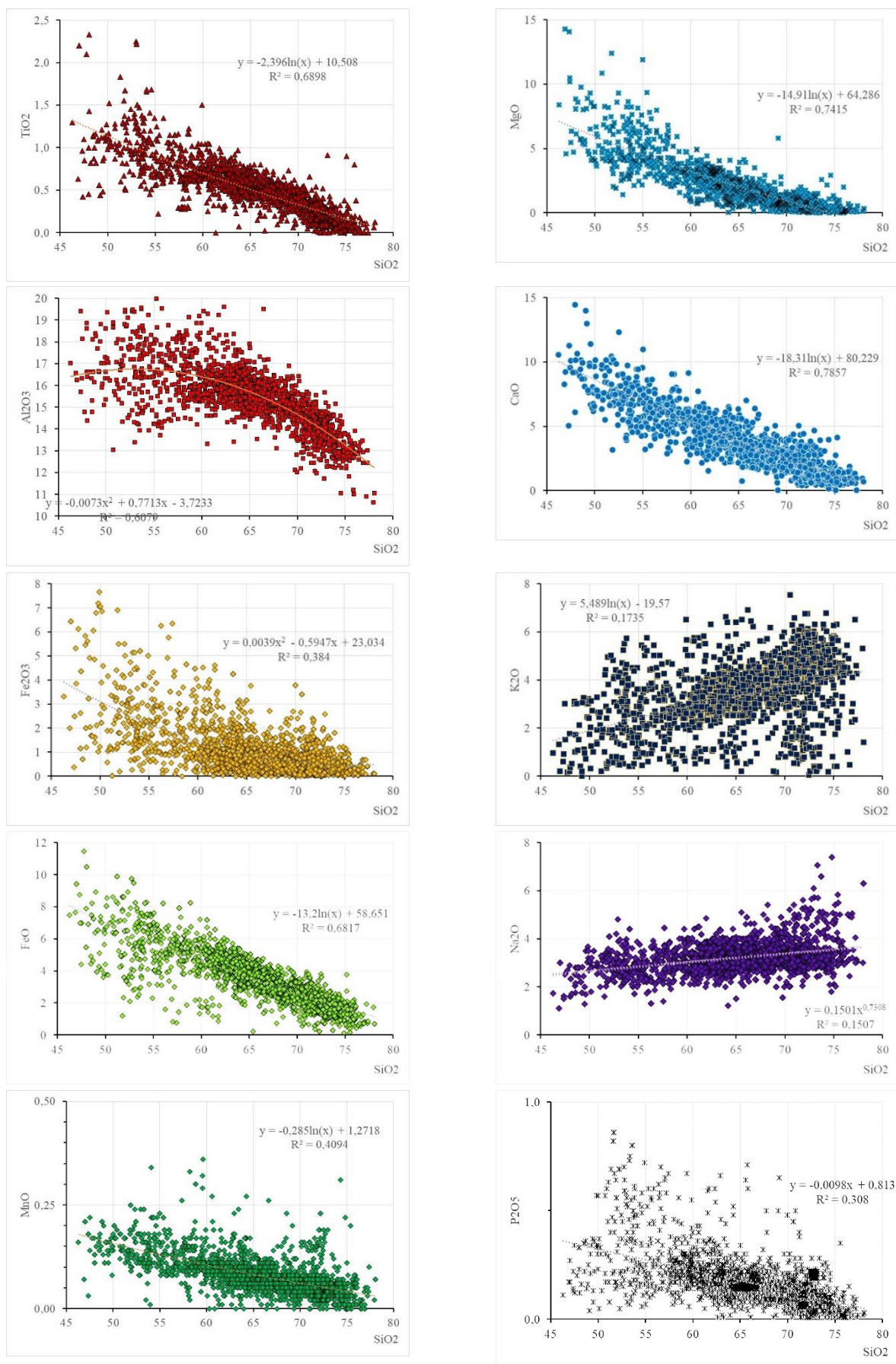


Рисунок 4.3.3.8.– Диаграммы соотношений SiO_2 с петрогенными окислами гранитоидов Гиссаро-Алая (n=2593)

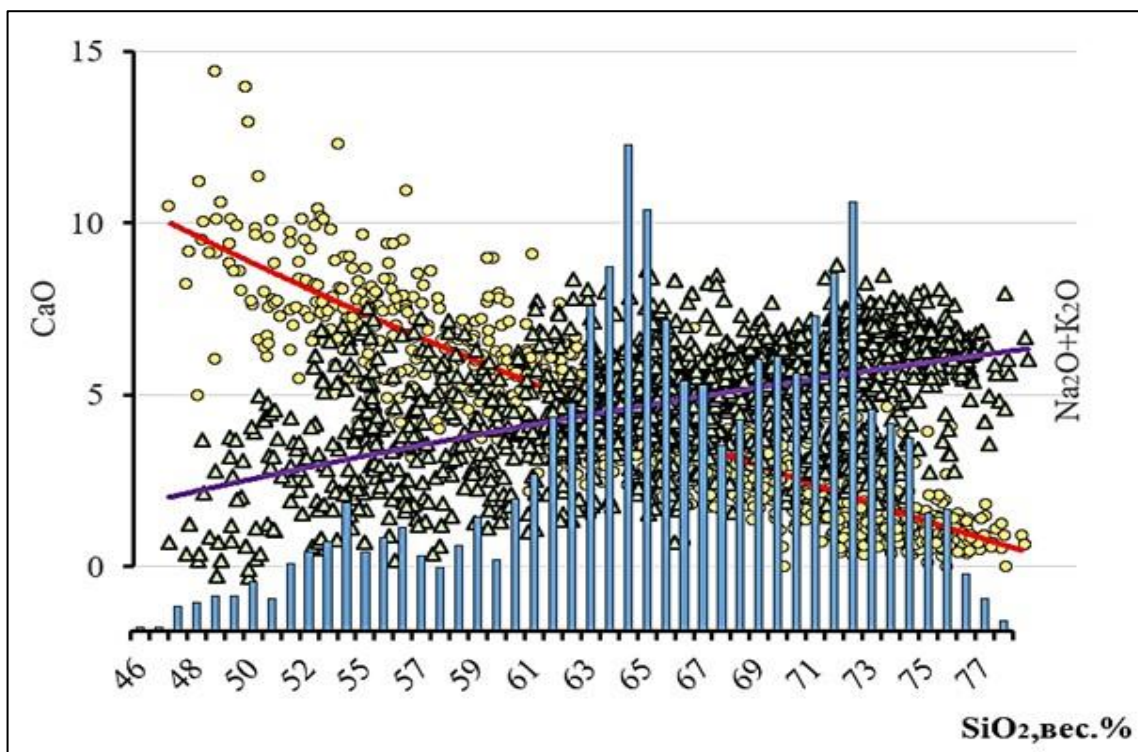


Рисунок 4.3.3.9.– Частотно–известково-щелочная диаграмма гранитоидов Гиссаро-Алая

Выводы по главе 4

1. На основе анализа вещественного состава гранитоидов Гиссаро-Алая по а) петрохимии (индикаторно по соотношению SiO_2 , $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), б) геохимии (содержания гранитофильных элементов и их отношений), в) индикаторной минералогии (маркирующей главной и акцессорной), осуществлена их типизация 8 петрогеохимических типов: известково-щелочные граниты, плюмазитовые редкометалльные граниты, субщелочные редкометалльные граниты, латиандезитовые гранитоиды, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты, андезитовые гранитоиды, агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

2. В Гиссаро-Алае установлена уровенная принадлежность петрогеохимических типов гранитоидов: коровых, мантийно-коровых и мантийных к соответствующим уровням. Мантийные и корово-мантийных гранитоиды присущи островодужным, надсубдукционным, мантийно-коровые граниты – синколлизийным, постколлизийным и анорогенным, а коровые граниты – коллизийным обстановкам.

Глава 5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНО- МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГИССАРО-АЛАЯ (ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

На примере многих регионов Мира известно, что гранитоиды составляют важный компонент вулканно-плутонических ассоциаций островных дуг и окраинно-континентальных поясов, офиолитовых террейнов, аккреционных и коллизионных сооружений. Важную роль в гранитоидогенезе отводится при этом коллизии и аккреции [61, 417, 418, 440]. Процесс гранитообразования является ведущим в континентализации океанической коры, в связи с чем гранитоиды могут служить индикаторами становления континентальной коры.

Изложенные в предыдущих главах особенности вещественного состава гранитоидных формаций Гиссаро-Алая, геолого-геодинамического развития региона позволяют восстановить условия их генезиса.

5.1. Основные механизмы образования гранитоидов Гиссаро-Алая

Гранитоидный магматизм, как и магматизм в целом, в Гиссаро-Алае проявился неравномерно, несинхронно (в геоструктурных зонах), что является следствием разнообразия геодинамических условий на временном срезе (Таблица 5.1.1). В таблице для лучшего восприятия в вулканно-плутонических ассоциациях указаны типовые вулканогенные толщи и интрузивные комплексы. Из таблицы при сравнении горизонтальных рядов гранитоидного магматизма наблюдается значимая закономерность.

В Южно-Гиссарской зоне развиты исключительно вулканно-плутонические ассоциации, в то время как в Туркестано-Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зонах таковые не наблюдаются. Среди них особый интерес вызывает фонолит–нефелинограносиенитовая ВПА Зеравшано-Гиссарской зоны. Она локализована в коллизионной шовной Каракуль-Зиддинской структуре, приуроченной к границе с Южно-Гиссарской зоной.

Таблица 5.1.1.– Фанерозойские магматические геодинамические комплексы Гиссаро-Алая

Туркестано-Зеравшанской зоны			Зеравшано-Гиссарской зоны			Южно-Гиссарской зоны				
Эпохи	Формации	Геодинамические обстановки	Эпохи	Формации (свиты, комплексы)		Геодинамические обстановки	Эпохи	Формации (свиты, комплексы)		Геодинамические обстановки
	Плутонические			вулканогенные	плутонические			вулканогенные	плутонические	
T	Щелочно-габброидный	Постколлизийный, рифтогенный	P ₂ –T		Субщелочно-габброидный	Внутриплитная (плюмовая)				
P ₂	Нефелин-сиенитовый	Постколлизийный, рифтогенный								
P ₁	Гранитоидный монцонитоидный	Коллизийная	P ₁	Фонолитовая (казноковская свита)	Нефелин-граносиенитовая (ахбасайский комплекс)	Внутриплитная (плюмовая)	C ₃ –P ₁	Дацит-риолитовая (лючобская свита)	Гранит-лейкогранитная, Плюмазитовые редкометалльные граниты (южноварзобский, хочилерский комплексы)	Субдукционная
			C ₃		Гранит-лейкогранитовая (акбаиджумонский комплекс)	Коллизийная				
			C ₂₋₃		Кварцевомонцодиорит-гранодиоритовая (чинарсайский	Аккреционный-коллизийная				

Туркестано-Зеравшанской зоны			Зеравшано-Гиссарской зоны				Южно-Гиссарской зоны			
Эпоха	Формации	Геодинамические обстановки	Эпоха	Формации (свиты, комплексы)		Геодинамические обстановки	Эпоха	Формации (свиты, комплексы)		Геодинамические обстановки
	Плутонические			вулканогенные	плутонические			вулканогенные	плутонические	
					комплекс)					
С ₂	Толейтобазальтовый и ультрабазитовый (кухский комплекс)	СОХ	С ₂		Гранодиорит-гранитовая (тагобикуль-кумархский комплекс)	Аккреционно-коллизия (коллизия онно-субдукционная)				
							С ₁₋₂	Толейтовы базальты, риолиты (каратагская серия)	Габбро-плагиогранитовая (ходжимафракский комплекс)	Островодужная, энсиматическая, рифтогенная (?)
S ₂	Комплекс параллельных даек габбро-диабазового состава (шахристанский комплекс)	Спрединг-зона								

Леонов М.Г. подчеркивая сложность и гетерогенность Гиссаро-Алайского покровно-складчатого сооружения, выделял три главных типа структурно-формационных ансамблей, имеющие «разные формационные выполнения» [205, с.37], выявил сложный, особый характер развития шва. Однако он считал, что в коллизионном Каракуль-Зиддинском шве «вулканизм, как правило,

отсутствует». Между тем, Каракульская (Каракуль-Зиддинская) подзона, характеризуется развитием уникального в Южном Тянь-Шане щелочного вулканоплутонического магматизма [7]. Фонолит–нефелинограносиенитовая ВПА, вероятнее всего, не имеет пространственно-временной привязки к Зеравшано-Гиссарской зоне, а является трансзональной. Проявление ассоциации в позднепалеозойской истории Гиссаро-Алая, вероятнее всего, связано с плюмовой тектоникой [56, 75].

Выделенные выше петрогеохимические типы гранитоидов Гиссаро-Алая характеризуются определенными условиями генерации и становления соответственно уровню выплавки (коровые, корово-мантийные и мантийные).

Коровые гранитоиды Гиссаро-Алая при всем разнообразии петрогеохимических типов (известково-щелочные граниты, плюмазитовые редкометалльные граниты, субщелочные редкометалльные граниты) обладают некоторыми общими чертами. Это прежде всего, их преимущественная приуроченность к таким геодинамическим обстановкам как островные дуги, активные континентальные окраины. Известково-щелочные гранитоиды слагают крупные плутоны, обычно образуют вулканоплутонические ассоциации, они связаны с островодужной обстановкой.

Интересными в генетическом отношении представляются латиандезитовые гранитоиды. Формирование латиандезитовых гранитоидов в Гиссаро-Алае тесно связано с геодинамическим режимом развития зон. Относительно их генезиса высказаны различные гипотезы: контаминационно-ассимиляционная, сателлитно-дифференционная, палингенная и др. Шараповым А.Н. [433], Лутковым В.С. с соавторами [227] гранитоиды шадонского комплекса, близкие по объему к выделяемому нами чинарсайскому комплексу, на основе присутствия в них гиперстена и Гр, относятся к чарнокитоидам. Предложенная авторами модель петрогенеза гранитоидов заключается в предположении о появлении «в небольших по масштабам («точечных») магматических очагах в гранулитобазитовом слое в связи с локальными зонами интенсивного разогрева с помощью мантийных флюидно-тепловых потоков или базитовых расплавов в структурах повышенной проницаемости» [227, с.81]. При этом допускается быстрое вертикальное перемещение гранитоидной магмы,

обеспечивающее сохранность реликтовых ликвидусных минеральных ассоциаций. Рассматриваемая модель петрогенезиса встречает ряд затруднений при объяснении некоторых петрогеохимических особенностей гранитоидов

Точечное плавление вряд ли, при отчетливой горизонтальной и вертикальной неоднородности коромантийных разрезов, может привести к удивительной однородности состава интрузивных массивов на довольно большой территории, а быстрое продвижение вверх не согласуется с широким развитием ореолов роговиков, а само допущение такого перемещения (по авторам, это первые десятки километров) теоретически маловероятно [96, 310].

Средний химический состав латиандезитовых гранитоидов соответствует кварцевому монцодиориту. От андезитов известково-щелочной серии они отличаются резко пониженными содержаниями магния, кальция, высокими - калия и отношения K_2O/Na_2O . От островодужных андезитов их отличает, прежде всего, высокая насыщенность железом $Fe/(Fe+Fe+Mg)$, калиевость ($K/Na > 1$), обогащенность центробежными элементами (Sr, Ba), и, наоборот, низкое отношение K/Rb . Сравнительный анализ составов показывает, что монцонитоидные гранитоиды заметно отличаются от магматических пород, развитых в пределах незрелой (щелочноземельные андезиты) или слабо проявленной коры (андезиты островных дуг). Монцонитоидные гранитоиды по химизму, прежде всего, выделяются относительно высокими содержаниями магния, извести, и, особенно, высоким отношением FeO/Fe_2O_3 (4,3). Весьма низкая степень окисленности пород, выявленная выше (0,09...0,27), указывает, очевидно, на низкое парциальное давление кислорода, что способствует резко восстановительному характеру условия магмообразования: отсутствует магнетит, широко развита акцессорная сульфидная минерализация.

Следует отметить также низкое содержание воды в исходном расплаве, что служит, видимо, главной причиной его «сухости»: в породах не установлены водосодержащие минералы, в калиевом полевом шпате высокая доля альбитовой и анортитовой составляющих, а степень упорядоченности их, как правило, низка. Как анализ пород, так и мономинеральные анализы указывают на бедность их летучими компонентами (H_2O , F, B). Существенно, что все отмеченные особенности довольно устойчивы, характерны для всех

гранитоидов интрузивной фации и наследуются в главных чертах породами жильной и дайковой фаций. Важной петрогенетической особенностью формации также служит непрерывность составов.

Касаясь вопроса об условиях образования латиандезитовых гранитоидов, следует отметить, что успешное его решение во многом зависит от расшифровки общегеологических особенностей развития района. Белов Р.А. и Кочнева Т.Е. [48], анализируя историю развития структур Зеравшано-Гиссарской зоны, выявили одноименное сводовое поднятие, сформированное в позднегерцинское время. Этими исследованиями подчеркивается, что выплавление средне-кислых магм самым непосредственным образом связано с заложением и становлением этой структуры. В общих чертах на такую взаимосвязь ранее указывали Баратов Р.Б. и Щукин И.С. [39]. К этому моменту, вероятно, приурочено появление локальных участков интенсивного разогрева во внутрикоровых структурах повышенной проницаемости, обусловленное воздействием влиянием крупных очагов базитовых магм-мантийного диапира [137], хорошо согласуется с геолого-структурной позицией и реальными соотношениями гранитоидных масс. Субстратом для образования монцонитоидных гранитоидов служили, по всей вероятности, метабазитовые и метапелитовые толщи (Таблица 5.1.2).

Таблица 5.1.2.– Средний состав предполагаемого субстрата латиандезитовой магмы

Оксиды	Метапелиты	Метабазиты	Среднее (1:1)
SiO ₂ , масс. %	54,6	69,7	60,0
TiO ₂	1,6	0,8	1,4
Al ₂ O ₃	15,1	14,8	15,0
Fe ₂ O ₃	2,6	1,3	2,2
FeO	6,8	3,9	5,9
MnO	0,1	0,2	0,1
MgO	6,3	2,3	4,4
CaO	6,9	1,3	5,2
Na ₂ O	3,3	3,0	3,3

Оксиды	Метапелиты	Метабазиты	Среднее (1:1)
K ₂ O	0,4	2,4	2,1
P ₂ O ₅	0,4	0,2	0,3
H ₂ O	0,1	0,1	0,1
n	69	33	102

Они обладают рядом характерных и близких к гранитоидам особенностей: высокомагнезиальные и известковистые, отношение Th/U (3,9) в магматических породах и их субстратах сохраняется приблизительно на одном уровне, близко к таковому в гранитоидах. В связи с предполагаемым мантийным диапиром, возникший очаг селективного плавления на прогрессивной стадии развития достигает границы коры, и дальнейшее разрастание магматического очага осуществляется уже за счет расплавленного корового материала. При этом наличие органических веществ и частично графита в метапелитах, очевидно, обуславливает резко восстановительный характер флюида, отражающегося в последующем в составе гранитоидов.

Отщепление кварц-монцодиоритовой (латиандезитовой) магмы и внедрение её в верхние горизонты происходило в связи с общим орогеническим процессом, захватывающим как геоантиклинальные поднятия, так и зоны геосинклинального прогиба. Условия становления монцонитоидных гранитоидов в объеме всей интрузивной системы были, видимо, более или менее выдержанными, о чем свидетельствуют весьма постоянное значение общей железистости (0,09...0,27) известковости-щелочности (0,19...0,24).

Повышенный потенциал натрия приводит к тому, что котектическая кривая кристаллизации расплава полностью размещается в поле среднего плагиоклаза. Здесь важно отметить, что уже с образованием гранодиоритов в них наблюдается почти одинаковое с кварц-щелочношпатовой котектикой соотношение кварца, ортоклаза и альбита. Ферштатер Г.Б. [409] объясняют такое соотношение тем, что в гранодиоритах известково-щелочных серий, представляющих собой котектику (фемический минерал — плагиоклаз), растворенную в смеси гранитных компонентов (кварц, щелочной шпат), соотношение последних уже при относительно меньшем количестве

кремнезема достигает температурного минимума, что приводит к кристаллизации расплава и дальнейшему прекращению его эволюции. Этим, видимо, можно объяснить незавершенность дифференциации латиандезитовых гранитоидов.

Нами при анализе петрохимии монцонитоидных гранитоидов и продуктов монцонитоидных гранитоидов и продуктов инициального магматизма было установлено (помимо преемственности в химизме этих групп магматитов), что гранитоиды в своем составе отражают многие особенности образований нижней части земной коры Зеравшано-Гиссарской зоны, имеющей повышенную основность: низкая окисленность и низкие парциальное давление воды (появление пироксена), повышенная магнезиальность, а также, что особенно специфично, повышенная меланократовость и известковистость аплит-пегматитоидов - заключительных производных магмы. Было допущено, что метаморфиты низов коры по отношению к гранитоидам вполне могут служить субстратом магмообразования. С предположением вертикальной миграции магматического очага намечается определенная связь между продуктами инициального и орогенного этапов магматизма [256].

Соображение о коровом уровне субстрата хорошо согласуется с экспериментальными данными. А. Уайли и др. [591], исследуя тоналит-андезитовую систему в широком диапазоне давления, температуры и различном парциальном давлении воды, установили, что при низких давлениях преобладающим ликвидусным минералом выступает Пл, при умеренных - Пир, а при высоких (на глубинах свыше 80 км) - Гр. Далее они заключают, что эта ассоциация ликвидусных минералов близка к базитам, а не породам мантии, где преобладает оливин. Поэтому наиболее вероятным субстратом для тоналит-андезитов могли бы служить базиты и/или их метаморфизованные эквиваленты, а не мантия.

Как уже было отмечено выше, Лутковым В.С., Мельниченко А.К., Могаровским В.В., Варзиевой Т.Б. и др. выделяемые нами латиандезитовые гранитоиды считаются как гранатсодержащие гранитоиды – аналоги эндербит-чарнокитов [227, 285, 286]. Позже Мельниченко А.К. [272] относил эти гранитоиды к ультраметаморфическим (По Таусону В.И. [392]). Действительно,

гранитоиды C_{2-3} Зеравшано-Гиссарской зоны имеют много характерных черт, близких к чарнокитоидам. Но, как известно, чарнокитоиды являются типичными продуктами ранних этапов развития Земли. Архипова И.В. и Найденов И.В. [20] на примере чарнокитоидов (монцоэндербитов) Беларуси показали, что они имеют коро-мантийную природу. На диаграмме Пирса их составы лежат в поле WPG и VAG. Но, на этой диаграмме составы латиандезитов перекрывают поля VAG и COL, что указывает на вероятную их субдукционно-коллизийную природу. Приведенные выше данные показывают несостоятельность таких типизаций и генетических трактовок. Необоснованные их посылы были перечислены нами ранее [310]. А гранаты – индикатор «чарнокитоидности» в гранитоидах имеет другую генетическую трактовку. По Zen T. [593] и Stevens G. и др. [573] образование Гр в гранитах обусловлено фракционированием Амф, приводящем к пересыщению остаточных расплавов глиноземом. А Изох А.Э. [160] считал, что Гр образуются в связи с субсолидусной кристаллизацией расплавов, удаленных от источника зарождения.

Генезис петрогеохимического типа латитовых гранитоидов (латит-шошонитовая серия Южно-Гиссарской зоны), связан с проблемой образования шошонит-латитовых серий в целом. Анализ литературы по таким сериям, развитым в различных регионах мира показывает, что они характерны для областей со зрелой, мощной континентальной корой, достигающей в островных дугах 20-40 км, а в континентальных зонах - 35-55 км [247, 253]. Важной особенностью вещественного состава шошонит-латитовых серий является их высокая калиевая щелочность, обогащенность некогерентными для мантии редкими и редкоземельными элементами. Известно, что закономерное размещение в пределах магматических ареалов пород различной щелочности (от низкокалиевой толеитовой до высококалиевой шошонит-латитовой) связано с глубиной залегания зоны субдукции, а также с масштабом привлечения корового материала. При этом субщелочные шошонит-латитовые породы по сравнению с менее калиевыми образованиями, имеют более глубинный источник зарождения расплавов [111, 150, 400].

На примере шошонит-латитовой ассоциации Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня было показано, что они формировались из первичного субщелочного шошонитового - абсарокитового расплава, генерированного в условиях верхней мантии на уровне гранатовой фации, при небольшом объеме мантийных выплавок. Об этом свидетельствует обогащенность шошонитов, латитов и связанных с ним монцонитоидов некогерентными элементами, и редкоземельными, особенно легкими лантаноидами. На мантийность субстрата шошонит-латитовой ассоциации указывает и характер распределения спектра РЗЭ, а также данные изотопного состава стронция. Субстратом для первичной магмы, вероятнее всего, явились перидотиты, испытавшие мантийный калиевый метасоматоз. Температура кристаллизации шошонитов выше 1000°C, а монцонитоидов - 800°C. Кислые породы ассоциации формировались в процессе дифференциации расплава в промежуточном очаге (калиевые дациты, риодациты эффузивной фации) и в интрузивной камере (монцонитоиды) [245, 247].

Магматическая дифференциация и гибридизм коровых магм как главный эволюционный процесс была показана на примере вулканитов острова Вулькано, представленных риолитами, шошонитами, латитами. Изотопная неравновесность между минералами, породой в целом и вулканическим стеклом, а также присутствие мафических включений свидетельствуют, что начало каждой вулканической стадии знаменовалось поступлением новой порции относительно примитивной магмы на фоне гибридизма и смещения [559].

Формирование гранитов субщелочно-редкометалльного геохимического типа в Гиссаро-Алае связано, вероятно, с вертикальной миграцией уровня магмообразования и вовлечением в этот процесс все более высоких уровней коры, сложенных сравнительно более дифференцированными составами. По химическому составу редкометалльные граниты от предшествующих их латиандезитовых гранитоидов (C₂₋₃) резко отличаются повышенной кислотностью, щелочностью и низкой основностью. Ближе всего они к среднему граниту. Исходный расплав, судя по химизму пород, был богат летучими компонентами, главными образом, Li, F, B, что минералогически

выражается в появлении Тур, Мус, высокофтористого (до 0,9% F) Би, а также в широком развитии магнезиальных скарнов. Медленная и глубокая дифференциация фиксируется, с одной стороны, высокой упорядоченностью КПШ, с другой - развитием лейкократовых ультракислых гранитов и гигантозернистых пегматитов. По составу минералов, их парагенезису они относятся к производным «водных» магм.

На существенную дифференцированность субстрата гранитов указывает резкая их обогащенность практически всеми центробежными элементами и обедненность центростремительными. Высокая концентрация летучих способствует глубокому развитию кристаллизационной дифференциации; образуются предельные граниты. Широко проявлена также эманационная дифференциация, доходящая до формирования грейзенов.

Андезитовые гранитоиды в Гиссаро-Алае образовались в островодужной обстановке. Их генезис неразрывно связан с проблемой образования андезитов в целом. Долго существовавшие предположения об андезитах как продуктах кристаллизационной дифференциации базальтовых магм вступили в противоречие с экспериментальными данными о невозможности ее реализации в связи с опережающим возрастанием концентрации железа по сравнению с кремнеземом в остаточном расплаве. Богатиков О.А. и др. [61] считают, что диапазон появления андезитов в коре самый различный. Среди разнообразий моделей важными считаются образование андезитов путем окисления магмы и ассимиляции коры, а также при фракционной кристаллизации мантийных прайм-магм с повышенной кремнекислотностью.

Гранитоиды андезитового петрогеохимического типа, ярким петротипом которого выступает габбро-гранитоидная серия C_{2-3} Южно-Гиссарской зоны, составляет андезит-гранитоидную ВПА, включающую андезитоиды (шамольская, сиоминская свиты) и интрузивные габбро-гранитоидные (гиссарский, североварзобский и др.) комплексы. На дискриминант-диаграммах: $Rb-Y+Nb$ и $Nb-Y$ составы пород занимают поле гранитоидов островных дуг. Формирование габбро –гранитоидной серии связано с зоной

субдукции Южно-Гиссарской палеоостровной дуги. Составы серии в координатах R_1 – R_2 занимают поле предколлизийных гранитоидов, указывая принадлежность к субдукционным (надсубдукционным) дифференциатам мантийных магм известково-щелочного базальт-андезитового состава. Серия имеет низкокалиевый известково-щелочной уклон, пониженные содержания летучих, литофильных и других редких элементов, т.е. типичный толеитовый профиль. Они соответствуют гранитам М-типа. Первичный базальтовый расплав, из которой образовались породы серий, имели вероятное мантийное происхождение. Формирование пород происходило из базальтовой магмы толеитового состава, образовавшегося при плавлении субдуцируемой океанической коры Гиссарского палеоокеана.

Известково-щелочной петрогеохимический тип гранитоидов C_{2-3} Гиссаро-Алая относятся к гомодромным высококалиевым известково-щелочным сериям, составляя огромную долю среди гранитоидов Гиссарского плутона. Породы гранитоидных серий обогащены F, B, Rb, Ba, Nb, Zr, W, Sn. На диаграмме R_1 – R_2 составы пород занимают поле доколлизийных гранитоидов (субдукционные (надсубдукционные) дифференциаты нижнекоровых андезитовидных магм известково-щелочного состава). По редкоэлементному составу гранитоидные серии соответствуют геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда и относятся к гранитоидам I-типа [323, 324]. Формирование гранитоидов, вероятнее всего, связано с плавлением нижнекорового субстрата вследствие субдукционно-коллизийных процессов, связанных с закрытием Гиссарского и Туркестанского палеоокеанов с юга и севера соответственно.

Разнообразие условий фанерозойского гранитоидогенеза в Гиссаро-Алае укладывается в рамки общей эволюции региона, а общая картина такого процесса нуждается в создании модели, удовлетворительно объясняющей выявленные пространственно-временные и вещественные закономерности.

Для расшифровки вопросов гранитоидогенеза часто привлекают данные по возрасту. По гранитоидам Гиссаро-Алая имеется огромный банк данных по

абсолютной геохронологии [7, 32, 105, 262, 596, 597, 598, 599 и др.]. Наиболее ранние К-Ar-вые датировки, в 80-е и последующие годы были заменены наиболее совершенными датами. Очевидно, что они неоднозначно согласуются в силу разности методик и исходных физических позиций. Для обработки такого большого объема данных нами был применен статистический метод с приёмом «скользящего окна», позволяющего в дозволённых возрастных границах уловить закономерности. В нижеприведенных рисунках статистически значимо выделяются ряд закономерностей (рисунки 5.1.1, 5.1.2, 5.1.3).

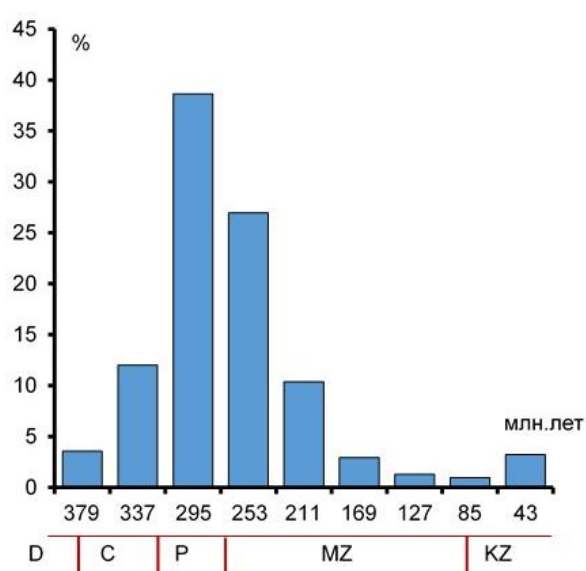


Рисунок 5.1.1.– Распределение датировок гранитоидов

Гиссаро-Алая (n=308)

На абсциссе – средние интервалов дат. Ранжирование – по Стерджессу: $k=1+3,32 \lg n$

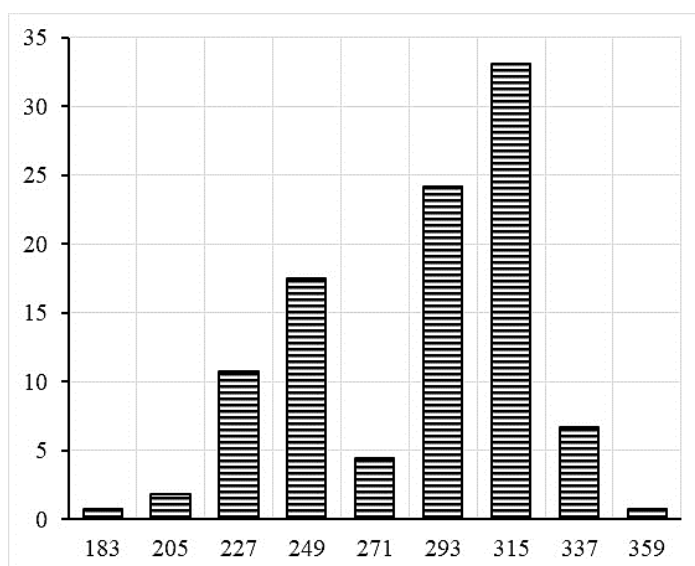


Рисунок 5.1.2.– Распределение датировок гранитоидов

Гиссаро-Алая (n=366)

На абсциссе – средние интервалов дат. Ранжирование – по формуле Стерджесса: $k=1+3,32 \lg n$.
Границы: 172–194–216–238–260–282–304–326–348–370 млн.лет

На первых двух диаграммах четко видны два пика, соответствующие разным по генезису и ареалам развития: гранитоидному и щелочно-гранитоидному магматизму.

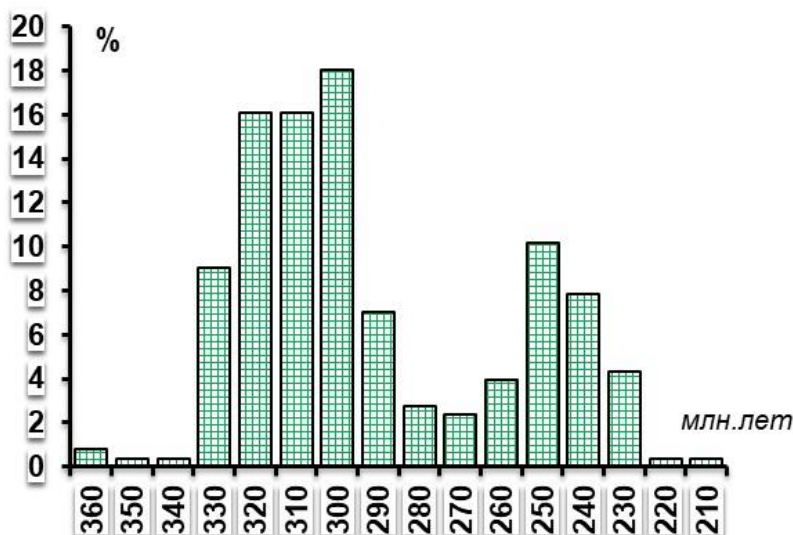


Рисунок 5.1.3.– Распределение датировок гранитоидов Гиссаро-Алая (по всем методам)

Обобщенная диаграмма (рисунок 5.1.4) отчетливо показывает существование двух максимумов в гранитоидном магматизме Гиссаро-Алая: 300-320 млн лет (C_3) и 245-250 (T_1) млн. лет.

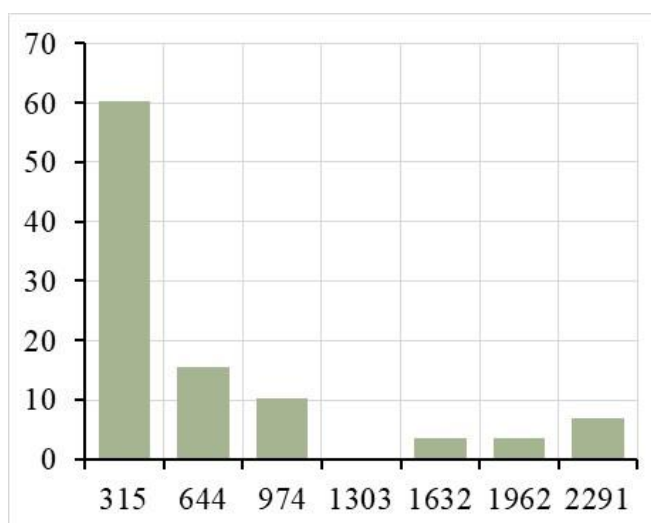


Рисунок 5.1.4.– U-Pb датировки гранитоидов Гиссаро-Алая
Градации: 150–479–809–1138–1468–1797–2127–2456

Отдельная обработка датировок по более прогрессивному U-Pb –методу в целом подтверждает полученные выводы (рисунок 5.1.4).

Как было выше отмечено, щелочной магматизм Гиссаро-Алая вызывает наиболее спорный вопросы в отношении генезиса и историко-геологического его места в общей картине магматизма региона. Поэтому интересен анализ геохронологии щелочных, особенно фанолит-щелочносиенитовых гранитов (рисунок 5.1.5). Как следует из графика, возраст фанолит-щелочносиенитовый магматизма в целом согласуется с общей моделью развития главных петрогеохимических типов гранитоидов.

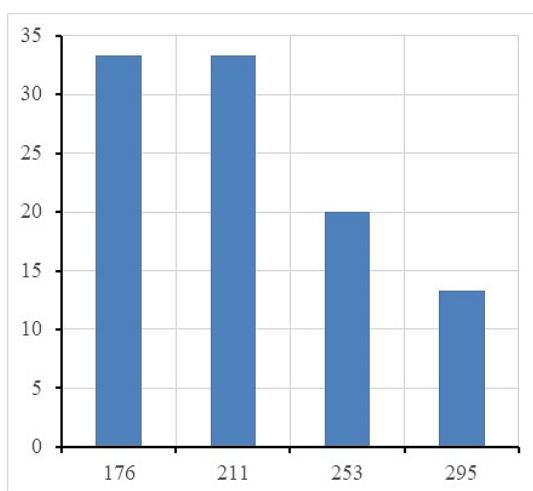


Рисунок 5.1.5.– Распределение К-Аг датировок фанолит-щелочносиенитовых гранитов Гиссаро-Алая (n=15). На абсциссе – средние интервалов дат.

Таким образом, геохронологические датировки могут быть в совокупности с петролого-геологическими данными использованы для решения общих геолого-генетических задач.

5.2. Гранитоидный магматизм и эволюция континентальной коры Гиссаро-Алая

Гранитоидный магматогенез непосредственно связан с общей эволюцией Памиро–Тянь-Шаня, и расшифровка природы магматизма напрямую зависит от уровня познания этих крупнейших структур Азии. Расшифровка истории магматогенеза определяется уровнем решения проблем энергии, пространства и времени. Если выразится кратко, то вся история генетической петрологии

заключается в исследовании и решении этих атрибутов магмообразования. Краткий обзор механизмов гранитогенеза показывает на чрезвычайную сложность этого процесса. Выбор приемлемой модели для объяснения генезиса гранитоидов Гиссаро-Алая зависит, на наш взгляд, от конкретных геодинамических условий, существующих во время их образования. Тут и выражается чрезвычайная важность выбора концептуальной основы, что особо было подчеркнуто в Предисловии и второй главе диссертации. Таковой служит современная плейт-тектоническая концепция.

Приложение этой концепции, восстановление геодинамических условий может указать на успешное решение ключевых проблем гранитогенеза: энергии, пространства и времени. Деструктивные и конструктивные геодинамические обстановки создают в коре и верхней мантии, в океанической и континентальной коре и в участках их взаимодействия различные условия с крайними значениями температуры, давления, концентрации вещества. Поэтому механизм гранитогенеза в Гиссаро-Алае должен быть выявлен на основе пространственно-временного анализа горизонтальных и вертикальных рядов гранитоидного магматизма в ходе общей геодинамической эволюции Гиссаро-Алая. Следует считать при этом важной отправной идеей о том, что генезис гранитоидных формаций и корообразование имеют детерминированную связь. Континентализация в процессе эволюции Земли происходит при все возрастающей со временем роли корового вещества и угнетенной - мантийной.

Предположения о надвигании Индостанской плиты на Евразийский материк появились еще в середине XX века [42, 355, 356]. Токсуз Н. [581] допускал не только давление плиты, но и ее погружение под нее, создававшее видимое, кажущееся надвигание Гималаев на юг. Молнар П. и Таппоньер П. [546] предполагали, что суперсейсмичность Высокой Азии связана с столкновением Индостанской и Евразийской литосферных плит. Артюшков Е. В. [19], Зорин Ю. А. и Лепина С. В. [148] ее причину связывали с мантийным диапиризмом. Хаин В.Е. [417] выход из дискуссии нашел в синтезе этих двух гипотез. Другие геологи полагали, что по мере сближения (коллизии) Евразии и Гондваны происходил откол последней и за счет торошения Гондваны

происходило наращивание Евразии путем «припаивания» последовательной серии геосинклинальных систем с юга к ней [135, 288, 396].

Современные наблюдения, основанные на мощных инструментариях и крупных обобщениях, показали сложную природу эволюции структур Тянь-Шаня и их взаимоотношений в общем ансамбле Гондвана–Евразия [4, 28, 151, 152, 448].

В зонах коллизии как областях особого режима происходят различные масштабные эндогенные процессы. В частности, в них одним из распространенных считается частичное плавление пород. Le Fort P. [541] на примере пород гранит-гранодиоритовой ассоциации зоны коллизии в Гималаях показывал вероятность такого плавления. Лейкограниты Манаслу (18х27 км) образованы, по мнению автора, при частичном плавлении (анатексисе) мигматитов, залегающих несколько километров ниже места внедрения гранитов. Barazangi M. и Ni J. [456] также допускают образование гранитов в неогене вдоль шовной зоны Инд-Цангпо в связи со столкновением Индии с Азией. Граниты образуют цепочку западно-северо-западного простирания и протяженностью сотни километров. Примечательно, что к северу от них развиты третичные вулканы, что косвенно указывает на большую вероятность модели авторов.

С коллизией непосредственно связано повышенное, избыточное давление, составляя ее обязательный атрибут. Избыточное давление – столь необходимый во многих моделях петрогенеза параметр, может быть вызвано связанными с коллизией различными механизмами: стрессом, эффектом зон смятия, надвиго-автоклавным эффектом, механизмом центробежного поднятия и т. п. [96, 440, 590 и др.]. Эмпирически установлено, что горизонтально сжимающие напряжения могут в 10-20 раз превышать литостатическую нагрузку, а стресс может вызвать тепло трения [164]. Molnar P. и P.Tarponier [546] связывали образование горно-складчатых сооружений и высоких плато обычно с утолщением коры при сжатии, например, новейшие поднятия в Центральной Азии.

Wilson J. T. [577], Wilson M. [588] пришли к заключению, что при коллизии породы могут быть частично выплавлены. Магмообразование может

быть также вызвано и частичным плавлением субдуктированных осадочных и вулканических пород или мантии: например, Аппалачи, Каледонские горы. Alavi M. на примере Загроса связывал с этими процессами образование известково-щелочных серий, щелочных базальтоидов, андезитов и риолитов [450].

Розен О.М., Федоровский В.С. [359, 360, 361] различают два вида коллизии. На примере коллизионных гранитов Эльджуртинского и Тырнаузского массивов было установлено, что их выплавление происходило из корового субстрата поддвинутой Закавказской плиты (на глубинах нижней коры, 30 км) при повышении температуры, сопровождавшем коллизионное утолщение коры, в условиях гранулитовой фации метаморфизма ($T \approx 1000^\circ\text{C}$, $P \approx 8$ кбар). Были выявлены мощные, до 10 км, горизонты гранитного расплава в современной коре коллизионных зон [359, 360, 361]. Несколько раньше Dewey J.F. [492] также выделял два типа коллизии, по-разному вызывающие выплавки: скандинавский и шотландский. В целом, авторы едины в том, что в эволюции любого орогенического пояса коллизионный период, сопровождающийся сжатием и утолщением коры, сменяется периодом растяжения, возникающем как реакция на длительно существовавшее сжатие.

Короновский Е.Е., Демина М.А. [190] считают, что процессы плавления в условиях континентальной коллизии обусловлены, помимо декомпрессии, выделением тепла при окислении глубинных флюидов, явлениями дегидратации минералов, повышающими парциальное давление воды во флюиде, диссипативным выделением тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры.

Относительно магмообразования в зонах коллизии, хотя имеются указания на возможность такого процесса, в то же время есть публикации и о возможности мантийного участия в этом процессе. Так, M. Barazangi, B. L. Isacks [455] установили, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах зон коллизии низкое, близкое к мантийным. Однако Seyfert C. K., Sirkin I. A. [569] считают, что, наоборот, низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не обязательно указывает на мантийность гранитов. Дело в том, что граниты могут быть продуктами выплавления осадочных и вулканических пород, образующихся до их частичного плавления, или результатом

выплавления пород, обеднённых Rb в первом цикле Вилсона. Или, другими словами, - отложения, подвергшихся выплавлению, имели молодой возраст. Повышенное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ установлено в древней континентальной коре, что подтверждает идею корового генезиса чарнокитов [20]. Есть мнение, что низкое ISr ($<0,706$) большинства молодых гранитов Земли указывает на их производность от мантийных основных пород, а не кислой протокоры [358]. Но низкое ISr и Rb/Sr многих древних кислых метаморфитов (вероятных субстратов кислых магм) объясняет это тем, что сформировавшиеся из таких субстратов коровые гранитоиды также имеют такие низкие отношения. Наблюдающиеся повышения их, связаны, вероятно, с последующим внутрикамерным фракционированием кислых магм, накопления Rb и выноса Sr.

Tassinari С. и др.[580] по петрографическим и геохимическим данным и значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выявили, что чарнокиты и гранитоиды образовались при анатексисе вещества верхней коры и/или надвигаемых плит, обогащенной Rb нижней коры. Гранитоиды являлись протолитом чарнокитов. Их образование происходило в нижней части сдвоенной континентальной коры после коллизии, когда дегидратация гранитоидов привела к формированию чарнокитов и секущих их аплитов

Другим, реальным и мощным фактором, вызывающим магматогенез являются плюмы, т.н. «горячие» поля, «горячие» точки. Понятие «горячие поля мантии» в советскую геологическую литературу первым ввел Кузьмин М.И. [196]. По Кузьмину М.И. они распределены не хаотично, а концентрируются в четырех, строго ограниченных, полях, а их расположение не зависит от границ плит. Верхний ярус мантии обеспечивает движение плит, а нижний определяет энергетику Земли и снабжает некогерентными элементами продукт внутриплитного магматизма. Устанавливается связь «горячих полей» с границей мантии и ядра.

В целом, гранитоидогенез как и генезис кислой магмы в целом, относится к дискуссионным проблемам магматической геологии. Вопреки многовековым исследованиям в настоящее время проблематичны потенциально возможные пути генерации кислых магм, механизм формирования первичных кислых магм, их взаимоотношение с другими типами магм, их геоисторическая

позиция в конкретных геоструктурах. Проблеме кислых магм посвящены многочисленные обобщения [96, 232, 362, 440, 585, 588 и др.].

Наиболее ранняя боуэновская гипотеза кристаллизационной дифференциации столкнувшись с непреодолимыми трудностями (нереальность выплавления кислой магмы за счет базитовой в связи с их бедностью кремнекислотой, отсутствие гранитоидов под океанами при широком развитии базальтов), стала почти историзмом.

Другая, довольно распространенная, эвтектическая схема, основывающаяся на существовании при низких температурах эвтектики Орт, Пл и Кв при небольшом содержании воды (2-5%), дающей выплавки по составу идентичной гранитам, допускала генерацию кислых магм из бескварцевых субстратов. Эвтектика допускала выплавление гранитной магмы при прогрессивном повышении температуры и давления при попадании глубинной магмы в зону эвтектических условий и последующую ее кристаллизацию. Но, реальные геологические наблюдения показали скромную роль такого механизма магмогенерации.

На смену первых гипотез, в 60-70-х гг. пришла новая гипотеза о глубинных флюидах Коржинского Д.С., предполагающая перенос в верхние геосферы как энергии, так и гранитофилов (Si, Al, K, H₂O). Эта схема в последующем была модернизирована другими [96, 185 и др.]. Однако, несмотря на кажущейся простоте и универсальности идея трансземных флюидов встретила с рядом труднорешаемых проблем, прежде всего несоразмерностью необходимого объема воды и выплавляемой ей и другими летучими магмы. А дегазация мантии возможна лишь при выносе магмой флюидных компонентов, которые освобождаются от силикатной составляющей при кристаллизации магмы в верхних горизонтах земной коры.

Ликвационная гипотеза, основанная на чрезвычайно распространенном в природе процессе, правда, только в примитивных силикатных расплавах, сильно отличающихся от состава природных магм, иногда привлекается для моделирования гранитоидогенеза [254], есть примеры ее приложения к гранитоидам Памира [236, 423]. Но, ликвационный механизм не может быть универсальным для объяснения генезиса гранитоидов, он встречает ряд

непреодолимых проблем [487, 585, 591] и он как серьезная гипотеза уже не принимается.

Распространенные в 80-х гг. идеи о массовой гранитизации в свете новых данных сталкивались с трудностями в объяснении древности континентальной коры, деплетированности верхней мантии в отношении гранитофильных и летучих компонентов и отсутствия над континентальной корой зона базификации [138, 139, 164 и др.].

Другая гипотеза предполагала генерацию гранитной магмы в континентальной коре в связи с погружением и последующей выплавке блоков под воздействием геотермического градиента. Но простые геофизические наблюдения показали отсутствие глобальной подконтинентальной гранитизации. Результаты наблюдения за последовательной сменой составов магматитов не могут служить доказательством существования глубинной дифференциации. Яркий пример этому синхронное излияние кислых и основных лав в районе одного вулкана (например, на Камчатке – [114]).

Гипотеза магматического диапиризма поистине была популярной. Но само понятие диапира имеет расплывчатое определение. Оровецкий Ю.П. [330] считал, что изначальный состав мантийных диапиров в большинстве случаев ультраосновной, процесс поступления тепла - исключительно конвентивный, из более глубоких областей Земли, а размеры активизированных астенообластей самые разные, определяется количеством высокотемпературного вещества, они имеют тепловую неоднородность. В силу внедрения перегретого вещества, его декомпрессионного плавления происходит объемное расширение участков земной коры и образование мегасводов. Однако, в современной петрологии, диапировая гипотеза возрождается заново, находя, на другом уровне, новые подтверждения в концепции плейт- и плюмотектоники [138, 417, 436].

С приложением плейт-тектонической концепции в петрологии были разработаны самые различные механизмы магмообразования [17, 63, 173, 446, 560, 572, 590]. Вместе с тем, некоторые модели магматогенеза концепции вызывали дискуссии. В ранних версиях плейт-тектонической концепции полагалось, что источником выплавления кислых магм может служить эклогитизация базальтов при их погружении в зоны субдукции, а генерация

диоритовых магм при этом происходит из гидратированной океанической коры. Но этой модели противоречат высокие содержания K_2O в континентальной коре по сравнению с океаническими базальтами [136], а дегидратация океанической коры, по крайней мере в фанерозое, принципиально маловероятна в связи с импактным разогревом Земли и связанной с ним дегазацией верхних геосфер на ранних стадиях ее эволюции [12, 358, 438, 488].

Гиссаро-Алай представляет собой пример орогена, прошедшего полный цикл геодинамического развития. Покровная складчатая область характеризуется высокой сейсмичностью, обусловленной геодинамическим взаимодействием коллодирующих плит.

Из второй главы следует, что Туркестанский палеоокеан был заложен при рифтинге уже континентализированного основания (протоконтинента), что согласуется с выводом о том, что основной объем (60–90%) континентальной коры является древним (дорифейским) [139, 145 и др.]. Отсюда вытекает вывод о том, что вероятные очаги зарождения магм уже могли присутствовать в виде легкоплавких субстратов в протоколе. Массовое и крупнообъемное развитие гранито-гнейсов, кислых и даже щелочных магматитов в Гармском, Байсунском, Туранском блоках – вероятных основаниях современных зон Гиссаро-Алая подтверждает такое предположение. Судя по составу глубинных ксенолитов, верхи мантии Гиссаро-Алая характеризуется региональной и глобальной неоднородностью [224, 225, 289].

Фанерозойские гранитоиды Гиссаро-Алая, составы которых лежат в области перекрытия субщелочного и известково-щелочного полей, в целом проявляют общую комплементарность. Это является свидетельством их принадлежности к единой области генерации, каковой служит аккреционно-коллизийный ороген.

Сравнительно-формационный анализ сведений о характере и условиях образования фанерозойских гранитоидов Гиссаро-Алая на различных этапах развития показывает на существование закономерных тенденций, а именно:

1. Гранитоидный магматизм ранних стадий (AR-PR), судя по строению древних блоков – оснований геоструктурных зон Гиссаро-Алая был массовым,

и со временем, в ходе эволюции региона проявились дискретные, зонновыраженные гранитоидные магматиты [304, 305, 314 и др.].

2. Временной ряд гранитоидов выражается в последовательной «замене» толеитовых гранитоидов известково-щелочными, субщелочными и щелочными сериями.

Другими словами, необратимость эволюции гранитоидного магматизма Гиссаро-Алая и, ранее с различных позиций отмеченных рядом исследователей, выражается, прежде всего, в увеличении многообразия формаций, заметно-закономерном возрастании роли известково-щелочных и щелочных составов, активизации разнообразных, дискретных формаций. Эволюция должна осуществиться и согласованно с тем, что наиболее вероятным ее фактором считается изменение теплового режима Земли в целом [12, 138, 139]. Изменение термодинамического режима во времени оказывает заметное влияние и на коровое магмообразование. Другой немаловажной фактор эволюции – это изменение состава мантийного субстрата в отношении ведущих элементов [17, 51, 444].

Развитие щелочных серий в поздних этапах гранитоидной эволюции Гиссаро-Алая согласуется с последними утвержденными выводами об формировании таких пород на более поздних стадиях, когда тепловое поле Земли заметно понижается, также как и степень плавления мантийного вещества. Смена основного магматизма нормально щелочным является отражением структурно-вещественной эволюции земной коры зоны, следствием истощения верхней мантии некогерентными и радиоактивными элементами, вовлечения в процессы магмообразования континентальной коры, возрастание ее мощности и гетерогенности [138, 415].

Изох Э. П. [160], Ферштатер Г.Б. и др. [410, 411] для полихронных комплексов Казахстана, Урала, предлагали модель вертикальной миграции очагов, объясняющая генезис I-гранитов при глубинной дифференциации базит- или базит- андезитового состава. В некоторых случаях эта модель допускала формирование I-гранитов в результате плавления высокоосновного субстрата. Предлагаемая другими модель синтексиса [136, 345, 493 и др.] объясняет генезис I-гранитов как следствие смещения (минглинга) основных и

кислых магм. Добрецовым Н. Л. [136] была предложена и другая модель - паратексис: переработка метапелитового субстрата базит- или андезитовой магмой, обеспечивающая появление эволюционного ряда базиты – I-граниты – S-граниты.

Шкодзинский В.С. полагает, что гетерогенность субстратов была уже в PR, что логически вытекает из его же допущения о гетерогенности магматизма в это время и зависимости особенностей магмоформирования от субстрата [438, 440].

В приложении перечисленных моделей известны случаи развития гранитоидов I-типа в коллизионных зонах, например, Туркестано-Алая, где они проявлены позже S-гранитов и широкомасштабно [300]. S-граниты обычно относятся к коровым, возникшими при анатексиса преимущественно глинистого субстрата, а I-граниты – к продуктам частичного плавления основного или базитового вещества островодужных магматитов. Этим объясняется и то, что S-граниты обычно имеют низкую основность, калиевый профиль, пересыщены глинозёмом и связанные с повышенной калиевости высокие содержания Li, Rb, Cs, Sn, U. I-граниты относятся к нормальному ряду, имеют несколько повышенное содержание CaO, низкую калиевость. В них широко развиты Pог, Cф, Mт, выражена кристаллизационная дифференциация. I-граниты часто развиваются в составе известково-щелочных серий, тесно ассоциируют с диоритами и габброидами, что характерно для островодужных обстановок АКО.

Генезис коллизионных гранитоидов известково-щелочного ряда в Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зонах объясняется селективным плавлением океанической коры в зоне субдукции, а коровых гранитоидов- за счет анатексиса сиалического субстрата с теплопереносом с мантийных горизонтов и участием подкоровых магм. Масштабное развитие коровых гранитоидов связано с непроницаемостью коры [299]. Формирование подкорового, корового и смешанного типов гранитоидов взаимосвязано, проявлено субсинхронно и является следствием единого процесса коллизии. Различие гранитоидов зависит не от уровня дифференциации единой магмы, а от корово-мантийных взаимодействий.

Как было отмечено выше, в аккреционно-коллизийных структурах основная часть гранитоидов размещена в Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской зонах. На диаграмме Rb-K/Rb (по Руб М.Г. и др. [367]) монцонитоидные гранитоиды принадлежат полю I (поле составов гранитоидов, связанных с глубинным магматическим очагом с глубинными частями земной коры и/или верхней мантией), что связано со своеобразием состава исходного субстрата, за счет которого, вероятно, они были выплавлены. Составы жильных аплитов и пегматитоидов поздней субфазы кварц-диорит-гранодиоритовой формации также не выходят за пределы поля I. Анализ диаграммы четко различая составы пород различных формаций, подчеркивает тем самым их индивидуальную самостоятельность.

На диаграмме Rb–Sr (рисунок 5.2.1) монцонитоидных гранитоидов занимают поле тоналит-плагиогранитоидных серий - представителей орогенного континентального магматизма. Закономерна приуроченность составов к полям гранитоидных ассоциаций, развитых на достаточно мощной коре (>30 км), что указывает на пространственно-временную взаимосвязь (эволюцию) в формировании гранитоидных формаций по тренду тоналит-плагиогранитоидная → маловодная адамеллит-гранитная [408].

Гранитоидный петрогенез Гиссаро-Алая отечественными учеными рассматривался с разных точек зрения, были предложены разные механизмы. Например, палингенно-сегрегационная гипотеза, часто привлекаемая ранее для объяснения механизма гранитоидогенеза в Гиссаро-Алае, полагала гомогенную и вещественно-постоянную мантию [37, 71, 74, 221], что противоречит современным данным, установившим сверхгетерогенность и «островность» верхней мантии региона и Тянь-Шаня в целом [381].

Наиболее популярным было мнение об ассимиляционно-контаминационной природе щелочных серий Гиссаро-Алая [163, 336, 421, 422]. Так, ассоциирующие с гранитоидами Туркестано-Алайской зоны сиенитоиды, по мнению Перчука Л.Л., образованы в результате взаимодействия внедрявшейся гранитоидной магмы с вмещающими породами по принципу кислотности–основности [336]. С этим мнением согласны и узбекские геологи и петрологи [342], которые считают, что на контакте с доломитами, при

обогащении магнием образуются субщелочные, существенно калиевые, а кальцием (на контакте с известняками) – натриевые сиенитоиды и щелочные нефелиновые сиениты. Но, эти гипотезы не отражают современное состояние изучения проблемы образования щелочных магм.

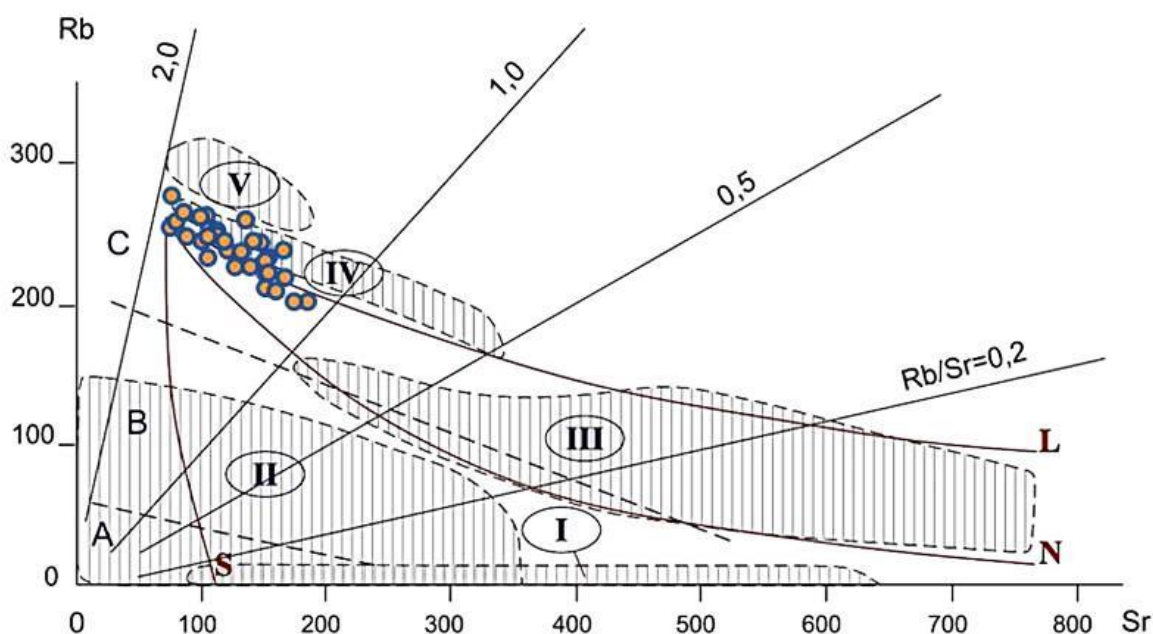


Рисунок 5.2.1.– Положение латиандезитовых гранитоидов на диаграмме Rb–Sr

Поля магматических серий (Ферштатер и др., 1981): I - плагиогранитовая, II - габбро-гранитоидная, III - тоналит-гранодиоритовая, IV - маловодная адамелит-гранитовая, V - водная гранитоидная; Области составов различных геодинамических режимов: SFN-островные дуги, NFL - орогенный континентальный магматизм, выше FL - магматизм стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре. Поля по мощности коры (Condie, 1973): A - <20 км, B - 20-30 км, C - >30 км.

В последующем были предложены современные, более строгие гипотезы. Так, по мнению Ненахова В.М. щелочно-известковые серии (гранит-сиенитовый тип) образовались при постсубдукционной коллизии, а щелочные серии также являются продуктами коллизионного этапа. При этом щелочная

серия имеет две ветви: нефелиновая (миаскитовая), связанная с гранитоидами (ахбасайский, аксайский комплексы P_1) и щелочных сиенитов (агпайтовые) (Дарайпиозский комплекс). Щелочные серии являются позднеколлизийными, субдукционно-коллизийными, возникшими при крутом пододвигании океанической коры, где на фронте повышенной разогретости и проницаемости происходило селективное плавление недеплетированной мантии [299, 300, 301, 302]. Это мнение, однако не учитывает однородность развития щелочных серий по всей территории Гиссаро-Алая (и за его пределами), замеченную как региональную закономерность [75]. Исходя из анализа материалов, сравнительного сопоставления с другими, хорошо изученными регионами, мы полагаем, что генезис щелочных серий Гиссаро-Алая связан с активностью плюма в PZ_3 [536], что в целом согласуется с мнением других исследователей по соседним регионам [55, 75]. Существование мантийных плюмов как гигантских отщеплений вещества из области (границы) внешнего ядра – мантии Земли, достигающих поверхности признается многими, хотя о их генезисе существуют различные мнения [156]. Так, по Добрецову Н.Л., Кирдяшкину А.Г., Кирдяшкину А.А. [138, 139] плюмы с периодичностью 10^6 - 10^7 лет поднимаются от границы мантии и ядра, Пушаровский Ю.М и др. [351] допускали, что они образуются непосредственно в мантии, а по Хаину В.Е. [418] – в астеносфере. Баренбаум А.А. [40, 41] считает, что образование магматических камер связано с выпадением на Землю «комет галактического происхождения», а по мнению Комарова П.В. [183] плюмообразование связано с проявлением галактико-плюмового механизма.

Хотя разработанные в настоящее время модели плюмов разнообразны и во многом еще гипотетичны, а контуры проявления плюмов на поверхности Земли у исследователей нередко неопределенны, тем не менее есть убедительные изложения однозначной связи магматизма, оруденения, вообще РМС с плюмами [184].

Плюм-астенолитная модель магмогенерации все шире применяется для геодинамических интерпретаций развития различных регионов Мира [81]. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. отмечают аналогичную идентичность современных активных зон Земли с геологическим прошлым и их

закономерную замену в истории древних орогенических поясов [139]. Генерация магм в связи с плюм-тектоническими движениями обусловлена процессами, которые их непрерывно сопровождают.

Для объяснения генезиса не только щелочного, но и гранитоидного магматизма в целом, некоторые авторы допускают «...дополнительную, независимую от коллизии внутреннюю причину разогрева подлитосферной мантии (плюм)» [56, с.19]. По авторам характер магматизма предопределяется плюмами и динамикой литосферы. Буртман В.С. [78] хотя ставил под сомнение мантийный плюм, приводивший к появлению щелочных пород Туркестано-Алая, но позже допустил существование «мантийного плюма, вызвавшего излияния платобазальтов на Таримском массиве в ранней перми» [78, с.80].

Модель плюмового петрогенеза, на наш взгляд, наиболее обоснованно трактует реально наблюдаемые соотношения и закономерности развития гранитоидов заключительной стадии фанерозойской эволюции Гиссаро-Алая [319].

«Таримский плюм» как частное проявление гигантского Центрально-Азиатского «горячего» поля [197] признается многими [55, 137, 156, 183]. Согласно данным Бискэ Ю.С. и Конопелько Д.Л. [55, 537] восходящие потоки мантийных плюмов достигали литосферы Гиссаро-Алая в $D_3-C_3^1$, а в Кураминской зоне позже, в P_1 . Подъем плюмов на фоне декомпрессии вызвал эклогитизацию океанической коры и выплавление толеитовых и кварц-толеитовых магм, в континентальных рифтах и зонах субдукции региона – генерацию кислых магм. Высокое давление блоков в (транспрессивных) аккреционно-коллизионных (вероятно, и/или континентально-субдукционно-коллизионных) условиях привело к образованию щелочных серий. Другими словами, согласно идеям Бискэ Ю.С. позднепалеозойские (массовопроявленные) гранитоиды Гиссаро-Алая являются результатом проявления процессов магматического фракционирования.

На плюмовое проявление в Гиссаро-Алае указывают и другие наблюдения. Так, термобарогеохимические исследования расплавных включений оливин офиолитов Южного Тянь-Шаня показали их сходство с таковыми гайот Кастор

и Гавайских островов, что подтверждая этим идею об их формировании в режиме плюмовых систем типа «горячей точки» Гавайских островов [199, 375].

Некоторые возражения относительно причин подъема плюмов и механизма генерации в них магм [438, 534] обычно всерьез не принимаются [156]. Шкодзинский В.С. предлагает, что при допущении «горячей» модели образования Земли, т.е. признания горячей аккреции Земли (и планет земной группы) и господства на ранних этапах ее эволюции глобальных океанов магмы, затруднения в приложении плюмовой концепции могут быть разрешены [2, 436].

В общем случае, приведенный материал позволяет нарисовать контуры общей геодинамической модели гранитоидогенеза Гиссаро-Алая.

Судя по фундаменту Гиссаро-Алая, в AR–PR имело место массовое гранитообразование, приводившее к становлению континентальной коры, хотя гранитизация как механизм роста континентальной коры в послеархейское время вопреки массовых исследований, все еще дискутируется. Еще одно важное обстоятельство - это закономерная смена типов гранитоидов в истории Земли [417]. Геолого-геофизическими и тонкими геохимическими работами было показано, что гранитные батолиты состоят из разновременновнедренных пластин [462], а дайки и плутоны формируются синхронно тектоническим деформациям и региональному метаморфизму [472, 571] в условиях сжатия и/или растяжения [314, 518]. А некоторые петрологи допускают, что образование гранитных плутонов происходит очень быстро – «менее сотни тысячи лет, независимо от тектонической обстановки» [558, с. 669].

Механизм формирования магм и становление гранитоидных комплексов имеет сложную природу. Наряду с механизмом кристаллизационной дифференциации, масштабы и интенсивность которой в регионе, судя по результатам нашего исследования угнетены, в формировании гранитоидов важную роль сыграли анатексис, и особенно – декомпрессионно-диссипативная модель плавления под влиянием диссипативного разогрева. В последние годы, выдвинутые ранее декомпрессионно-диссипативные модели [164] совершенствуются на новой основе и систематически обновляются [436, 438, 440]. Предложенная и систематически развиваемая Шкодзинским В.С.

концепция образования мантии и континентальной коры путем фракционирования глобального магматического океана полагает плавление верхних оболочек Земли на глубину в несколько сотен километров в поздние этапы аккреции под влиянием наиболее интенсивного в это время импактного разогрева [583], а также отчасти в результате радиоактивного тепловыделения при распаде короткоживущих изотопов и гравитационной дифференциации.

С декомпрессионно-диссипативной моделью согласовываются выявленная выше, в соответствующих главах диссертации, связь между степенью плавления и масштабами перемещения, приуроченность процессов гранитообразования к этапам поднятия участков земной коры, часто присутствующая во вкрапленниках гранитоидов обратная зональность. Пл отражает процессы декомпрессионно-диссипативного плавления при подъеме в их родоначальных мигмах и магмах [305, 310]. При допущении декомпрессионно-диссипативной модели решаются одновременно проблемы пространства и энергии. Проблема пространства при континентальной коллизии находит объяснение в дегидратации. Дегидратация минералов при коллизии значительно сокращает их объемы: от 12,5 до 35%, при этом уменьшение объема комплексов может составлять от 5 до 17% [128]. Важным моментом тут является повышение парциального давления воды во флюиде, вызывающее плавление вмещающих пород (за счет снижения температуры) [438, 440]. Процессы дегидратации и гранитизации протекают в коре на глубинах 15-25 км, и четко улавливаются геофизическими (сейсмoeлектрическими) наблюдениями в областях современного вулканизма коллизионных зон [539].

Гранитоидный петрогенез в Гиссаро-Алае находит удовлетворительное объяснение в рамках декомпрессионно-диссипативной модели Шкодзинского В.С. с учетом некоторых региональных особенностей. Плавление субстратов в такой модели допускается при снижении давления в глубинных зонах, декомпрессионно-диссипативном их разогреве или при подъеме глубинных диапиров. Допущение такого механизма, заключающего магмообразование за счет собственного теплосодержания, снимает температурную проблему - фактора плавления. Согласно Шкодзинскому В.С. декомпрессия сопровождает

подъем магм, находящихся в твердофазном состоянии на глубине. И вверх поднимаются мигмы, которые переплавляются из-за декомпрессионно-диссипативного тепла при подъеме. Высокое давление не дает магмам переплавляться в твердофазном состоянии, а выделенная скрытая теплота кристаллизации способствует резкому декомпрессионному затвердеванию.

Как было отмечено выше, в главе 3, несоразмерно большие объемы полигенного Гиссарского плутона указывают на вероятный поддвиг коры Таджикского (Каракумского) микроконтинента под Алай-Таримский микроконтинент. Многочисленные исследования подтверждают гипотезу о континентальной субдукции, - главном факторе массового гранитообразования в Гиссаро-Алае. Последнее, имеющее место в C_3-P_1 , сопровождалось покровно-складчатыми движениями, обеспечивающими гранитоидный и щелочно-гранитоидный магматогенез как по раме, так и внутри Гиссаро-Алайского сооружения. Выплавление гранитоидов Гиссаро-Алая по коровому субстрату, кроме вышеперечисленных показателей, подтверждается глубоким европейским минимумом.

Гиссаро-Алай относится к регионам высокой сейсмической активности, располагавшись в непосредственной близости к Гиндукушскому очагу глубокофокусных землетрясений, с которым и связано, вероятно, поддвигание. Многочисленные исследования подтверждают гипотезу о континентальной субдукции, - главном факторе массового гранитообразования в Гиссаро-Алае. Последнее, имеющее место в C_3-P_1 , сопровождалось покровно-складчатыми движениями, обеспечивающими гранитоидный и щелочно-гранитоидный магматогенез как по раме, так и внутри Гиссаро-Алайского сооружения [205, 299]. Поддвиг Индостанской плиты под Казахстан-Киргизский террейн идет в виде мощной тектонической пластины всей коры. Детализация юго-западной части ареала землетрясений в зоне коллизии и 3D-разрез размещения очагов землетрясений обнаруживают наличие континентальной субдукции (рисунок 5.2.2). Такая субдукция потенциально способна создавать условия для

плавления больших объемов гранитов, в том числе и к северу–северу-западу от ее фронта [470].

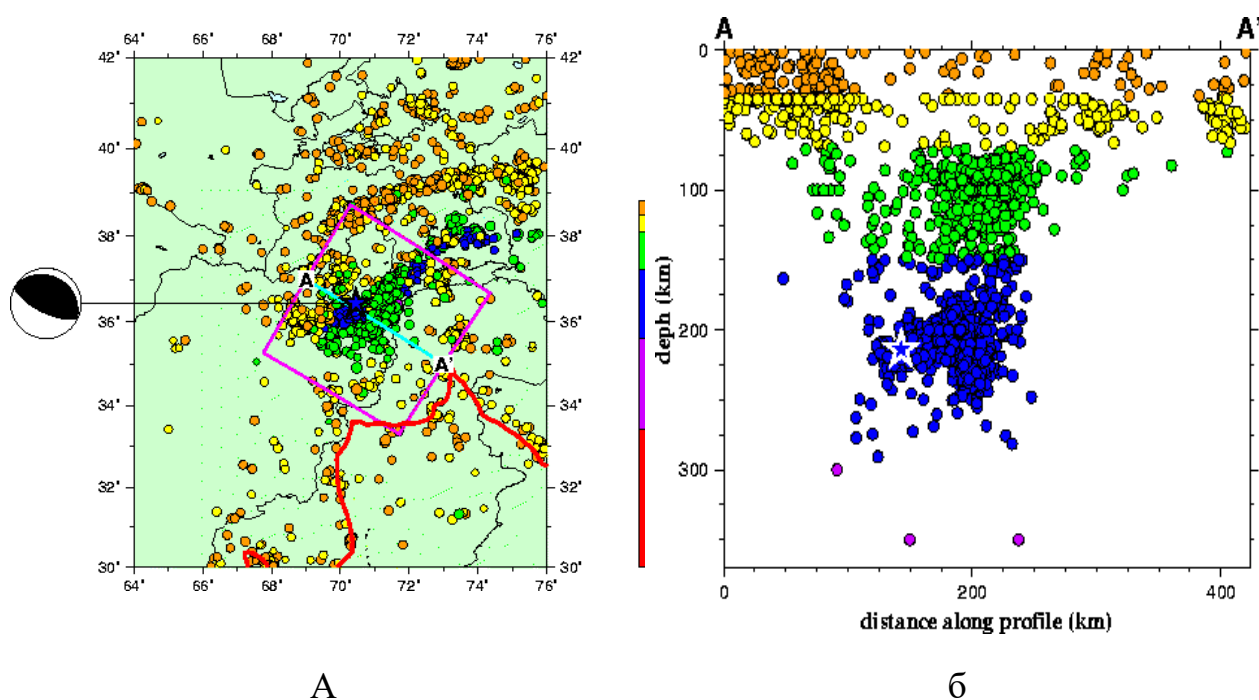


Рисунок 5.2.2. Схема вероятной континентальной субдукции в западной части Памиро-Тянь-Шаня

а – карта истории сейсмичности [из сайта Сейсмологической службы США: <https://www.usgs.gov/>]; б – разрез по линии А–А'

Тензоры сжатия, направленные вдоль сейсмофокальной зоны фронта Индийской плиты, указывают на напряженность вдоль субдуцирующей континентальной плиты, а значительная мощность зоны (св.100 км), возможно, является следствием субдукции континентальной литосферы - Индийской плиты под Евразийской (или блоков Индийской).

В целом допускается, что после субдуцирования океанической коры Туркестанского палеоокеана под Казахстан-Киргизский континент, в период С_{2m}–С_{3g} произошла коллизия между Алай-Таримским и Казахстан-Киргизским континентами, и одновременно (на глубине, в мантии) – субдукция континентальной коры Алай-Таримского террейна под Казахстан-Киргизский террейн. Континентальная коллизия привела к формированию покровно-

складчатого ансамбля вдоль сuture Туркестанского палеоокеана. Идея о континентальной субдукции после закрытия Туркестанского океана продвигается Буртманом В.С. Субдукция континентальной литосферы допускается, в частности для Памира и других регионов Мира, например, Тибета [413, 416, 486 и др.].

Таковы наиболее вероятные механизмы гранитоидной магмогенерации Гиссаро-Алая в фанерозое. Они в целом удовлетворительно согласуются с реально установленными вещественными (петрогеохимическими, минералогическими) и геолого-структурными особенностями гранитоидов.

Выводы по главе 5

1. Основным механизмом образования гранитоидных магм Гиссаро-Алая считается декомпрессионно-диссипативный разогрев различных субстратов, плавление которых происходит при снижении давления в глубинных зонах или при подъеме глубинных флюидов.

2. Допущение декомпрессионно-диссипативного механизма, включающего магмообразование за счет собственного теплосодержания, снимает проблему энергии и пространства. Наряду с кристаллизационной дифференциации, масштабы и интенсивность которой в регионе угнетены, в формировании гранитоидов важную роль сыграл анатексис.

3. В Гиссаро-Алае коллизионные процессы привели к формированию аккреционно-коллизионных структур (террейнов), которые сыграли важную роль в формировании значительных масс гранитоидов.

Глава 6. РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГИССАРО-АЛАЯ И УСЛОВИЯ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ

Оценка рудоносности гранитоидов Гиссаро-Алая проводилась практически с первыми геолого-петрографическими работами [32, 110] и продолжается по настоящее время [35, 269, 271, 285, 286]. Однако, в предыдущих работах рудоносность обычно устанавливается выявлением т.н. геохимической или металлогенической специализации, т.е. выявлением вышекларковых содержаний рудных элементов в гранитоидах. Как известно, такой подход является примитивным и чрезмерно упрощенным, поскольку, как уже было отмечено выше, повышенное содержание не является функцией рудоносности и к ней прямого отношения не может иметь.

Понятие (категория) «рудоносность» во многом содержит экономико-технологический смысл, и подразумевает развитие в связи с гранитоидами таких концентраций элементов, которые имеют промышленный интерес, т. е. их извлечение технологически возможно и экономически выгодно. Поэтому понятию «рудоносность гранитоидов» нами в работе дается чисто геохимическое содержание, подразумевающее способность гранитоидной массы высвободить или мобилизовать определенное количество элемента, которое при благоприятных геолого-структурных условиях может образовать локализованную его промышленную концентрацию.

6.1. Гранитоидные рудно-магматические системы Гиссаро-Алая

Оценку рудоносности гранитоидов нами проводится на основе комплексного подхода, рассматривающий гранитоидный (вещественный) комплекс и сопряженное с ним оруденение как единое целое. Такой категорией является «рудно-магматическая система». Понятие РМС исходит из металлогенических концепций рудоносности геологических формаций [90, 93, 94, 113, 153, 234, 235, 567 и др.]. Впервые в геологической литературе понятие РМС в общей форме было введено, видимо, Пospelовым Г.Л. [348]. Но, конкретизация понятия РМС была дана Иванкиным П.Ф. [153]. Термин был

категорийным исключительно в советской геологической литературе. Понятие РМС в современной литературе также встречается довольно часто. Учение о РМС начало развиваться с 60-х гг. прошлого века [93, 94, 149, 150, 153, 155, 194, 341, 348, 363, 364, 365, 366, 393, 430 и др.]. Прошедшие десятилетия, вопреки многочисленным исследованиям РМС, не внесли окончательной терминологической ясности. Романовский Н. П. обстоятельно исследуя РМС, отмечал, что «инвентаризация и систематизация терминов в области учения о РМС еще не приводились» [364, с. 18]. Спустя 30 лет это мнение все осталось актуальным, а общепринятого определения РМС до сих пор нет.

В литературе отсутствует единого мнения о РМС. Учитывая неоднозначность толкования понятия РМС нами был проведен тщательный и глубокий анализ показывающий, что содержание и объем этого понятия изменчивы и систематически обновляются (Таблица 6.1.1).

Таблица 6.1.1.– Сравнительный анализ распространенных определений понятия «Рудно-магматическая система»

Автор	Понятие	Определение ¹
Поспелов Г.Л. [348]	Гидротерм альная рудообраз ующая система	Комплекс зон (очаговая водо-газовая, корневая зону стягивания гидротерм, стволовая проточного режима, рассеянные восходящие флюиды, рассеяния фильтрующей термогидроколонны) взаимосвязанных процессов генерации рудоносных флюидов, их миграции к поверхности и разгрузки на геохимических барьерах, определяющих формирование аномальных скоплений полезных ископаемых
Иванкин П.Ф. [153]	РМС	Те участки единого магматического комплекса (или обособленного плутона), развитие которых закономерно завершается рудообразованием

¹ Повторяющиеся определения в обзоре опущены. Подробности в тексте.

Автор	Понятие	Определение ¹
Иванкин П.Ф., Рабинович К.Р. [155]	РМС	Сложная, генетически связанная система «магматический комплекс–оруденение»
Лаумулин Т.М [203]	Система «интрузив - надинтруз ивная зона»	Система, сложенная магматическими и развитыми в надинтрузивной зоне месторождениями
Лебедев Л.М. [204]	Гидротерм ально- металлоно сная система	Эндогенные, пространственно связанные рудные концентрации и магматические комплексы
Власов Г.М. [93, 92, 94], Власов Г.М., Мишин Л.Ф. [95]	Магматогенно- рудная, эндогенно- рудная	Состоит из магматической системы и генетически связанным с ней оруденением
Романовский Н.П. [365, 366]	РМС	Гранитоидные системы и связанное с ними оруденение
Сухов В.И. [388]	Рудоносная тектоно- магматическая система	Система, включающая магматический комплекс и рудную минерализацию и приуроченная к определенным стадиям тектонического развития территории

Автор	Понятие	Определение ¹
Вихтер Б.Я. и др. [90]	РМС	Совокупность магматических и рудных образований, связанных пространственно и генетически, и имеющая определенное геолого-структурное положение
Компаниченко В.Н. [185]	Магматогенно – гидротермальные системы	Закономерно развивающаяся в пространстве и времени геологическая система, исходной причиной развития, которой (внутренним активным импульсом) являлся магматический процесс, основным следствием - формировании в течение гидротермального процесса рудных залежей
Ненашев Н.И., Зайцев А.И. [303]	Рудно-магматический узел	Совокупность рудных и магматических тел, локализованных, как правило, в терригенно - осадочных породах верхоянского комплекса и на определенной площади
Таусон Л.В. [392], Таусон Л.В. и др. [393]	РМС	Естественное сообщество магматических, метасоматических и рудных образований, а также геохимических полей разных уровней концентрирования элементов, обусловленное деятельностью генетически взаимосвязанных геологических процессов
Романовский Н.П. [365]	РМС	Природное сообщество типа магматизм – сопутствующее оруденение, представляемые в виде моделей
Очир Гэрэл [333]	РМС	Природная система, проявляющаяся в определенной геодинамической обстановке и характеризующаяся совокупностью взаимосвязанных магматических ассоциаций с сопутствующим оруденением

Автор	Понятие	Определение ¹
Маракушев А.А., Безмен Н.И. [254]	Флюидно- магматиче- ская система	Концентрация рудных элементов в магмах происходит в меру обогащенности магм флюидными компонентами, к которым рудогенные элементы проявляют сильное химическое сродство
Seltmann R. [567]	Магмато- гидротерм- альная рудоносна- я гранитная система	Формирование порожденных гранитами месторождений в связи со структурой коры и флюидами при фракционировании гранитов при возможном смешении магматических и метеорных вод
Khasanov R.Kh. [533]	РМС	Многостадийная «кухня», образовавшаяся в течение единой стадии магматизма
Барышев А.Н. [43]	Магматогенно- рудный узел	Комплекс месторождений и рудопроявлений совместно с родоначальным для них крупным магматическим центром
Гусев А.И. [121]	Магмо- рудно- метасомат- ические системы	Мантийные магмы с различной степенью контаминации корового материала и различным флюидным режимом
Азадалиев Д.А. [13]	«РМС»	Вулкано-плутонический магматизм каждой стадии развития эвгеосинклинали со свойственной ей рудно-гидротермальной деятельностью эндогенного рудообразования, приводит к концентрированию рудного вещества

Автор	Понятие	Определение ¹
Максимов Е.П. [241]	РМС	Целостный объект, в котором во взаимосвязи и взаимообусловленности проявились тектонические, магматические и рудообразующие процессы
Гребенщиков а В.А. [117]	РМС	Совокупность магматических, метасоматических и рудных образований, обусловленная деятельностью генетически взаимосвязанных геологических процессов и имеющая определенное структурное положение в пространстве
Иванова В.Л. [159]	РМС	Эндогенные рудообразующие системы и их подсистемы: магматические, флюидные, гидротермальные существуют и развиваются за счет энергии, полученной при их генерации, исчерпав которую, отмирают
Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. [383]	РМС	Система, имеющая общий источник рудного вещества и объединяющая ряд разных по масштабам месторождений и рудопроявлений
Гвоздев В.И. [100]	РМС	Месторождение как рудно-магматическая система, в которой эволюция взаимосвязанных, неразрывных процессов петрогенезиса, приводит к концентрированию рудного вещества Совокупность взаимосвязанных геологических процессов, обстоятельств и обстановок, определяющих условия формирования рудных месторождений

Автор	Понятие	Определение ¹
Романовский Н.П. [365]	Гранитоидная РМС	Природное сообщество типа магматизм – сопутствующее оруденение, представляемое в виде моделей Системы, формирующиеся на внутрикоровом уровне и, как правило, имеющие глубинные мантийно-астеносферные корни, обладающие повышенной тектонической и энергетической активностью при существенную роли мантийных плюмов, зарождающихся на трех геосферных уровнях: в верхней мантии, на границе нижняя-верхняя мантия, на границе нижняя мантия - ядро Земли
Салихов В.С. [371]	РМС	Самоорганизующаяся и саморазвивающаяся неравновесная, открытая системы, движущую силу которой составляют внутренняя противоречивость, нелинейные законы и неоднородность, определяемые волновым, попеременным по вертикали распределением физических и иных свойств горных пород, по-разному реагирующих на импульсы энергии
Иванов А.И. [157]	РМС	Длительно функционирующая система, в течении которого осуществляется смешение продуцируемых этой системой гидротермальных растворов с потоками флюидов из глубинных источников
Берзина А.П. [50]	РМС	Общность источников, путей транспорта направленности эволюции расплавов

Автор	Понятие	Определение ¹
Степнова Ю.А. [385]	Рудно-магматическая (магматогенно-рудная) система	Закономерно развивающаяся в пространстве и времени геологическая система, исходной причиной развития которой является магматический процесс, а следствием - рудонакопление
Шарпенюк Л.Н. [434]	Магматогенно-рудная система (МРС)	Совокупность генетически или парагенетически взаимосвязанных магматических, магматогенно-тектонических, гидротермально-метасоматических, постмагматических, минеральных и рудных образований, объединенных пространственно-временной принадлежностью к МРС определенного типа и порождённых процессами развития единого гипоцентра эндогенной активности. Система, насыщенная рудогенерирующей водно-флюидной фазой и развитие которой завершается при определенных условиях, образованием рудной минерализации
Лебедев В.И. и др., [189]	РМС	Отчётливо связанная система редкометалльного оруденения с процессами внутриплитного магматизма, аккреции структур океанического ложа над горячей точкой мантии на фоне кристаллизационной дифференциации, смешения магм и участия нескольких источников

Автор	Понятие	Определение ¹
Мирошников а Л.К. [282]	РМС	Сложная полиобъектная система, включающая дифференцированный рудоносный интрузив, сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, малосульфидные платинометалльные, метаморфо-метасоматический ореол с сульфидным платиноидно-никелево-медным, полиметаллическим, пирит-магнетитовым оруденениями, неизмененные или относительно неизмененные вмещающие породы

Из анализа вышеприведенной таблицы следует, что РМС признана в геологической литературе как важное понятие, характеризующее определенное отношение между оруденением и магматическими образованиями. К этому можно добавить несколько комментариев. Так, основы представления о РМС в советской геологии были заложены и развиты Иванкиным П.Ф., который считал, что магматогенное оруденение характеризуется изменчивостью во времени и пространстве, определенной прерывистостью. Последняя выражается в металлогенических этапах, стадиях, фазах минерализации. Прерывистость еще и неоднородна: стадии минерализации на месторождениях одного генетического типов, развитых в пределах одного рудного узла. Применительно к магматическим комплексам прерывистость оруденения в пространстве зависит от структурно-морфологических особенностей, природы фазовой эволюции магмы и других свойств. При развитии магматического комплекса изначально однородные магматические системы (например, батолит или плутон) на определенной стадии могут распадаться на ряд отдельных систем со своеобразными чертами эволюции. «Те участки единого магматического комплекса (или обособленного плутона), развитие которых закономерно завершается рудообразованием, с полным основанием могут быть рассмотрены в качестве особых рудно-магматических систем» [153, с. 26].

РМС по Таусону Л. В. [392] содержательно практически совпадает с геохимическим типом, сопровождаемым оруденением. Отдельный геохимический тип гранитоидов образует одну РМС: например, Акатуевская латитовая РМС [111, 393]. Seltnann R. [567, 568] рассматривая строение и эволюцию редкометалльных провинций Евразии, связанных с коллизионным орогенезом, показал, что формирование порожденных гранитами месторождений определяется структурой коры и ролью флюидов при фракционировании гранитов. Он допускает, что малоглубинная минерализация формируется при смешении магматических и метеорных вод. Компаниченко В.Н. подробно исследовавший РМС на примере Дальнего Востока СССР, писал, что «... природная магматогенно - рудная система представляет собой закономерно развивающуюся в пространстве и времени геологическую систему, исходной причиной развития, которой (внутренним активным импульсом) являлся магматический процесс, основным следствием - формировании в течение гидротермального процесса рудных залежей..... более точным будет их определение как «магматогенно – гидротермальных» [185, с. 46].

РМС некоторыми исследователями приписывается к конкретному организационному уровню. Так, Ненашев Н. И. называет рудно-магматическим узлом «совокупность рудных и магматических тел, локализованных, как правило, в терригенно - осадочных породах верхоянского комплекса и на определенной площади..». Далее он заключает, что «суммарное время формирования рудных и магматических тел, развитых на тот или иной площади определяет длительность формирования в целом рудно-магматического узла. Рудные и магматические тела, нередко весьма гетерогенные по составу и возрасту, представляют собой телескопированные геологические образования. Каждое из звеньев этой телескопии, хотя пространственно и укладывается в контур определенного гетерогенного тела, по времени образования может быть разобщено различными интервалами (от первых тысяч до многих десятков миллионов лет). Генетические звенья могут принадлежать к самым различным источникам, поэтому в каждом гетерогенном рудном поле можно наблюдать отдельные рудные тела, принадлежащие разным рудным формированиям, а в

магматическом теле - интрузивные комплексы, принадлежащие к различным магматическим формациям» [303, с 81].

Ильинский Ю.В. [161] впервые выделил понятие «мантийная рудогенерирующая мегасистема», как сложный рудно-магматический комплекс, состоящий из серий (рядов) РМС. Такие системы характерны геологическим системам высокого ранга. Позиция монгольского геохимика Очир Гэрэл близка к идее Компаниченко В.Н. Она считает РМС как природную систему, проявляющуюся в определенной геодинамической обстановке и характеризующуюся совокупностью взаимосвязанных магматических ассоциаций с сопутствующим оруденением [333, с. 62].

Маракушев А. А. и Безмен Н.И. отмечали, что «в ... петрогенетических моделях процессы рудной концентрации..., обычно не находят должного места...» [254, с.17]. Следует по авторам разработать критерии различия рудогенного петрогенезиса от «бесплодного». Они ввели специальный термин «флюидно-магматическая система». По мнению авторов «рудогенные элементы индифферентны к «сухим» силикатным расплавам, и концентрация их в магмах происходит в меру обогащенности магм флюидными компонентами, к которым рудогенные элементы проявляют сильное химическое сродство» [254, с.18].

Концепция РМС успешно совершенствовалась Власовым Г.М. [92, 93, 94, 95]. Он считает, что РМС состоят из магматической системы и генетически связанного с ней оруденения. Им выделяются планетарные, региональные и локальные магматогенно – рудные системы, прослежены пути их эволюции. Барышев А.Н. вводил понятие «Магматогенно-рудный узел» и дает такое его определение: «Магматогенно-рудный узел (МРУ) — это комплекс месторождений и рудопроявлений совместно с родоначальным для них крупным магматическим центром. Под родоначальным центром подразумевается магматический очаг и его производные, а при отсутствии прямых данных о нем — его вулканическое выражение (крупный вулкан), либо разрывно-блоковая геологическая структура, связанная с воздействием очага как штампа на вышележащие толщи» [43, с.28]. По сочетанию фаций магматических пород МРУ подразделяются на плутогенные, вулканогенные,

вулканоплутонические и комбинированные (сочетающие продукты разных рудно-магматических систем и иные ксеногенные месторождения). Гребенщикова В.И. и Максимчук Ю.В. в понятие РМС включают «совокупность интрузивных, вулканогенно-осадочных, метасоматических и рудных образований, имеющих определенное структурное положение и длительный характер эволюции» [118, с.1110]. При этом они полагают обязательную геохимическую связь между компонентами РМС.

Понятие РМС некоторыми геологами не считается важным и в завуалированной форме как бы игнорируется. Так, Львов Б.К. не разделяет широко развитое мнение о рудогенезе как частном случае петрогенеза, развиваемое многими исследователями [11, 254, 357 и др.], считая что «... гранитный расплав выступает лишь в качестве их (рудных элементов – А.Н.) транзитного проводника» [229, с.8]. Но, автор далее в статье предлагает схему потенциальной рудоносности гранитоидов различной формационной принадлежности (с. 9), где отчетливо показана приуроченность оруденения к отдельным типам гранитоидов.

Своеобразно трактовка понятие РМС у азербайджанского геолога Азадалиева Д. А. Заключая термин РМС в кавычки он излагает такое любопытное определение: «Впервые нами высказывается мысль о том, что вулканоплутонический магматизм каждой стадии примерно соответствует определенной «рудно-магматической системе» со свойственной ей рудно-гидротермальной деятельностью или наоборот» [13, с.74-75].

Из анализа приведенной таблицы вытекает и другой важный вывод. Видно, что со временем определение понятия РМС становилось все более подробным и всеобъемлющим. Исследователи применяют разные термины, которые, по сути, являются синонимами РМС по содержанию и адекватными ей: гидротермальная рудообразующая система, гидротермально-металлоносная система, магматогенно – гидротермальная система, магматогенно-рудная система, магматогенно-рудная, эндогенно-рудная, магматогенно-рудный узел, магмато-гидротермальная рудоносная гранитная система, магмо-рудно-метасоматическая система, рудно-магматический узел, рудоносная тектоно-

магматическая система, система «интрузив-надинтрузивная зона», флюидно-магматическая система и др.

Как следует из вышеизложенного, относительно понятия РМС нет единства взглядов. Ранее РМС как отдельная геологическая категория признавалась не всеми. В частности, в геологическом словаре [106] термин РМС вовсе отсутствует. А со временем ситуация изменилась в пользу практически всеобщего признания РМС как важного, ключевого понятия рудной геологии, металлогении, минерагении.

Так сложилось, что в геологической практике часто магматизм и оруденение исследовались либо отдельно, либо на предмет взаимного отношения; при этом системный подход был, как правило, исключен. РМС в данном случае стало той необходимой частью системы, которая может создать полную картину процесса рудообразования. В этом видная роль принадлежит сибирской школе геохимиков, создавшей общую теорию геохимических полей, составной частью которой служит рудно-магматическая система [117, 333, 383, 393]. Этой школе принадлежат и наиболее крупные региональные и обобщающие, фундаментальные исследования по РМС.

В литературе иногда гранитоидные РМС отождествляются с геохимическими (петрогеохимическими) типами, что не совсем правомерно. Петрогеохимический тип не всегда по контексту совпадает с РМС, по простой причине развития в некоторых случаях безрудных гранитоидов.

По анализу понятийной базы и существующих определений РМС, в настоящей работе нами принимается следующее ее определение: РМС - природная геологическая система, включающая магматическое проявление с сопряженным генетически или парагенетически оруденением, и проявленная в конкретной геодинамической обстановке. РМС развивается в геологическом пространстве по внутренним закономерностям; магматизм и рудогенез в РМС находятся в причинно-следственных отношениях.

Относительно рудоносности гранитоидов обычно нет единства во взглядах, что связано с отсутствием единой концепции рудной продуктивности не только гранитоидов,, но и магматитов в целом. Одно время считалось, что первичного

высокого содержания в гранитоидах должно быть достаточным для образования месторождений [187]. Однако, известно довольно много случаев, где с гранитоидами с высокими, даже аномально высокими содержаниями не выявлены рудные концентрации [160, 257, 547 и др.]. А выявленные случаи сопровождения оруденения с гранитоидами с низкими содержаниями рудных элементов, попытались объяснить их выносом из объема интрузивов за их пределами. Такие трактовки связи оруденения с уровнем содержания элементов в гранитоидах и их рудными концентрациями дали широкое поле для всякого разных умозрений и спекуляций. Тогда стали выдвигать гипотезы о связи рудоносности с возможностью унаследования гранитоидами высоких содержаний в субстратах (источниках их зарождения) или усвоением ими рудных веществ вмещающих образований при внедрении. Но и тут возникли сложности, точнее дихотомии. Как недавно убедительно показал Козлов В.Д. [180] с гранитами, интродуцировавшиеся в песчано-сланцевые образования с высокими концентрациями Sn, Cs, Th, Li, W, F, Be, Rb, Mo, Pb, V, U, РЗЭ (в 1,1 – 10,0 раз превышающие кларки) не известны какие-либо рудные скопления этих элементов. И это несмотря на то, что две трети гранитоидных массивов Северо-Востока России (из 650) залегают в песчано-сланцевых толщах мезозоя [378].

В учении о металлогении (минерагении) одно из центральных мест принадлежит проблеме источника рудного вещества. Представления об источниках руды, летучих, путях их миграции и механизмах локализации весьма различные, часто противоречивые друг другу [46, 51, 66, 71, 120, 164, 210, 214, 215, 276, 295, 297, 327, 328, 331, 349, 427 и др.].

Порой встречаются крайние, необычные суждения. Так, Наумов Г.Б. и др., изучившие флюидные и расплавные включения в магматических породах и рудах, дегидратацию породообразующих минералов и изотопные отношения кислорода и водорода природных водах заключили, что «...магматические расплавы могут быть поставщиками тепла и рудных компонентов, но не источником воды растворов» [294, с.28].

Теоретически любое магматическое тело потенциально может породить оруденение. Это определяется тем, что насколько достаточно долго

существовали благоприятные условия для реализации этого потенциала, и были-ли они вообще. Несомненно, что в классическом понятии РМС должна содержать магматическое тело и генетически связанное с ним оруденение.

Нами в качестве отправной принимается идея о том, что эволюция гранитоидной магмы может сопровождаться или завершиться оруденением, если были достаточные условия для разгрузки рудного потенциала магмы или мобилизации ее энергией рудного вещества из вмещающих образований.

Рудно-магматические системы Памиро-Тянь-Шаня в качестве самостоятельной геологической категории стали объектом исследований лишь в последние десятилетия. РМС на территории Таджикистана занимают определенное геолого-историческое положение в общем ходе развития территории. Значение изучения РМС определяется важной их ролью в формировании основных промышленных генетических типов месторождения различных полезных ископаемых.

На советском этапе геолого-металлогенических исследований Таджикистана РМС выделялись только на территории Памира. Идеи РМС применялись Безуглым М. М. и Тютиним М. А. [45, 402, 403]. Тютин М. А., в частности, рассматривал РМС на региональном, вещественно-морфологическом, т. н. «очаговом», уровне. Приложив учение о РМС к Юго-Восточному Памиру, он выделял три РМС, соответствующим, соответственно, «Осевой», «Промежуточной» и «Внешней» зонам Юго-Восточного Памира. Далее он выделяет 7 РМС на локальном уровне, что соответствуют практически отдельным интрузивам или интрузивным комплексам: Базардаринская, Бугучиджилгинская, Курустыкская, Уртабузская, Башгумбез - Бозтерекская, Западно-Пшартская, Каттамарджанайская. Размещение РМС ЮВП Тютин М. А., связывает с «традиционной структурно-формационной зональностью» региона. В качестве отдельной, вероятно, внезональной РМС, М. А. Тютин выделяет самые молодые (Р-N) базит-щелочно-базитовые магматиты с Ag-F-Sb-Hg оруденением [402]. Тютин М. А. отождествляет РМС с рудно-магматической ассоциацией, а это указывает на то, что понятие РМС автором применяется как термин свободного пользования.

На примере ряда месторождений, связанных с магматическими комплексами Южного Памира, Таджидинов Х. С. [390] выделял магматогенно-рудные узлы.

В исследовании Гиссаро-Алая концепция РМС не были популярной, и поэтому по этой теме исследования практически отсутствуют. РМС Гиссаро-Алая в качестве самостоятельной геологической единицы стали объектом исследований лишь в последние десятилетия. Первые публикации автора по РМС Памиро–Тянь-Шаня, в частности и Гиссаро-Алая [318, 323, 324] показали, что это направление является перспективным. Выделение РМС позволяет систематизировать магматические комплексы и сопряженное с ними оруденение, разработать общую теорию петро- и рудогенеза, что существенно изменит стратегию поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, делая задачу прогноза более предсказуемой.

Несмотря на важное прикладное значение, РМС Памиро–Тянь-Шаня по существу исследованы слабо, а в Гиссаро-Алае вовсе не выделены. Нами на основе анализа петрогеохимических типов гранитоидов (глава 4), развития сопутствующего оруденения и его сопряжения, пространственно-временного их сонахождения и геолого-структурного, литолого-петрографического, минералого-геохимического факторов потенциальной связи оруденения выделены гранитоидные РМС Гиссаро-Алая (Таблица 6.1.2). В названии РМС нами отражены тип (элементно-минеральный, генетический) оруденения и сопряженный с ними петрогеохимический тип гранитоидов.

Таблица 6.1.2.– Гранитоидные рудно-магматические системы Гиссаро-Алая

<i>Возраст гранитоидов</i>	<i>ГРМС</i>	<i>Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов¹</i>	<i>Сопряженное оруденение</i>
С-Р ₁	Редкометалльно-гранит-лейкогранитовая	Пайрон-Ханакинский (17), Нейлинская группа тел (21), Хочильерский (22), Курукская	Промышленно рудноносные

¹ Номера (в скобках) указывают номера массивов на «Схеме районирования Таджикской ССР и прилегающих территорий по типам интрузивных комплексов» 1:1 000 000 (Приложение 2 к Геологической карте Таджикской ССР [105]).

<i>Возраст гранито идов</i>	<i>ГРМС</i>	<i>Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов¹</i>	<i>Сопряженное оруденение</i>
	(субщелочные редкометалльные граниты)	группа тел (23), Южно- Варзобский (28)	
C ₃ -P ₁	Оловоносные (с турмалин- камнецветным сырьем) гранит- гранодиоритовая (известково- щелочные)	Испанский (1), Вадифский (4), Рама-Вадифский (Буздооский) (5)	Перспективная
C ₃ -P ₁	Редкометалльно- лейкогранитовая (плюмазитовые граниты)	Ходангинский (39), Бадраванский (40), Дихадангский (41), Дараиванджрудский (42)	Перспективная
C ₃ -P ₁	Гранит- лейкогранитовая (Субщелочные редкометалльные граниты)	Рамитский	Перспективно рудоносна на F, Pb, Zn,
C ₂₋₃	Габбро- гранитоидная (Гранитоиды андезитового ряда)	Туйкутальский, Ангиштский (1), Майхуринская группа тел (2), Кабутинский (3), Вистонская и Заповедная группа тел (4), Пахтакишотская группа тел (5), Туйкутальский (6), Девдаринская группа тел (7), Курбанский (8), Обигарм- Сорбухская группа тел (9), Охангаронский (10), Верхнедевольский (11), Чинарский (12), Обигармская группа тел (13), Комсомолабад-Князский (14), Сиекдаринский (15), Чакштагинский (16), Периферический (17)	Перспективная на Pb, Zn,
C ₂₋₃	Редкометалльно- золоторудная	Чинорсайский (4), Воруйский (5), Амшутский (6), Яфчский	Промышленные месторождения

<i>Возраст гранито идов</i>	<i>ГРМС</i>	<i>Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов¹</i>	<i>Сопряженное оруденение</i>
	латиандезитовая	(9), Петинский (10), Шадонский (11), Рарзский (12), Пиндарский (13)	Аи, W (Джилау, Хирсхона, Чоррога, Пштифарфар, Чоре, Дуоба и др.)
C ₂	Оловоносная известково- щелочная (андезитовая) гранитоидная	Пиндарский (13), Тагобикуль- Кумарский (14)	Перспективная на Sn
C ₁₋₂	Скарново-магнетит- габбро- плагитогранитовая (гранитоиды толеитового ряда)	Ширкентская группа тел (14), Джалъчинский (16), Ходжамафрачский (18), Гурумсайский (19), Ханакинский (24), Ходжабедский (25), Лучобский (26), Харангонский (29)	Перспективная на Fe, Au
P ₂ -T ₁	Редкоземельно- щелочногранитовая (агпаитовые граниты)	Барзангинский (39)	Перспективная на PЗЭ
P ₁ ?	Флюорит- редкоземельно- фонолит-нефелин- граносиенитовая	Ахбасайская группа тел (7), Акса́йский (8)	Проявления флюорита, редких земель, Nb (?), Перспективная на PЗЭ, Nb, F
P ₁	Редкометалльно (Nb-Ta) – пегматитово- лейкогранитовая (плюмазитовые редкометалльные гранитоиды)	Джиндонский (2), Обимазар- Шахисафедский (6)	Проявления Nb и Ta
P ₁	PЗЭ (?) - гранит- гранодиоритовая известково- щелочная	Недоступный (31), Агуюрминский (32), Джаманкиргинский (33), Ачи́калминский (34), Муллаоусафетский (45),	Промышленное оруденение в связи с гранитоидами не известно, но предполагается

<i>Возраст гранито идов</i>	<i>ГРМС</i>	<i>Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов¹</i>	<i>Сопряженное оруденение</i>
		Минбулакский (46), Карагушхонинский (48), Нижнетутекский (49)	высокая РЗЭ- рудноность
P ₁	Вольфрамоносная монцонитоидная шошонит-латитовая	Курукская группа тел (23)	Парагенетически связанное оруденение (W, Mo)
P ₁	Sn-W-носная латитовая (кварцево- монцодиоритовая, кварц-сиенитовая, субщелочно гранитовая –кислые члены латитового ряда)	Джавонинский	Парагенетически, возможно, и генетически связанное оруденение (Sn, W, Mo)

Из таблицы выше видно, что РМС характеризуются большим разнообразием. Каждой РМС присущи определенный петрогеохимический тип и рудная минерализация. Среди гранитоидов в первую очередь высокой рудоносностью отличаются гранитоиды латитового ряда. Эндогенные проявления, генетически связанные с шошонит-латит-монцонитовыми образованиями, формируют крупные, всемирно известные рудно-магматические системы [111, 246, 393]. Такие рудно-магматические системы включают, как правило, породы эффузивной, субвулканической, интрузивной и дайковой фаций, а также постмагматическую минерализацию, сопровождающую их. Они образуют сложнопостроенные магматогенно-рудноносные структуры [245]. В Гиссаро-Алае латитовые гранитоиды выделены сравнительно недавно [322]. Они образуют с шошонитоидными вулканитами ангорысайской свиты единую шошонит-латит-монцонитовую вулканоплутоническую ассоциацию P₁ (см.гл.3). Рудный потенциал этой ассоциации подробно практически не оценен, для этого требуются дополнительные широкомасштабные исследования. Возможно, с шошонит-латит-монцонитовой ассоциацией связано небольшие Cu-Mo-порфировые проявления,

приуроченные к зоне Шираталинского разлома, также контролирующие выходы (малоглубинных монцонитов) Курукского массива и покровы шошонитов и латитов ангорысайской свиты. Не исключается, что шеелитовое оруденение на месторождение Майхура, наложенное на магнезиальные скарны, также связано с этой ассоциацией [248].

Позднекарбоновые редкометалльно-субщелочные гранит-лейкогранитовые РМС представлены крупными Акбаиджумонским, Обимазар-Шакисафедским, Джиндонским и Дараванджрудским массивами в Зеравшано-Гиссарской и Южноварзобским плутоном в Южно-Гиссарской зонах. Рудоносность РМС исследована относительно слабо. Поэтому разработка критериев их потенциальной рудоносности весьма важна. Для оценки рудоносности гранитов нами использована методика Амшинского Н.Н. [15, 16] и Козлова В.Д. [179]. Граниты РМС имеют существенно калиевый состав и приурочены к области гравитационного минимума (см.гл.2), обладают повышенными концентрациями гранитофильных элементов и характеризуются сравнительно глубокой дифференцированностью. Наличие этих признаков в гранитах Козлов В.Д. считает достаточными для выделения их как потенциально рудоносной системы, а в сочетании с их дифференцированностью - реализуемой. Рудоносность гранитов подтверждается диаграммой $F-(Rb+Li)-(Ba+Sr)$ (рисунок 6.1.1), а также высоким значением индекса концентрации (ИНК=+11,3), показывающим на сравнительно высокую степень концентрирования редких элементов гранитами.

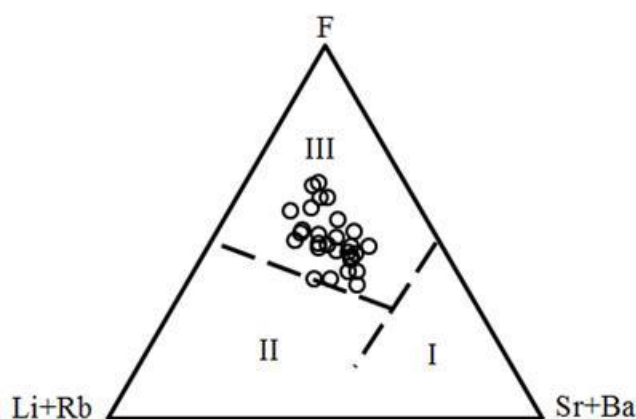


Рисунок 6.1.1.– Диаграмма рудоносности гранитоидов РМС плюмазитовых редкометалльных и субщелочных редкометалльных гранитов

Поля: I - безрудных гранитов, II - ограниченно рудоносных, III - рудоносных.

Высокий ИНК, как показывает анализ литературы, в целом характерен рудоносным (W, Sn, Be, Ta, Nb) гранитам других регионов Мира - Восточного Забайкалья, Чехии, Германии, Восточной Монголии и Казахстана [1]. Широкое развитие магнезиальных скарнов с шеелитом и магнетитом, грейзенизированных зон в Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской зонах позволяет заметить интенсивную их рудогенерирующую способность. Исследование геохимии летучих в процессе формирования гранитов показывает, что максимальные их концентрации наблюдаются в приконтактных зонах и в продуктах эманационной дифференциации, наряду с ними высок и уровень содержания вольфрама, бериллия, ниобия, бора и лития. Масштабы таких процессов не оценены. Необходимо учесть, что интрузии РМС имеют обычно незначительный эрозионный срез. Они обладают достаточно проявленной потенциальной рудоносностью на вольфрамовое и, возможно, также на ниобиевое оруденения. Развитие редкометалльного оруденения вероятно около пологих контактов (купольная часть) и карбонатный состав вмещающих пород, где существуют благоприятные условия.

Как уже было отмечено, редкометалльные плюмазитовые граниты характеризуются кислым и ультракислым составом, повышенной калиевой щелочностью и высокоглиноземистостью. В них содержания В, F, Rb, Li, Ta, Nb, Be превышают кларки в 2,2–16 раз, ИНК высокий. Имеют широкое развитие калишпатизация, альбитизация, грейзенизация. Редкометалльное и тантал-ниобиевое оруденение генетически и пространственно развиты в ареале Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов, в эндо-и экзоконтактных и грейзенизированных зонах. А тантал-ниобиевая минерализация связана с Джиндонским интрузивом, с катаклазированными Тур-Му-субщелочными гранитами. С субщелочными редкометалльными лейкогранитами, редкометалльными пегматитами и сопровождающими их грейзенами Зеравшано-Туркестанской зоны связаны борная и оловянная минерализации. Особый интерес представляет известное Зеравшанское пегматитовое поле, где в сотни жилах развиты микроклиновые, микроклин-альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты. Субщелочным гранитам-

лейкогранитам, в общем, присуще широкое развитие автометасоматических процессов (альбитизация, грейзенизация и калишпатизация), что является важным критерием их высокой рудоносности [69].

С толеитовыми островодужными габбро-плагиогранитоидами Южно-Гиссарской зоны генетически связана Харангонская группа магнетитовых проявлений, а также парагенетически – Au-полиметаллическое и Cu – Mo-овое оруденение. Спектр пород РМС широк и включает габбро, диориты и кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и лейкоплагиограниты. Породам характерны низкокалиевый известково-щелочной петрохимический состав и пониженные содержания летучих, литофильных и других редких элементов, характерных для плагиогранитов толеитового ряда [38]. По петрогеохимическим параметрам гранитоиды близки к гранитам М-типа – типично мантийным выплавкам. Их формирование связано с эволюцией базальтовой магмы, образовавшейся при плавлении субдуцируемой океанической коры Гиссарского палеоокеана. На дискриминант-диаграммах Rb–Y+Nb и Nb–Y их составы попадают в поле островодужных гранитоидов [536]. С габбро-плагиогранитоидной РМС может быть связано не только магнетитовое, но и полиметаллическое и золото-серебряное оруденение. По данным Южнотаджикской геологоразведочной экспедиции (1987 г.) магнетитовые жилы на месторождении Харангон приурочены к зонам дробления среди скарнов, они имеют несколько генераций с реликтами сульфидов.

Последующие ассоциации включают пирит, арсенопирит и халькопирит, образующие сульфидно-магнетитовые и сульфидные руды (северо-восточная часть). В пирит-пирротитовых и арсенопирит-пиритовых рудах отмечены высокие содержания Au (от 0,7 до 8,2 г/т) и Ag (0,9–107 г/т). Данные спектрозолотометрии (Au) и полуколичественных спектральных анализов (на 12 элементов) выявляют значимую корреляционную связь в парах Au–Fe, Au–Ag, Au–Pb. Эти данные, а также наличие шлиховых ореолов Au в районе магнетитовых месторождений Харангонской группы, позволяют делать

закключение о том, что потенциал района развития железорудного оруденения может быть существенно расширен за счет проявлений золота.

Габбро-гранитоидные C_{2-3} РМС имеют весьма широкое распространение, особенно в Южно-Гиссарской зоне, занимая огромные площади. Габбро-гранитоиды относятся к надсубдукционным дифференциатам мантийных магм известково-щелочного базальт-андезитового состава и петрогеохимически – к I-типу. В Южно-Гиссарской зоне габбро-гранитоиды и андезитойды шамольской свиты C_2 и её аналоги являются комагматичными образованиями и вместе составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию (см.гл.2). С ними проявляют генетическую и парагенетическую связь W, Sn, Au-малосульфидное оруденения. Известны скарново-магнетитовые и скарново-шеелитовые с наложенной сульфидной (Cu, Au) минерализацией месторождения: группа Кафандарских скарново-магнетитовых проявлений (бассейн р.Сардаи Миёна), скарново-шеелитовые проявления Майхура и Каняз [33], часть из которых в настоящее время разрабатывается.

Редкометалльные коллизионные граниты-лейкограниты, сопровождающиеся минерализацией W, Sn, Be, Nb и Ta слагают крупные массивы зеравшано-каратегинского, южноварзобского и других комплексов. С ними сопряженно развиты пегматиты с редкометалльным профилем. С редкометалльными гранитами–лейкогранитами связаны минерализации W, Sn, Be, Nb, Ta и др. элементов.

Гранитоиды C_{2-3} Зеравшано-Гиссарской зоны относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, обогащены фтором, бором, рубидием, барием, ниобием, цирконом, вольфрамом и оловом. По редкоэлементному составу гранитоиды относятся к гранитоидам I-типа. Формирование гранитоидов, вероятнее всего, связано с плавлением нижнекорового андезитойдного субстрата вследствие субдукционно-коллизионных процессов. С гранитоидами генетически и пространственно тесно ассоциируют скарново-золото-вольфрамовые и оловянные гидротермальные касситерит- сульфидные месторождения.

6.2. Источники генерации и механизмы формирования золоторудных месторождений Гиссаро-Алая

Золото является профилирующим элементом металлогении Гиссаро-Алая. За последнее время достигнут определённый прогресс в определении, классификации, характеристике золоторудного оруденения, что способствовало пониманию основных типов месторождений золота.

Широкое разнообразие геодинамических условий, в которых сформировались месторождения золота, объясняется, в то время как благоприятные условия.

Геодинамические условия формирования, также и способы образования месторождений золота, разнообразны.

Месторождения золота могут формироваться в самых различных геодинамических условиях, а каждый тип месторождений формируется в очень специфических условиях (рисунок 6.2.1) и соответствует всем условиям, благоприятным для его образования.

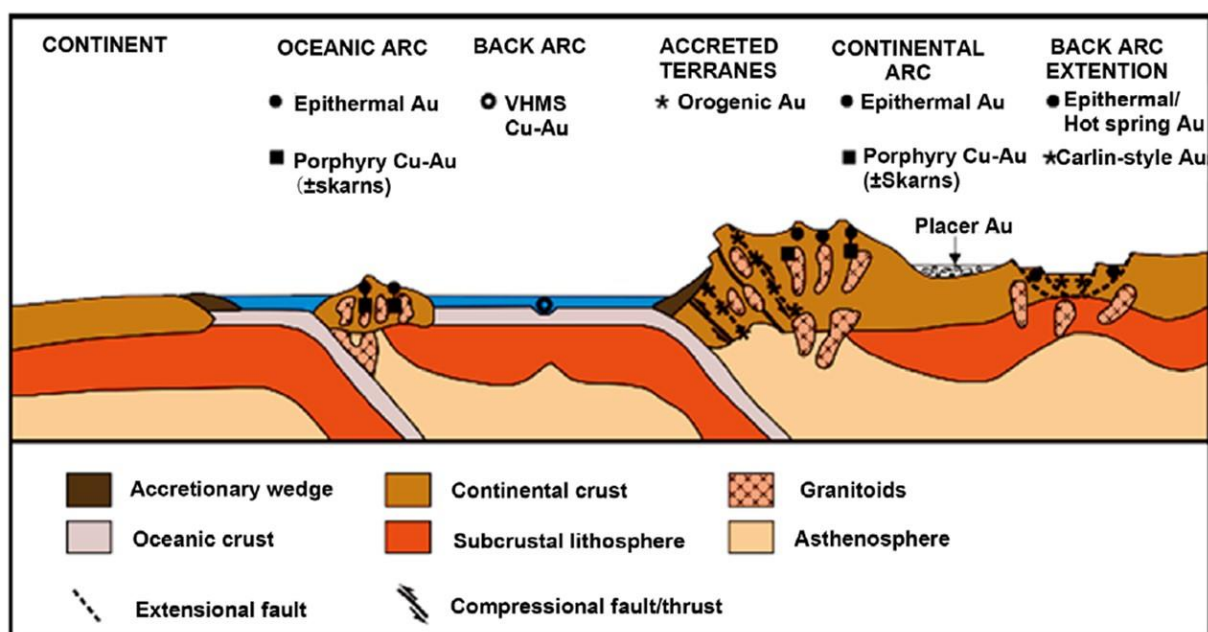


Рисунок 6.2.1.– Схематическая иллюстрация тектонической обстановки наиболее распространенных типов месторождений золота (по [464, 503, 510]).

Другими словами, месторождения золота являются своеобразными маркерами геологических событий, которые привели к их образованию. Отмечается, что среди различных контекстов, которые могут привести к образованию месторождения золота, активные окраины и, в частности, зоны субдукции, являются наиболее благоприятными, поскольку они содержат крупнейшие эпигенетические месторождения золота, которые включают: орогенные месторождения золота, порфиры и эпитермальные месторождения [500, 503, 510].

Концентрирование золота в этих условиях контролируется сочетанием нескольких геологических факторов, включая характер земной коры, а также мощность литосферной плиты. Отмечено, что крупные орогенные месторождения золота чаще всего образуются при орогенезе, связанном с субдукцией океанической литосферы (немного более богатой золотом, чем континентальная литосфера), где тонкая континентальная литосфера способствует циркуляции флюидов [500, 582].

На глубину залегания будут влиять и геодинамические процессы, контролирующие формирование оруденения. Таким образом, осадочные отложения, такие как россыпи, систематически формируются на поверхности, в то время как гидротермальные и магматические отложения могут располагаться на разных уровнях земной коры. Большинство этих месторождений залегает на глубине до 5 км, за исключением орогенных месторождений золота, которые залегают на больших глубинах (от 5 до более чем 25 км глубины). Эта разница объясняет лучшую сохранность орогенных отложений в течение геологического времени (рисунок 6.2.2).

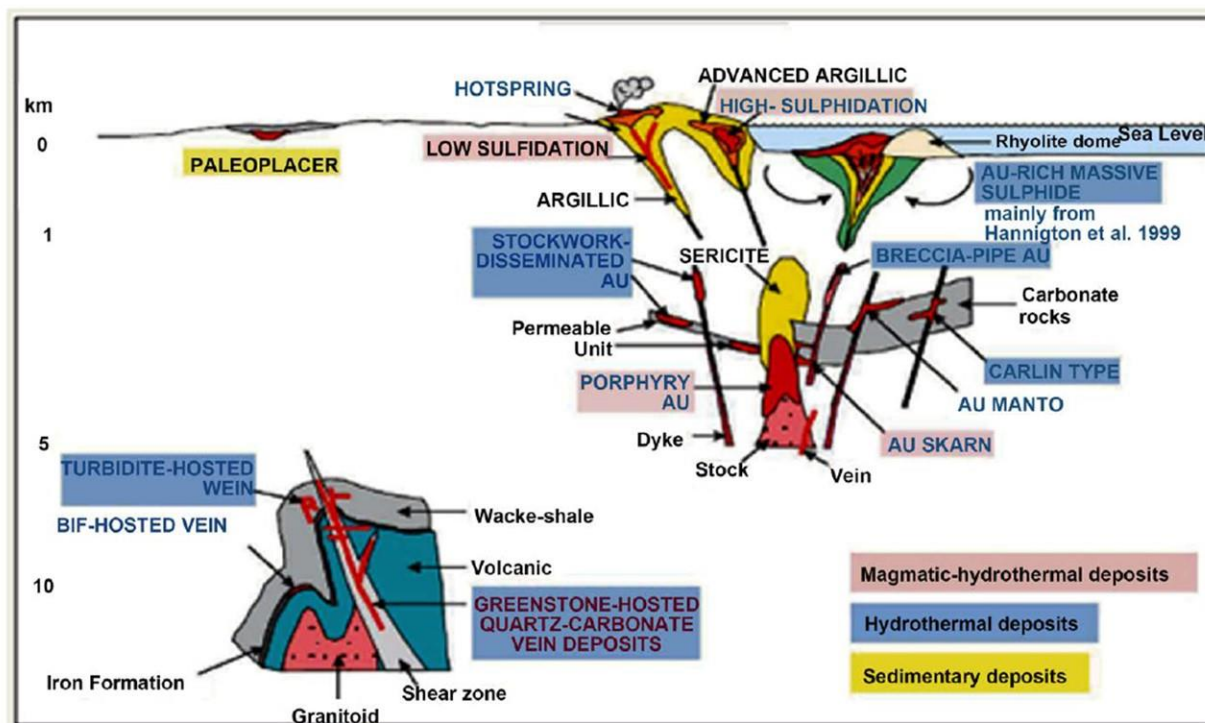


Рисунок 6.2.2.– Распределение различных типов месторождений золота в пределах сегмента земной коры (с изменениями из [496].

Крупнейшие месторождения золота (за исключением россыпей), образовавшиеся таким образом в периоды роста земной коры, являются орогенными месторождениями (рисунок 6.2.3).

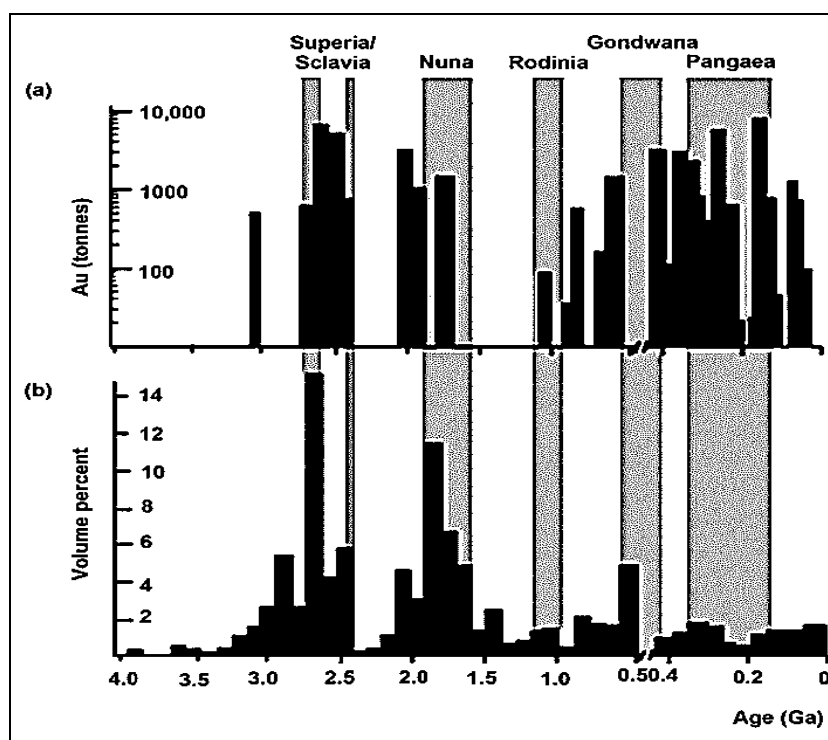


Рисунок 6.2.3.– Распределение орогенных месторождений золота (а) и эволюция роста континентальной коры в течение геологического времени (б) (с изменениями после [463, 489])
Серые полосы представляют распределение суперконтинентов по [520].

Эти периоды аккреции являются ареной вещественно-энергетического обмена между мантией и корой и сопровождаются потоками тепла, способствующими транспорту флюидов [453, 463, 500 и др.].

Дженчураевой Р.Д. и др. на основе описания золоторудных месторождений Макмал, Кумтор, Джеруй и др. предложены конкретные модели их формирования, разработанные с учетом вещественных, геологических и геодинамических параметров [134, 550].

Фан-Каратегинская субдукция подготовила субстрат для формирования золоторудных месторождений в последующих эпохах. Дженчураева Р.Д. на основе глубокого анализа заключает, что «Металлогенические эпохи, тесно связанные с геохимическими неоднородностями подкорковых оболочек, указывают на существующие мантийные геохимические аномалии в различных районах земного шара. Эти аномалии в последующем характеризуются четкой геохимической унаследованностью оруденения» [130, с.155]. Применительно к Гиссаро-Алаю можно допустить, таким образом, унаследованность золоторудной металлогении, связанной с мантийными диапирами, которые порождают флюидизированные магмы, функционирующие десятки, сотни миллионов лет.

Дженчураева Р.Д. также допускает наличие пирита осадочно-диагенетической до гидротермальной природы, как основа многостадийного концентрирования золота [130].

Развитие углеродсодержащих образований и зон сульфидизации в Гармском докембрийском блоке могут служить важным поисковым признаком на выявление золотой минерализации [133]. Особенно перспективны участки выхода вулканогенно-терригенных пород докембрия(?)-раннего палеозоя в поднадвиговых зонах Зеравшанского глубинного разлома.

В ГА развито несколько типов месторождений золота, каждый из которых отличается своими особенностями, свойствами вмещающих их пород, минерализацией, характером минерализации, связанных с оруденением (Таблица 6.2.1).

Таблица 6.2.1. – Типизация золоторудного оруденения Таджикистана по формационным и структурно-морфологическим признакам

<i>Рудная формация</i>	<i>Геолого- промышленный тип</i>	<i>Минеральный тип</i>	<i>Структурно морфологический тип</i>	<i>Структурно- тектоническая зона</i>	<i>Типовые представители</i>
Собственно золоторудные формации					
Золото - сульфидная	Золото - углеродистый	Золото	Ленто-, линзо- и штокообразные крутопадающие минерализованные зоны, реже жилы и прожилки вкрапленностью сульфидов	Зеравшан о- Гиссарская	Дуоба, Чоре
Золото скарновый	Золото- полисульфидный	Золото- арсенопирит- халькопиритовый, иногда с кубанитом борнитом, висмутином и теллуридами	Субсогласные и секущие приконтактные залежи	Зеравшан о- Гиссарская	Тарор, Мосриф, Канизак, Гиждарва, Дагоны-Дарбаза, Шинг, Бадга
Редкометалльно- золоторудная	Золото - вольфрамовый	Кварц- шеелитовый, пирротин- халькопиритовый, халькопирит- арсенопирит- пирротин- шеелитовый	Секущий, штокверковый, контактные и межформационные залежи	Зеравшан о- Гиссарская	Джилау, Чашмаикалон, Придорожное, Хирсхана, Саурсай, Даштимазор, Северное, Кудук, Научумок, Саримат, Чинорсай, Джайбулак, Рарз, Шутур-Гардан, Амшут, Новиохак, Вору, Чоргуль

<i>Рудная формация</i>	<i>Геолого- промышленный тип</i>	<i>Минеральный тип</i>	<i>Структурно морфологический тип</i>	<i>Структурно- тектоническая зона</i>	<i>Типовые представители</i>
Золото - джаспер оидный	Золото- аргиллизитовая	Золото- пиритовый, золото-пирит- киноварный, иногда с марказитом и арсенопиритом	Ленто- линзообразные секущие тела и трубо- штокверковидные и минерализованные зоны	Зеравшан о- Гиссарск ая	Чульбои, Шаршага, Паришан
	Джасперо- идно- антимонитовый	Антимонитовый, антимонит- киноварный, антимонит- флюоритовый, иногда сульфидный, золотосодержащий	Субсогласные меж- и внутриформацион- ные залежи, реже секущие жилы и жильно- вкрапленные зоны	Зеравшан о- Гиссарск ая	Кончочское, Джизжикрудское, Пиндарское (Южный участок)
	Кварц- джасперо- идный	Киноварный, иногда с антимонитом и баритом, киноварь- реальгар- ауропигментный , иногда золотосодержащий	Субсогласные меж- и внутриформацион- ные залежи, реже мелкие штокверки и мелковкрапленные зоны		Кавнок, Джизжикруд (Левобережный участок), Зархок, Каракуль, Ходжа- Кишвер, Товасанг и др.
Золото- ртутно- сурьмяная	Кварц- антимонитовый (с диккитом)	Антимонит- золоторудный, антимонит- флюорит- полисульфидный, киноварь- реальгар- ауропигментовый, иногда	Секущие жилы и системы рудных прожилков, сложные штокверкообразные зоны, подэкранные лентообразные тела,	Зеравшан о- Гиссарск ая	Маргелок, Скальное, Отдельные участки Учкадинского рудного поля, Ахмат, Ривут, рудопоявления Аргской группы,

<i>Рудная формация</i>	<i>Геолого- промышленный тип</i>	<i>Минеральный тип</i>	<i>Структурно морфологический тип</i>	<i>Структурно- тектоническая зона</i>	<i>Типовые представители</i>
		золотосодержащий	крутопадающие жильно-вкрапленные зоны, линзообразные тела		Пшодив, Кончоч, Сари-санг, Саридево, Чука-санг, Сухта Каракульское рудные поля и др.
Комплексные золотосодержащие формации					
Серебряно-золоторудная	Серебряно-золоторудная	Серебряно-золоторудная, свинцово-серебряный	Зоны прожилково-вкрапленных руд, жиллообразные и гнездообразные тела		
Медно-висмутовая	Медно-висмутовая	Медно-висмутово-серебряный, мышьяково-висмутовый	Жильно-вкрапленные и гнездообразные зоны		
Полиметалльно-свинцово-серебряная	Свинцово-цинковый	000	000		

Каждый из этих типов по-своему участвует в различных пропорциях в добыче золота в Таджикистане, при этом наиболее продуктивными являются гидротермальные и россыпные месторождения золота. Месторождения золота можно классифицировать по характеру вмещающей породы, генетической модели и минеральным ассоциациям, связанным с минерализацией. Классификация месторождений на основе процесса минерализации на три основных геологических режима формаций, а именно; магматические, гидротермальные и седиментационные (рис 3).

В настоящее время в мире золото добывается из месторождений различных промышленных типов (рисунок 6.2.4).

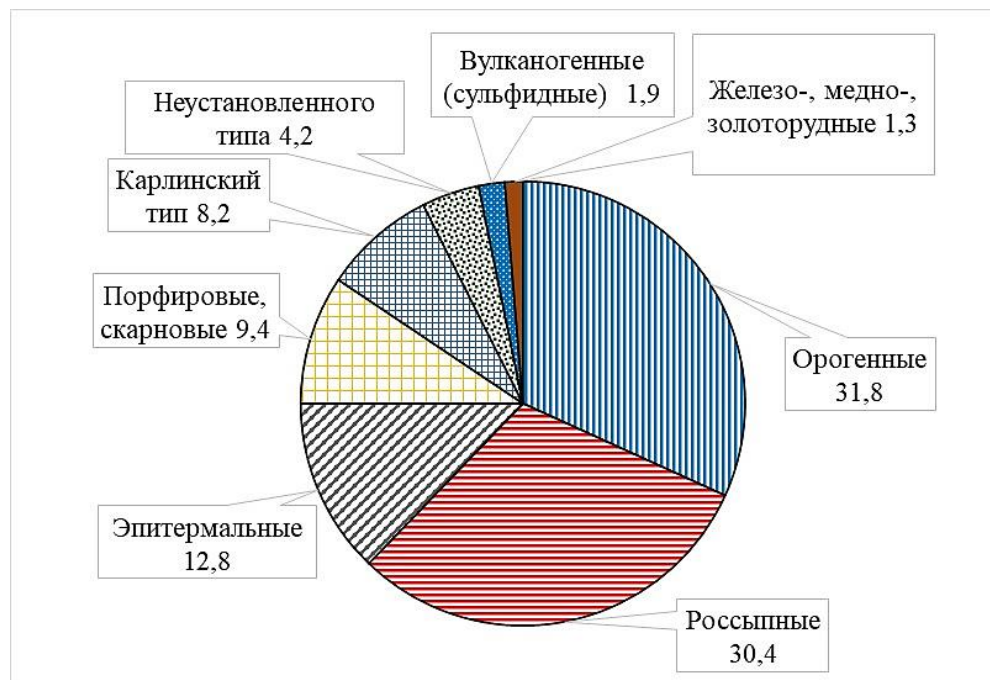


Рисунок 6.2.4.– Важнейшие промышленные типы месторождений золота в Море [505, 508, 511, 516 и др.]

Как видно из рисунка 6.2.4, орогенные месторождения золота, связанные с интрузиями, имеют главенствующую позицию в мировой добыче золота.

В Гиссаро-Алае, как было отмечено выше, широким развитием пользуются гидротермальные и скарновые месторождения, составляющие основу золотодобывающей промышленности. В Гиссаро-Алае скарны образованы при взаимодействии гидротермальных флюидов кислой магмы чинарсайского комплекса (C_{1-2}) с вмещающими осадочно-метаморфическими породами докембрийско–палеозойского (до C_2) возраста. Они приурочены к контактовой зоне Чинарсайского, Воруиского, Мосрифского, Тарорского и др. интрузивов.

В Южном Гиссаре скарновое золото-железорудное месторождение Харангонское приурочено к одноимённому интрузиву габбро-плагиогранитного состава. Оно наложено на скарновое, но по возрасту предшествует таковое Зеравшано-Гиссарской зоны.

Золотоносные скарны являются преимущественно известково-силикатными, развиты при контактовом метаморфизме, в них преобладают гранаты, пироксены, плагиоклазы [243, 310].

Золото в скарнах сопровождается также промышленными концентрациями вольфрама (Чинарсайский, Майхуринский массивы), а также меди (Тарорский), железа (Харангонский массив). Крупных, чисто скарновых месторождений золота в Гиссаро-Алае пока не выявлены.

По геодинамическим обстановкам, скарновые месторождения развиты преимущественно вокруг магматических дуг, связанных с субдукцией континентальной коры или вокруг задуговых бассейнов.

Скарны в Гиссаре-Алае образовались в результате реализации трех последовательных процессов:

- во время внедрения интрузии (C_{1-2} , C_2 , C_3-P_1) в Гиссаро-Алае вмещающие породы обезвоживаются и выделяют растворы, преобразующие окружающие известняки в мрамора.

- одновременно интрузив высвобождает магматические флюиды при высокой температуре (от 450°C и выше), что лежит в основе прогрессивного метасоматоза, сопровождающегося образованием типичных скарновых ассоциаций (пироксенов, гранатов и др.).

- при падении температуры флюидов (от 450°C до 200°C) и поступлении воды образуются гидратированные минералы (амфиболы). Также на этой стадии отлагаются самородные минералы и сульфиды.

Минералогия скарнов зависит от характера интрузии, а также от состава вмещающих пород [38, 244, 318].

В Таджикистане золото добывается в основном из коренных месторождений, доля россыпного золота не превышает треть добычи. Запасы около 140 месторождений с подсчитанными запасами превышают 400 тонн [237].

Эксплуатация коренных месторождений золота осуществляется иностранными (в основном китайскими) компаниями, среди которых крупными являются таджикско-китайское ООО «Зарафшон» (свыше 65% от общего

объема добычи), китайскими компаниями Zijin Mining и China Nonferrous Gold Limited, таджикско-канадским ООО «Апрелевка», а также государственным предприятием «Тиллои точик». Россыпные месторождения разрабатываются, в основном местными частными ООО (артель «Одина» и др.)

Преимущественное большинство месторождений золота в Гиссаро-Алае представлены орогенным типом, называемые обычно в советской литературе мезотермальными. Они Таджикистане имеют большое экономическое значение, поскольку на них приходится около свыше 65% добычи золота (рисунок 6.2.5).

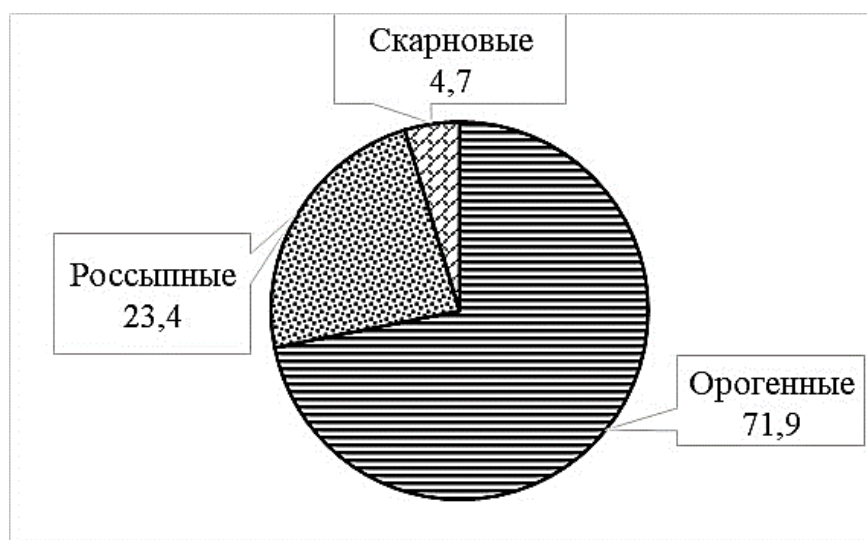


Рисунок 6.2.5.– Структура добычи золота в Таджикистане

Орогенные месторождения золота формируются на поздних этапах эволюции Гиссаро-Алае террейна, на орогенной стадии, являются син- и постметаморфическими, тесно связаны со структурно-термальными процессами. Эти месторождения залегают в метаморфизованных породах, чаще всего зеленосланцевой фации (O-S, по некоторым данным – PR₃-Rf) при которой флюиды, выделяемые породами при дегидратации, связанной с прогрессирующим метаморфизмом, образуют гидротермальные системы [504, 505, 506, 514, 515]. Эти флюиды имеют водно-углекислый состав низкой солености [243], что является типичной для орогенных месторождений [530, 532]. Считается, что отложение золота, вероятнее всего, связано как с этими метаморфическими флюидами, так и выщелачиванием пород, через которые

они циркулируют [503, 509, 532 и др.]. Золотоносные флюиды транспортируются через ослабленные зоны, где происходило, возможно, и взаимодействие флюидов с вмещающими породами [512]. Отложение руды происходит при разложении золотосодержащих сульфидных комплексов, охлаждении гидротермальных флюидов, изменении окислительно-восстановительных условий и pH [529].

Золотоносная минерализация в орогенных месторождениях развита в виде прожилков, связанных со структурами второго и более высокого порядка. Она представлена кварцем, сульфидами (преимущественно пиритом, арсенопиритом) и карбонатными минералами.

Орогенные месторождения золота формируются на глубинах до 25 км и более. Они развиты преимущественно среди фанерозойских комплексов.

Вышеперечисленные условия и среда формирования орогенных месторождений золота создаются, обычно в зонах субдукции.

В Гиссаро-Алае субдукция имело место на разных стадиях его развития. Наиболее ранняя, выявленная, субдукция в раннем палеозое привела к образованию Фан-Каратегинского метаморфического пояса - субдукционно-аккреционного сооружения – ансамбля из трех тектоно-стратиграфических комплексов O_3-S_1 [582]. Субдукция океанической коры под докембрийский кратон сначала сопровождался образованием островной дуги, далее по мере усиления скорости субдукции произошла коллизия типа симаунт–дуга, приводившая к эксгумации зелено- и голубосланцевых сланцев. Дальнейшая субдукция вызвала амальгамацию и образование субдукционно-аккреционного комплекса, который в PZ_3 превратился в постколлизийное сооружение.

Флюидные растворы, высвобождаемые из погружающейся плиты и осадков или из гидратированного мантийного клина, перемещаются вверх по падению вдоль границы между плитой и аккреционным клином или основанием литосферы. Золоторудные флюиды под избыточным давлением пересекают зоны разломов земной коры и поступают вверх где флюиды образуют рудные концентрации в благоприятных структурах, чаще всего в расслабленных сводах антиклиналей второго и более высокого порядков.

Образованные таким путем рудные скопления в дальнейшем, на аккреционно-коллизионной стадии подвергаются деформации и переструктурированию.

Орогенные месторождения формировались подобным образом также и в аккреционных и коллизионных орогенных поясах.

Относительно такой схемы могут быть много дискуссии, ибо генезис в целом, источники золота и сопутствующих элементов, флюидов, пути их миграции, механизмы отложения и пространственно-временная связь с региональными структурами и метаморфизмом, в литературе интенсивно и постоянно дискутируются. Однако практически все исследователи сходятся в мнении о том, что орогенные месторождения золота образовались из метаморфических флюидов либо в результате метаморфизма внутрибассейновых толщ пород, либо - дегазации субдукцирующего осадочного клина при переходе от режима сжатия к транспрессии (сдвиг+сжатие), реже к транстенсиональному (сдвиг+растяжение) режиму напряжения, предшествующим орогенному коллапсу [503, 516, 531].

В Гиссаро-Алае месторождения золота развиты преимущественно среди или в связи с вулканогенно-метаморфизованными комплексами докембрия(?)— раннего палеозоя, чаще всего в структурах второго порядка, примыкающих к глубинным разломам взбросо-надвигового характера (Зеравшанский и Северогиссарский), представляющих собой рудоподводящие каналы, и маркирующихся субшироко развитыми поясами лампрофировых даек [32, 170, 176, 354 и др.]. Лампрофировые дайки развиты в южном, аллохтонном блоке Зеравшано-Гиссарского глубинного разлома. Между лампрофирами и золоторудной минерализацией прямой генетической связи нет, однако они определенным образом указывают на существование условий, благоприятных для локализации золота

На примере Пакрутского, Кумского, Манорского, Чоринского и др. месторождений нами установлено, что золоторудная минерализация приурочена к участкам поперечных разломов, развитым в сводовой части антиклиналей, где изгибаются сравнительно жесткие породы — вулканиты

разской (барзангинской) свиты O_3-S_1 , серии даек среднего и кислого состава и вмещающих, более пластичных карбонатных, сланцевых и глинисто-песчаных пород верхнего ордовика – среднего карбона.

Другая закономерность развития золоторудного оруденения Гиссаро-Алае – это его локализация в шарнирах антиклинальных складок (с присводовыми углами $30-40^\circ$) хрупко-пластичной деформации горных пород.

В геоструктурных зонах Гиссаро-Алае, где массово развит интрузивный магматизм, предшествующий золотой рудогенез, как видно из геологических карт массивов, границы между жесткими гранитными телами и более пластичными толщами зеленокаменного метаморфизма, создают условия гетерогенного напряжения и неоднородной деформации. В связи с этим, контакты между гранитными интрузиями и вулканогенно-осадочными толщами являются благоприятными участками движения флюидов и локализации золотоносной минерализации. Золоторудные месторождения Гиссаро-Алая преимущественно залегают в деформированных вулканогенно-осадочных толщах, в участках, примыкающих к гранитным интрузиям или в протяженных зонах дробления. Эта, третья важная закономерность размещения золоторудной минерализации в Гиссаро-Алае, характерна для многих золотоносных провинций Мира разного металлогенического таксона [470, 496, 508, 511, 531 и др.].

Формирование месторождений золота в Гиссаро-Алае связано с тектоническим режимом развития региона. В разрезе Палеотуркестанского океана и его эволюции их формирование определяется геодинамическими обстановками.

Сочетание геологической среды, характера оруденения и гидротермальных изменений уникально почти для каждого типа месторождений. Считается, что различные типы отложений сформировались в различных геологических средах в широком диапазоне глубин земной коры.

Наиболее благоприятной геологической обстановкой для генерации золотых руд является супракрустальный¹ комплекс, представленный осадочными, метаморфическими и вулканическими образованиями. Из осадочно-метаморфических комплексов более подходящими служат терригенные и сланцевые, иногда мелководные карбонаты, песчаники и сланцы краевых бассейнов, внутрикратонных бассейнов и пассивной континентальной окраины (миогеоклинов). Такие условия обычно характерны континентальным вулканическим дугам и океаническим островным дугам (см. рисунок с разрезом двойной субдукции Гиссарского и Туркестанского морей).

Форма золоторудных тел в основном жильная, секущая. Характер минерализации - прожилковая, штокверковая, брекчиевая, вкрапленная,

На примере Гиссаро-Алае очевидно разнообразие условий образований месторождений золота. Различны также сопутствующее геохимическое разнообразие, что, по-видимому, в такой же степени зависит как от состава вмещающих пород, как и от природы гидротермальных флюидов. Можно выделить несколько сочетаний геохимических ассоциаций элементов, которые могут быть использованы как индикаторные для диагностики золоторудных месторождений (Таблица 6.2.2).

Таблица 6.2.2. –Геохимические ассоциации элементов в месторождениях золота и вмещающих их породах

Ассоциация элементов	Пример	Характеристика вмещающей среды
Cu-Pb-Zn	Абди (ЮГ), Тарор (ЗГ)	Вулканогенная
As-Sb-Hg	Пиндар, Чулбои, Валанги Дароз (ЗГ)	Осадочно-метаморфическая
Bi-Te-W	Майхура	Интрузивная
Fe-Au	Харангон (ЮГ)	Интрузивная (скарновая)

¹ Супракрустальный – регионально-метаморфический комплекс пород поверхностного (корового) исходного вулканогенного, хемогенного и осадочного генезиса.

Сочетание кварца с золотом часто дает основание для предположения об их одновременной кристаллизации из одного раствора. Однако, жидкость, чтобы растворить кварц, должна иметь щелочную среду, а для растворения металла (золота) - кислотную. Но, парадокс заключается в том, что эти две реакции не могут быть одновременными, ибо при таком реальном их сочетании образовались бы нейтральные соли (типа морских солей), которые неспособны воздействовать на металлы вообще, на золото в частности.

Сильная кислота могла бы растворить металл, но не на кварц, а сильная щелочь могла бы воздействовать только на кварц, а не на металл. Следовательно, синхронное образование кварца и золота очень маловероятны, золото-кварцевая жила не может быть моногенной.

Некоторые предполагают, что золото, вероятно, поступало через трещины в кварцевых жилах, однако системы трещин и система каналов, по которым вероятно поступал золотоносный раствор разные [516].

На геохимию золота в гидротермальном процессе влияют разные факторы: источник переноса растворов, источник металла, механизмы транспортировки и механизмы рудоотложения. Растворы могут иметь магматический или другой источник: морская вода, связанная вода, метеорная вода или вода, образовавшаяся во время метаморфизма. Там, где растворы имеют немагматический источник, золото должно быть получено из водоносного горизонта или других пород, через которые мигрируют растворы. Ни один тип горных пород не является благоприятным источником золота с точки зрения его изобилия. Вместо этого пригодность породы в качестве источника золота будет определяться ее проницаемостью, доступностью золота для транспортирующих растворов и химическим составом растворов.

Золото может транспортироваться в водных растворах в виде различных комплексов; однако формы золотого хлорида или бисульфида наиболее вероятны в гидротермальных системах, в зависимости от температуры и состава раствора. В большинстве месторождений, образовавшихся при температуре от 200 до 300 °C, золото лучше всего транспортируется в виде бисульфидного комплекса; однако при более высоких температурах,

характерных для магматических систем, золото транспортируется в виде хлоридного комплекса. На возможность существования тιοарсенидного комплекса золота и тιοарсенидных соединений на основе повсеместной ассоциации золота и мышьяка в первичных гидротермальных месторождениях указывал Romberger S.B. [565].

Магматическая вода может играть важную роль в переносе золота, но в последние годы в образовании золотоносных жил большое внимание уделяется водам, выделяющимся при метаморфизме. С появлением новых технологий широко изучаются флюидные включения в рудных и нерудных минералах, однако они обычно несоразмерно малы для непосредственного изучения или, что вполне реально – могут отразить наложенные процессы. Тут важно знать, что эти флюидные включения представляют собой рудообразующие (минералообразующие), а не обязательно рудонесущие (минералотранспортирующие) растворы.

Диапазон температур, определенный для гидротермальных месторождений золота, составляет 100-400°C, чаще всего между 200 и 300°C.

Другая проблема заключается в источнике золота. Вмещающие породы могут служить источниками золота, что показано на примере многих регионов Мира.

Итак, наблюдается вынос золота во вмещающих измененных метаморфизованных интрузивных основных породах золоторудного месторождения Монитоба в Канаде [592], измененных докембрийских метаморфических породах районе месторождения Джеймстаун в Колорадо [500], измененных метаморфизованных ультраосновных и основных породах месторождения в Вайоминге (США) [534], вмещающих породах ряда канадских месторождений золота [529].

В то же время в первичных, неизмененных типах перечисленных пород, наблюдается высокое по сравнению с кларком, содержания золота [504, 514, 565 и др.].

Данные о содержании золота в различных типах метаморфических и осадочных пород показывают, что в кварц-полевошпатовых террейнах

наблюдается уменьшение содержания золота с увеличением степени метаморфизма. Вероятно, это связано с удалением золота в виде твердого раствора и по границам зерен при перекристаллизации.

Экспериментально выявлено, что золото растворимо в различных растворах хлоридов при повышенных температурах, в кислых системах золото транспортируется в виде хлоридного комплекса, а отложение происходит в результате восстановления и (или) нейтрализации. В восстановленных сульфидных растворах золото транспортируется в виде бисульфидного комплекса, и осаждение происходит путем окисления.

Helgeson H. и Garrels R. [521] оценили растворимость золота в виде хлоридных комплексов и пришли к выводу, что эти частицы играют важную роль в формировании гидротермальных месторождений, дополнив ранее экспериментально доказанную растворимость золота в растворах хлоридов при $t=+300...500^{\circ}\text{C}$. Был сделан вывод о том, что золото переносится в виде незаряженного хлоридного комплекса золота при высоких температурах, но ионные или сульфидные комплексы могут преобладать при более низких температурах. В тоже время перенос золота в виде различных водных сульфидов был подтвержден [591, 594].

Таким образом, можно моделировать различные процессы, включающие вероятные естественные процессы и в то же время согласуются с фундаментальными принципами равновесия раствор-минерал. Однако при применении этих моделей необходимо соблюдать осторожность, чтобы принципы равновесия соответствовали парагенетическим отношениям, а также необходимо признать, что рудоотложение представляет собой продукты множества наложенных событий.

Наконец, гидрологическая среда очень важна для контроля исходных материнских пород, затронутых вмещающих руд и кинетики реакций, ответственных за отложение руды.

Таким образом, приведенные данные о важнейших и характерных закономерностях размещения и формирования золоторудного оруденения

Гиссаро-Алае свидетельствуют о его большом потенциале, составляющем основу золотодобывающей промышленности Таджикистана.

Трудно решить проблемы происхождения источников металлов, причин и факторов дифференциации элементов на пути их движения от первоисточников к рудным месторождениям только жонглируя содержаниями элементов, кларками и тому подобными инструментами старозаветной геохимии.

Модель корового метаморфизма для флюидов и источников металлов хорошо согласуется с геологическими, геохронологическими и геохимическими данными, хотя метаморфизм регионального масштаба, который высвобождает эти компоненты в основные зоны разломов, может быть связан со многими процессами вдоль активных континентальных окраин.

Они могут включать утолщение земной коры и радиогенный нагрев, откат плиты и нагрев во время растяжения земной коры или субдукцию спредингового хребта, нагревающего основание аккреционной призмы.

Геохимически наиболее устойчивые аномалии характеризуются повышенным содержанием Ag, As, Au, B, Bi, Sb, Te и W. Многие из этих элементов, в том числе As и Sb, отражают флюид с преобладанием сульфидных комплексов и низкой соленостью.

Современные модели орогенного золоторудных месторождений вводят новые коррективы в существующие. Так, при оценке моделей магматических гидротермальных флюидов основным и широким ограничением является то, что, исходя из многих золоторудных провинций, время золотого оруденения по сравнению с гранитной интрузией чрезвычайно изменчиво.

Составы гранитов в разных провинциях орогенных месторождений золота сильно различаются. Многие интрузии кислого состава предшествовали отложениям золота и служили исключительно в качестве подходящих физических ловушек для образования жил.

Крупнейшее в мире орогенное месторождение золота Мурунтау образовано из гранита, расположенного на глубине 3-4 км. В качестве подтверждающих доказательств был заявлен контактный метаморфизм/магматизм того же возраста, что и месторождение золота, и руды

с аномальными содержаниями мышьяка, висмута, калия, молибдена, серы, сурьмы и вольфрама.

Идея о том, что осадочные породы, особенно углеродистые и сульфидные аргиллитовые или сланцеватые толщи, были важными источниками золотоносных флюидов, распространена в литературе. Например, осадочный пирит в терригенных породах Мегума (Новая Шотландия, Канада), считается вероятным источником золота в орогенных золотых месторождениях, а углеродистые метаосадочные породы с сингенетическим пиритом также относятся к источникам для образования крупных месторождений золота в метаосадочных породах и метавулканитах [521, 542, 549 и др.].

Некоторые исследователи принимают метаморфическую модель без допущения роли метаосадочных пород, считая, что решающую роль в рудогенезе играют метаморфические фазовые изменения [400, 509].

Исследователи фанерозойских орогенных золоторудных провинций утверждают, что вулканические породы являются источником металла, например, золоторудные месторождения Викторианской провинции по [463, 500] представляют собой коровые кембрийские вулканические породы. Beirlein F.P. и др. считают, что золотоносные океанические вулканические породы служат субстратом формирования гигантских орогенных месторождений золота, когда большие объемы CO_2 в рудных флюидах поступают из серпентинизированных ультрабазитов и богатых карбонатами базитов [464].

При этом есть факты, свидетельствующие о том, что не всегда высокая золотоносность может реализоваться в виде месторождения, как например, metabasalts в сланцах Отаго на Южном острове Новой Зеландии [463].

Роль метаморфизма в генезисе месторождений золота неоспорима. Так, метаморфизм, вызванный утолщением коры на фоне субдукции и контактового преобразования, вызванного внедрением магм, может послужить благоприятным сочетанием для формирования золоторудного оруденения [503, 506, 508].

Движение жидкости вверх от дегазации погружающейся плиты является хорошо известным процессом в преддуговых областях (рисунок 6.2.6).

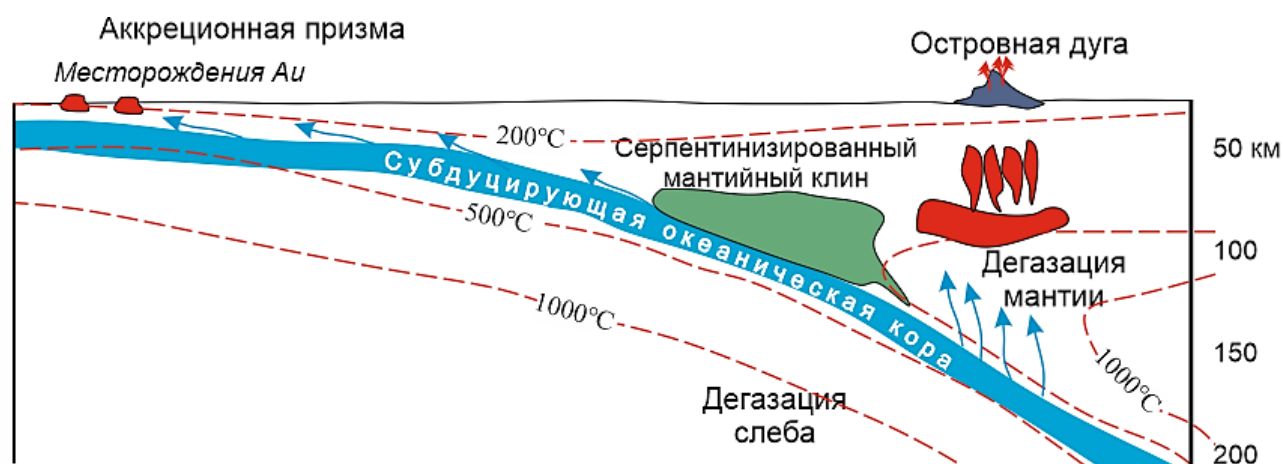


Рисунок 6.2.6.— Схематическая модель образования золоторудных месторождений. Упрощена (по [504]).

Напротив, когда в дуговых областях достигаются более высокие температуры, любая подвижная флюидная фаза вызывает плавление. Большие объемы флюидов могут перемещаться вверх по границам плит-мантии [560, 583], в конечном итоге попадая в зоны разломов на более мелких уровнях вблизи основания земной коры и впоследствии формируя месторождения золота, как было предложено для Отаго и в других источниках [565].

Goldfarb R. и Santosh M. исследуя потенциал подкоровых рудообразующих флюидов для формирования золоторудного месторождения Цзяодунг (Jiaodong) в Китае, пришли к выводу что при прогрессивном метаморфизме океанической коры (и из серпентинизированной мантии) могут выделяться флюиды с высокими концентрациями золота и серы, что служат субстратом и механизмом рудообразования [507] (рисунок 6.2.7). Китайский пример в целом подтверждает вышеизложенную закономерность.

На примере Гиссаро-Алая подтверждается пространственно-генетическая связь золотого рудогенеза с ассоциациями «зеленых сланцев», с преобладанием метавулканических пород. По мнению некоторых исследователей это отражает влияние плюмовой активности на эволюцию метаморфических комплексов в коре [504, 510, 519, 532 и др.]. Эта идея, на наш взгляд, несколько дискуссионная, и в Гиссаро-Алае пока трудно выявить такую связь.

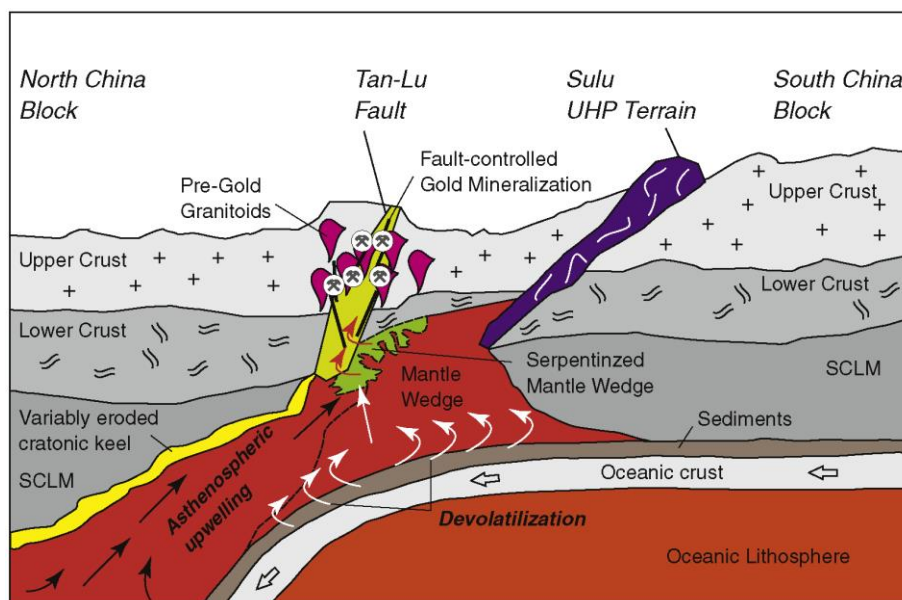


Рисунок 6.2.7.- Схема образования золота в метаморфических породах с подкорovým флюидом и источником металла (по [507]).

Модель супракrustального метаморфизма требует, чтобы материнские породы варьировались от основных вулканических пород до осадочных пород от докембрия до фанерозоя, чтобы золотоносный метаморфический флюид, образовавшийся в РТ-условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, был вытеснен на более высокие уровни земной коры и привел к минерализации в породах, которые были метаморфизировались в одном и том же событии, и что был возможен значительный латеральный поток такого флюида к разломам в масштабе земной коры.

С точки зрения разведочной значимости модель подтверждает повсеместное распространение в палеосубдукционных обстановках всех геологических возрастов. В нем подчеркивается важность систем разломов и зон сдвига литосферы, которые могут отбирать флюиды из Мохо и ниже. Он также делает упор на изучение зеленосланцевых фаций, открывая новые возможности в менее изученных амфиболитовых фациях. Фактически, некоторые из более поздних открытий орогенного золота были сделаны в амфиболитовых террейнах Западной Австралии (например, Tropicana: например, [592] и Квебеке, Канада (например, Eleonore: [516]. Аномальные

месторождения и варианты модели еще раз подчеркивают [508] потенциальную важность зон метаморфических комплексов, которые маркируют аномальные высокотемпературные тектонические среды для размещения аномальных месторождений золота, включая месторождения карлинского типа в Китае [506].

Пространственная (и агенетическая) связь золоторудной минерализации с метаморфическими комплексами зеленокаменной фации явно прослеживается и на узбекистанском продолжении структур Южного Тянь-Шаня. Так, в недавно представленной PhD-диссертации Косбергенова К.М. показана четкое совпадение ареала развития золотого оруденения и метаморфической фации (рисунок 6.2.8).

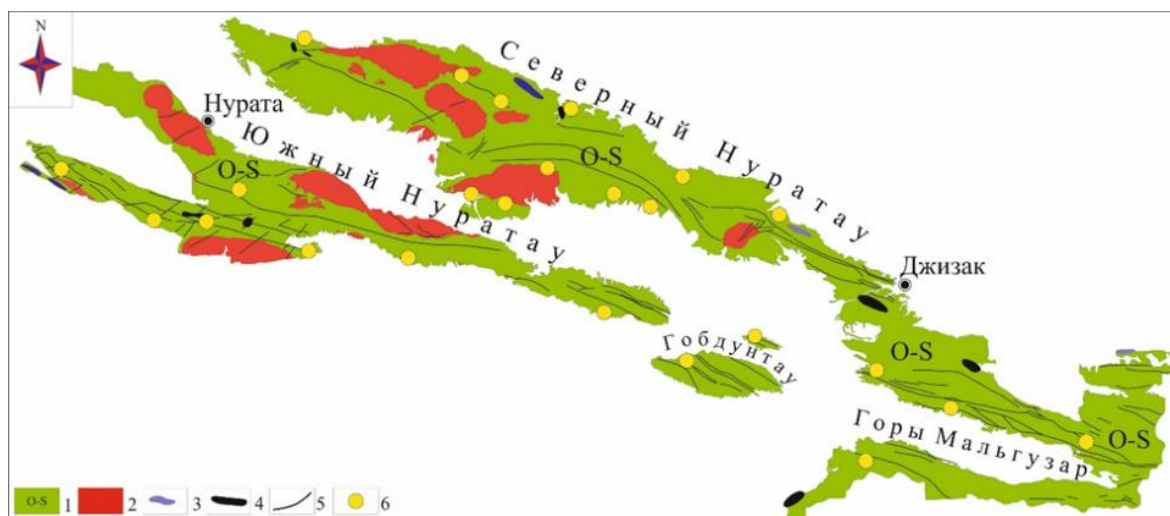


Рисунок 6.2.8.— Схема развития мальгузарского метаморфического вулканогенно- терригенного комплекса (O-S) и золоторудной минерализации (по [192])

1 – мальгузарский комплекс (O-S), 2 – гранитоиды C_3-P_1 , 3 – серпентиниты, 4 – гранитоиды, 5 – разрывные нарушения, 6 – проявления золота

6.3. Потенциал рудоносности РМС геоструктурных зон Гиссаро-Алая и условия его реализации

Традиционно считается, что Гиссаро-Алай относится к Тянь-Шаньской металлогенической провинции – части Урало-Тянь-Шаньского металлогенического пояса, образуя Южно-Тянь-Шаньскую металлогеническую область [32, 36, 48, 97, 163]. Южно-Тянь-Шаньская металлогеническая область включает три крупных металлогенические зоны: Туркестано-Алайскую, Зеравшано-Гиссарскую и Южно-Гиссарскую.

Туркестано-Алайская металлогеническая зона в пределах Таджикистана занимает небольшую часть северного склона Туркестанского хребта. Зона как северная часть Гиссаро-Алая сложена, в основном, ниже- и среднепалеозойскими терригенными и карбонатными формациями и прорывающими их позднепалеозойскими коллизионными гранитоидными интрузивами и постколлизионными щелочными массивами. Гранитоиды преимущественно I-типа, гранитоиды S-типа проявлены незначительно. Щелочные и нефелиновые сиениты средне-позднепермского возраста слагают полифазные массивы. Для Туркестано-Алайской металлогенической зоны профилирующими металлами является Au, Hg, Sn, W, Ta, а также халькофильные элементы. Проявления золота обычно располагаются в песчано-сланцевых отложениях O-S и PZ₃, сопровождающиеся их окварцеванием и сульфидизацией. Для зоны характерна тесная пространственная ассоциация золоторудных зон с ртутными [244]. Также для восточной части зоны свойственны скарново-сульфидные с золотом рудные формации. Наиболее значимые рудные объекты Туркестано-Алайской металлогенической зоны – скарново-вольфрамовые с Sn месторождения в соседнем Кыргызстане (Меликсу, Бешарча и др.), приуроченные к контактовой зоне известняков с калиевыми гранодиоритами-гранитами [146].

Редкометалльное оруденение Ta-Nb и пегматито-редкометалльной (Sn, Nb, Ta) формаций генетически и пространственно тесно связаны с редкометалльными плюмазовыми лейкогранитами S-типа гранитный массив Тро-Самгиён в осевой части Туркестанского хребта.

Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона является ведущей, имеет золото-редкометалльный профиль и составляет основу горнорудной промышленности Таджикистана. Профилирующими для зоны являются оруденения Sb, Hg, Au, As, Sn, W, Ag. Гранитоиды зоны в основном относятся к двум генетическим типам: I и S типы. Также незначительно развиты щелочные граниты (Пушневатский и Наукрумские комплексы) обычно относящиеся к гранитам А-типа. В отличие от других структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня здесь развита фонолит-нефелин-сиенитовая вулканоплутоническая ассоциации рифтогенной стадии.

Разновозрастные и разнотипные рудные формации зоны формировались в герцинскую металлогеническую эпоху. Зеравшано-Гиссарский золото-редкометалльный пояс включает золоторудные месторождения Джилау, Тарор, Мосриф, Чоре, Восточный Дуоба, Верхний Кумарг, генетически связанные с аккреционно-коллизионными гранитоидами C_{2-3} , Полиформационное Джилауское золото-вольфрамовое скарново-штокверковое месторождение локализовано в приконтактной зоне Чинарсайского гранитоидного интрузива. В восточной части зоны золоторудная минерализация малосульфидной кварцевой формации (Пакрут, Руфигарм, Ягноб, Анзоб, Гориф и др.) развита в ареале зеленосланцевых толщ, датируемых с Rf до S_1 . Возраст месторождений золота - позднепалеозойский (300-280 млн лет) [112, 243]. Есть мнение о метаморфогенном генезисе этих месторождений [279, 280]. Поэтому представляет интерес анализ вероятной роли зеленосланцевых толщ.

В Зеравшано-Гиссарской зоне широким развитием пользуется метавулканит-метатерригенный комплекс, слагающий Барзанги-Шумкарскую зону смятия [97] и охватывающий широкий возрастной диапазон Rf–PZ₁. Породам комплекса характерно повышенное содержание золота [309, 423]. Установлено, что под воздействием зеленосланцевого регионального метаморфизма происходит мобилизация и переконцентрация золота [309]. Нами

было выявлено, что при становлении гранитоидных комплексов происходит перераспределение золота и вынос элемента за пределами поля.

Аналогичные процессы, происходящие при субдукции и формировании энсиматических дуг, где концентрация золота увеличивается в 15-20 раз установлены в крайней западной (узбекистанской) части Гиссаро-Алая, где ось покровно-складчатого сооружения ундулирует [24, 342]. На примере продолжения зеленосланцевого пояса на территории Узбекистана было выявлено, что формирование гигантских золоторудных месторождений связано с коллизией обдуцированной золотоносной океанической коры на континентальный склон Таджикского микроконтинента, из которой при термальном воздействии субдукционно-коллизионных гранитоидов (C_3-P_1) происходила мобилизация золота. Транспортирующую роль при этом играл кремнезем (кварц) [200]. Неразрывная и закономерная связь золоторудного оруденения с различными геодинамическими обстановками на территории Кыргызстана установлена Дженчураевой Р.Д. и др. [101, 108, 134, 550 и др.].

Романовская М.А. с коллегами показала, что палеозойский Тургорский гранитный массив в Южном Урале, сформировавшийся при высоких РТ-условиях, образуя на контакте с углеродистыми отложениями интенсивный метаморфизм, вызывает вынос золота из вмещающих пород и его переотложение в виде золото-кварцевой минерализации [378].

С гранитоидами C_{2-3} Зеравшано-Гиссарской геоструктурной зоны генетически и парагенетически тесно связаны скарново-сульфидные золото-вольфрамовые (Джилау, Мосриф и др.) и касситерит-турмалиновой формации, вольфрамовое, оловянно-вольфрамовое и золото-вольфрамовое скарнового типов (Мушистон, Кумарх, Тагобикуль, Рама, Пиндар) месторождения. На Тагобикуль-Кумархском рудном поле оловянное оруденение локализуется в кварц-турмалиновых жилах, развитых среди гранитоидов и в измененных кристаллических сланцах. Руды – кварц-турмалин-касситеритовые с сульфидами.

В Зеравшано-Гиссарской зоне важный промышленный интерес имеет сурьмяно-ртутный пояс (известны свыше 100 месторождений и рудопроявлений), в пределах которого выделяют Магиан-Каракульскую и Пасруд-Ягнобскую рудные зоны [33]. К Пасруд-Ягнобской зоне приурочено крупное в Азии ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут, а также сурьмяные месторождения Пиндар и Учкадо. К Магиан-Каракульской – ртутные и сурьмяные месторождения Шинг-Магианской группы и комплексные ртутные месторождения Кончоч, Скальное, Чульбаи, Иджам, Валанги Дароз и др. Самым крупным является Джижикрутское ртутно-сурьмяное месторождение, а также Кончоч, Скальное, Туркпариды и др. В меньших масштабах в зоне развиты серебряные и серебро-полиметаллические месторождения (Симич, Мирхант, Нижний Кштудак).

Южно-Гиссарская металлогеническая зона соответствует одноименной геоструктурной зоне. Зона отмечается широким развитием карбоново-пермских гранитоидов, представленный крупнейшим в регионе Гиссарским полихронным батолитом. Металлогенический облик Южно-гиссарской зоны определяют месторождения и рудопроявления железа, вольфрама, олова, полиметаллов и флюоритовое оруденение. С островодужным толеитовым магматизмом связаны медно-колчеданные месторождения, с габбро-плагиогранитами ранне-среднекаменноугольного возраста генетически связаны скарново-магнетитовые месторождения скарново-магнезиальной рудной формации. С средне-позднекаменноугольной габбро-гранитоидной серией (гиссарской комплекс) также связаны известковые с магнетитом и сульфидами, в т.ч. золота и вольфрам (группа месторождений рудного поля Кафандар). С магнезиальными скарнами, связанными с этими гранитоидами парагенетически связана скарново-шеелит-касситеритовое месторождение Майхура. Не трудно заметить, что, по всей вероятности, оловянная минерализация на месторождениях связаны с грейзеновой стадией постмагматического рудообразования. А последняя,

видимо, генетически связана с пермскими гранитами южноварзобского комплекса.

Пегматитовые грейзеновые и гидротермальные рудные минерализации Sn, W, Be, а также флюорита с галенитом имеют также тесную генетическую и пространственную связь с коллизионными гранитами южноварзобского комплекса раннепермского возраста – в пределах типоморфного Южноварзобского гранитного интрузива и его саттеллитов.

Как было отмечено выше, основной металлогенической особенностью Гиссаро-Алая широкое развитие золоторудных формаций. На базе золоторудных месторождений региона третий десяток лет действует Таджикский золоторудный комбинат, аффинирующий в год свыше двух тонн металла. Для дальнейшего расширения базы золоторудной промышленности важное прикладное значение имеют среди золоторудные РМС. Для раскрытия механизмов связи и разработки геолого-петрогеохимической модели РМС нами была изучена Чинарсайская золоторудная латиандезитовая РМС.

Одним из перспективных рудных районов Гиссаро-Алая является его западная часть, где развита Чинарсайская золоторудная латиандезитовая РМС, объединяющий Чинарсайский гранитоидный массив и сопутствующее золото-редкометалльное оруденение (Au, Ag, W, Bi). Рудно-магматическая система развита в пределах Зеравшано-Гиссарской геоструктурной зоны. Чинарсайский интрузив залегает среди разнообразных по составу и возрасту осадочно-метаморфических толщ палеозоя (рисунок 6.3.1).

Анализ поведения извести и щелочей с ростом кремнекислотности пород и распределения составов по шкале SiO_2 показывает незавершенность серии: рост калиевоности пород происходит в конце восходящей эволюции гранитоидного магматизма, содержание натрия в этом направлении не испытывает заметного изменения. Особо следует обратить внимание на редкость постоянного и весьма выдержанного отношения $(\text{Ca}+\text{Na})/4\text{Al}$, которое колеблется в пределах 0,19...0,24 и характерную низкую степень окисления пород

$f_o = \text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}^{\text{II}} = 0,09 \dots 0,27$ против таковой в стандартах Р.Дели, где она значительно выше $-0,37 \dots 0,56$.

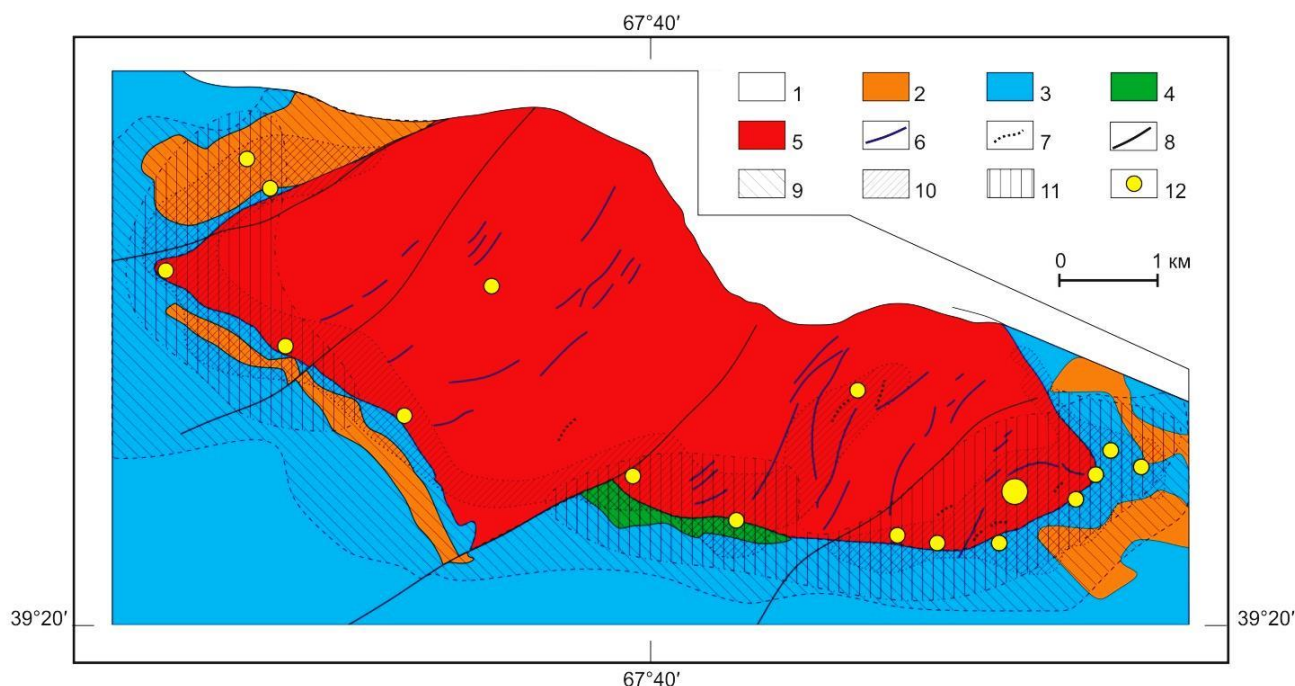


Рисунок 6.3.1.– Геологическая карта Чинарсайского массива

1–4 – СВК: 1 – континентальный молассовый N_2-Q , 2 – кремнисто-карбонатно-терригенный D_2-C_2 , 3 – компенсированный карбонатный континентального склона $S-D_1$, 4 – островодужный вулканогенно-терригенный $PZ_1(O_3-S_1)$; 5–6 – Латиандезитовые гранитоиды: 5 – кварцевые монцодиориты, гранодиориты, 6 – дайки средне-кислого составов; 7 – Кварцевые жилы; 8 – Разрывные нарушения; 9 – Видимый и скрытый ареалы западной части Барзанги-Шумкарской зоны смятия (метатерригенные породы, метавулканиты); 10 – Зоны гидротермально-метасоматического изменения (скарнирования, окварцевания, ороговикования, альбитизации); 11 – Перспективные на золотое оруденение кварцево-сульфидной формации площади; 12 – Золоторудные проявления (большой кружок – разрабатываемое Джилауское штокверковое месторождение).

Гранитоиды характеризуются повышенным, по сравнению с эталонными составами, содержанием закисного железа и калия и пониженным - окисного железа, кальция, марганца, натрия и конституционной воды. Сравнение геохимии пород относительно гранитоидов известных геохимических типов других регионов показывает, что по содержанию Na, Pb, Zn, Mo, Ni, высокому

значению Ba, а также величинам редкоэлементного индекса $F (Li+Rb)/(Ba+Sr)$ и отношений Ni/Co , K/Rb они сходны с гранитоидами латитового подтипа андезитового петрогеохимического типа, а по уровню содержания K, Li, Be, Ni, Co очень близки к гранитоидам известково-щелочного подтипа этого ряда. Промежуточное положение монцонитоидных гранитоидов подчеркивается данными по B, Na, Sr, Zr, Ba. Главные минералогические и петрогеохимические особенности гранитоидов также хорошо согласуются с таковыми сравниваемых эталонных составов. По наиболее характерным элементам - Na, K, F, Sr, Ba и отношению K/Rb гранитоиды практически не отличаются от монцонитоидных гранитоидов Ульской вулканоплутонической ассоциации (Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс), на примере которой Захаровым М.Н. и др. [142] впервые на Дальнем Востоке был выделен промежуточный, латиандезитовый геохимический тип гранитоидов. По сравнению с другими известными гранитоидными ассоциациями, описанными Таусоном Л.В. [392], Недашковским Г.П. [297], Кузьминым М.И. [196], гранитоиды района обогащены оловом, вольфрамом, а также молибденом, что отражает, очевидно, провинциальную их особенность. В координатах Rb – Rb/Sr гранитоиды располагаются в области перекрытия полей гранитоидов андезитового, известково-щелочного и латитового типов.

На диаграмме K-Th/U монцонитоидные гранитоиды располагаются в поле низкокалиевых, среднеториевых пород со средним Th/U-овым отношением. В этом же поле попадают составы метаосадочных пород района. Гранитоиды попадают в поле зеленосланцевой, эпидот-амфиболовой и амфиболитовой фаций, что указывает на сложные условия их генезиса. В связи с анализом исходного субстрата небезынтересно исследование диаграммы K-Th-U (рисунок 6.3.2). Торий и уран в монцонитоидных гранитоидах распределены на уровне кларка. Между ними выявлена сильная статистическая связь ($\rho=0,77$). Отношение Th/U в гранитоидах закономерно падает в ряду: кварцевые монцодиориты → гранодиориты → граниты в такой пропорции: 4,1:3,5:2,7,

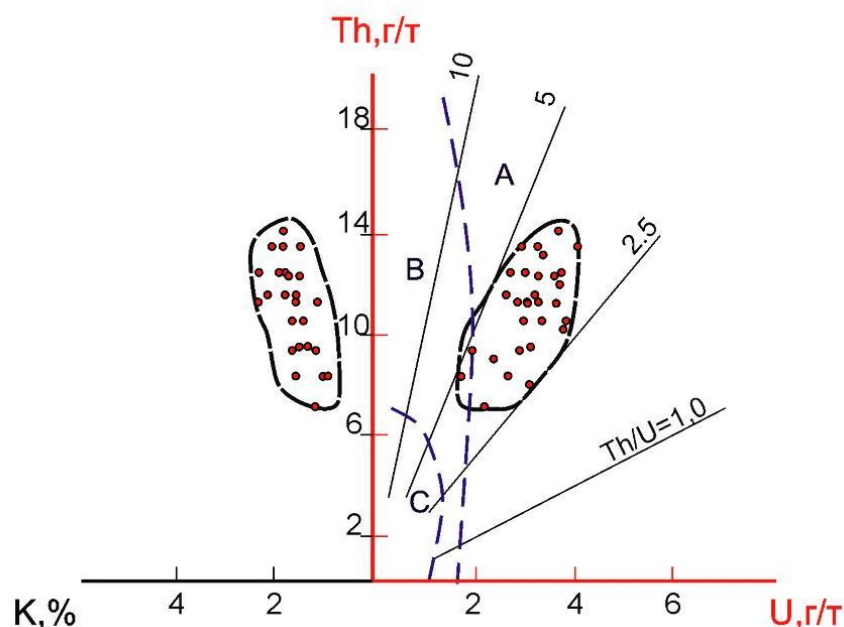


Рисунок 6.3.2.– Распределение U и Th с K в гранитоидах латиандезитового типа

Границы полей пород различных фаций метаморфизма [377]: А - зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой, В - амфиболитовой, С - гранулитовой.

Кружками обозначены составы метаосадочных пород и metabазитов

На сложную, своеобразную, природу их формирования указывают также составы пород на диаграмме Дж.Пирса, где они попадают на границе полей островодужных и коллизионных гранитоидов.

Региональная петрогенетическая особенность гранитоидов Чинарсайской РМС: формирование в маловодных условиях при низкой f_{O_2} (отсутствие магнетита, низкая степень окисления пород f_O) по высокоосновным субстратам выделяет их от других петротипов района. Гранитоиды РМС характеризуются своеобразными минералогическими и петролого-геохимическими особенностями, которые отражают их региональную петрогенетическую особенность: монцонитоидный уклон, циркон-апатит-сфеновая акцессорная специализация (на фоне отсутствия магнетита), высокая основность, специализацией на W, Au, Ag, Bi, As. В связи с гранитоидами развиты месторождения золота и вольфрама. Образование гранитоидов происходило по нижнекоровому субстрату. Они относятся к известково-щелочной-

субщелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности, к гранитоидам I-типа, приуроченным к коллизионному этапу развития региона. Гранитоиды Чинарсайского рудного узла и сопряженное с ними золото-редкометалльное оруденение являются следствием пространство-временной эволюции единой РМС. Совокупность петролого-геохимических свойств гранитоидов Чинарсайского рудного узла указывает на их генезис в петрологической модели коллизионно-субдукционной геодинамической обстановки.

Для выявления механизма связи золоторудного оруденения с гранитоидами важен анализ распределения золота в различных частях системы. В латиандезитовых гранитоидах распределение золота в целом определяется их основностью: с ее уменьшением убывает и среднее содержание золота [423]. Так, в кварцевых монцодиоритах содержится 1,9 мг/т золота, а в гранитах – 1,0 мг/т. Максимальная вариация наблюдается в гранитоидах (1,29). Сопоставление оценки содержаний золота по фазам сравнительно петрогенным окислам и некоторым характерным им соотношениям позволяет заметить их взаимную корреляцию. От продуктов ранней фазы к поздней увеличиваются кислотность, щелочность, агпаитность (K_a), а известковистость и магнезиальность убывают. В этом направлении в целом уменьшаются содержания золота и его вариация. Низкие концентрации золота установлены в наиболее кислых разностях пород монцонитоидной формации - гранитах. В продуктах поздних субфаз отмечается некоторое накопление золота. Одновременно с повышением уровня содержаний в них увеличивается дисперсия s (1,46) и соответственно, вариация v (0,88). Наиболее высокие содержания (2,6,..6,5 мг/т) характерны для аплитов, развитых в пределах районов золоторудных месторождений. Им присущи также повышенные концентрации меди, свинца и олова. В аплитах, находящихся вдали от золоторудных месторождений, золото содержится обычно в малых количествах: 0,2,..1,2 мг/т.

Из сланцев повышенной золотоносностью обладают высокоуглеродистые разности ($C_{org} > 5\%$), развитые в восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны (Таблица 6.3.1). В них одновременно устанавливается максимальная вариация и высокая дисперсия распределения золота.

Таблица 6.3.1.– Параметры распределения золота в осадочно-метаморфических породах

№ №	Породы	n	R	$\alpha \pm \lambda$, мг/т	s	v
1	Сланцы кварц-хлорит-серицитовые	16	0,2...4,2	1,8±0,8	1,50	0,82
2	Сланцы углеродистые, кварц-альбитовые	6	0,2...4,7	2,0±0,89	1,79	0,90
3	Сланцы высокоуглеродистые	6	0,9...82,7	30,6±5,1	5,21	1,71
4	Песчаники, кварциты	24	0,1...5,1	1,1±0,6	1,37	1,26
5	Известняки, доломиты	15	0,2...3,1	0,8±0,4	0,74	0,90
6	Известняки битуминозные	7	1,1...5,8	3,2±1,3	1,61	0,50
7	Экзоконтактовые мрамора	5	3,2...8,0	4,8±2,7	1,92	0,40
8	Метабазиты	64	0,5...8,8	3,4±0,6	2,38	0,71
9	Гнейсы амфиболитовой фации	6	0,6...21,9	5,6±0,7	8,05	1,44
10	Метапелиты	82	0,9...102,0	4,6±0,4	2,92	0,51

Близкий уровень содержаний золота наблюдается в углеродистых ($C_{орг}=0,6,...4\%$), кварц-полевошпатовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцах. Полимиктовые песчаники и кварциты характеризуются несколько пониженными концентрациями золота. Еще меньше его в хемогенных осадках-известняках и доломитах - 0,8 мг/т. В них золото распределяется, судя по низким значениям дисперсии и вариации, довольно равномерно, предел колебания содержаний также узкий. Особый интерес представляет изучение золотоносности слабо метаморфизованных базитовых вулканитов, слагающих

заметную часть разреза среднего палеозоя (O_3-S_1). Доля их в разрезе к востоку возрастает.

Как показывают данные (Таблица 6.3.1), метапороды характеризуются повышенной золотоносностью. Установление их золотоносности приобретает особое значение в связи с тем, что все известные в Зеравшано-Гиссарской зоне проявления золота не выходят, как правило, за пределы полосы выходов этих толщ. Такой же сравнительно высокий уровень концентрации золота характерен для метапелитов. Значительный разброс содержаний указывает, вероятно, с одной стороны, на неоднородность субстрата, а с другой - на сложный характер перераспределения золота при метаморфизме осадочных толщ.

Распределение золота в продуктах более высоких ступеней метаморфизма - гнейсах, опробованных на востоке зоны, где обнажены самые нижние слои палеозойского разреза, показало, что прогрессивный метаморфизм ведет к еще более значительному возрастанию практически всех параметров распределения золота. В связи с этим, видимо, не случаен факт преимущественной приуроченности золоторудных проявлений на востоке зоны к свитам метаморфитов средних стадий.

Гранитоидно -магматические движения существенно нарушают первичную картину распределения золота. Гранитоидный магматизм вызывает также существенное изменение теплового поля на локальных участках, в зоне контакта. Исследование поведения золота в связи с формированием гранитоидных комплексов прежде всего интересно тем, что связанные с ним явления могут нередко привести к мобилизации благородного элемента и его концентрированию. Очень заметно перераспределение золота в карбонатных породах. В экзоконтактовых мраморах его содержание в 6 раз превышает исходное в известняках, а дисперсия в 8 раз. На южном контакте Чинарсайского массива, где это явление было прослежено по поперечному разрезу протяженностью свыше 600 м (рисунок 6.3.3), мощность зон мраморизации не превышает первых десятков метров. Переход мраморов в известняки довольно постепенный, и потому незаметный. В экзоконтактовой зоне, где развиты скарноиды, приурочены максимальные концентрации золота, при этом в

эндоконтактовой части массива намечается область выноса. По мере удаления от контакта уровень содержаний золота убывает, и на расстоянии около 600 м приобретает фоновые значения.

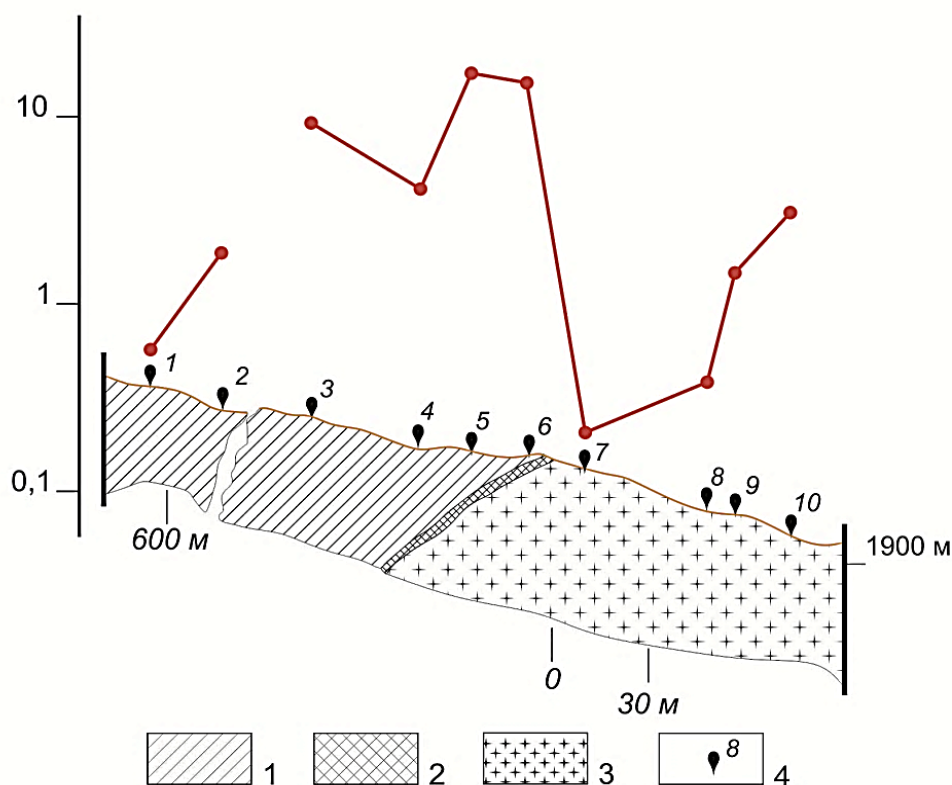


Рисунок 6.3.3.– Перераспределение золота в экзоконтактовой зоне Чинарсайского массива

1 – известняки, доломиты; 2 – зона лейкократизации, 3 – гранодиориты, 4 – точка отбора пробы (номер пробы): 1 – 3/82, 2 – 1/82, 3 – 4/82, 4 – 6/82, 5 – 10/82, 6 – 11/82, 7 – 12/82, 8 – 14/82, 9 – 19/82, 10 – 22/82; Вне масштаба.

Поведение золота при дальнейшей переработке карбонатных пород было изучено на примере скарнированных (безрудных) известняков и доломитов (Таблица 6.3.2). Резко, почти на два порядка, относительно исходных пород, концентрирование золота в них свидетельствует об избирательной экстракции золота скаRNAми, служащими, очевидно, своеобразным локальным геохимическим барьером в силу своей высокой основности.

Таблица 6.3.2.– Изменение параметров распределения золота во вмещающих породах при становлении гранитоидных комплексов, г/т

Зоны	Вдали от интрузивов	Около интрузива	Внутри интрузива (ксенолиты)
Известняки			
I	$\frac{0,8 \pm 0,4}{0,74 / 0,90} (15)$	$\frac{4,8 \pm 2,7}{1,92 / 0,40} (5)$	$\frac{17,0 \pm 21,4}{27,9 / 1,65} (5)$
Песчано-сланцевые образования			
II	$\frac{1,4 \pm 0,6}{1,42 / 1,02} (24)$	$\frac{16,5 \pm 20,1}{25,6 / 1,56} (6)$	0,5 (3)
Битуминозные известняки			
III	$\frac{3,2 \pm 1,3}{1,61 / 0,50} (7)$	0,6	
Метабазиты			
IV	$\frac{3,4 \pm 0,6}{2,38 / 0,71} (64)$	$\frac{0,6 \pm 0,2}{0,32 / 0,57} (5)$	
Примечание. Формат данных: $\frac{\alpha \pm \lambda}{v / s} (n)$			

Становление гранитоидных комплексов приводит к существенному изменению первичного, сингенетического, распределения золота во вмещающих породах. В юго-восточной части Чинарсайского массива перераспределение золота наблюдается не только в зоне ближнего экзоконтакта (0,..150 м), но и значительно дальше, на расстоянии до 600,..650 м. Первичный уровень содержаний золота восстанавливается в удалении 750,..800 м от массива.

Ряд интересных закономерностей вскрывает сравнительный анализ распределения золота в метабазитах, характеризующихся повышенной золотоносностью, при их контактовом метаморфизме.

В связи с этим интересно отметить, что к северо-востоку от Чинарсайской РМС, в зоне повышенной трещиноватости в зоне контакта Вуруйского интрузива, находится рудопроявление Северный Вору, в рудах которого, по данным Найденова И. И. и Ашурова С. А. (1988 г.), наряду с Au устанавливаются высокие концентрации Pb, Cu, Sn, а также As.

Другим мобилизирующим золота фактором являются постмагматические гидротермальные изменения, представляющие собой конечные продукты эволюции латиандезитового магматизма. Из данных таблицы видно, что они концентрируют золота, при этом сильно возрастает вариация и дисперсия его распределения, что указывает на сложную природу поведения элемента на постмагматической стадии (Таблица 6.3.3).

Таблица 6.3.3. –Параметры распределения золота в измененных гранитоидах, 10^{-7}

Породы	n	R	$\bar{x} \pm \lambda, \%$	s	v
1. Альбитизированные гранодиориты Чинарсайского массива	6	0,4...1,9	1,1 $\pm$ 0,5	0,69	0,64
2. Сильно альбитизированные гранодиориты Пштифарфарского массива	8	0,2...17,1	5,5 $\pm$ 5,7	6,56	1,47
3. Сильно хлоритизированные и альбитизированные кварцевые монцодиориты Сарыматского массива	8	1,9...38,2	9,4 $\pm$ 2,9	13,19	1,41

Для более полного представления о поведении золота в гидротермальном процессе, связанном с каждой конкретной формацией, интересно проследить характер изменения корреляционных связей золота с типоморфными элементами пород отдельных формаций. Для латиандезитовых гранитоидов такими элементами являются сурьма, висмут, олова, мышьяк и свинец, для

редкометалльных гранитов - молибден, вольфрам, ниобий, олово, бериллий, иттрий. Перечисленные элементы определяют потенциальную рудоносность отдельных типов гранитоидов.

Итак, поведение золота в магматическом процессе определяется основными физико-химическими параметрами и особенностями кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм. В гранитоидах латиандезитового типа, характеризующихся нормальной щелочностью с кали-натриевым уклоном, золото проявляет подвижность. Оно заметно фракционирует в процессе дифференциации латиандезитовой магмы. При становлении гранитоидных комплексов золото выносится к периферийной части массивов, и в зависимости от состава и структуры контактовых полей, мигрирует на довольно большие расстояния.

Становление гранитоидных комплексов изменяет картину первоначального распределения золота во вмещающих породах. Степень такого изменения прямым образом связана, кроме всего прочего, с историей поведения золота в магматическом расплаве и связи его с летучими компонентами. Золото приобретает высокую подвижность в условиях гидротермального изменения гранитоидов. Она более всего ощутима при процессах низкотемпературного слабокислотно-слабощелочного преобразования латиандезитовых гранитоидов. Концентрирование золота и отложение его при благоприятных условиях представляется вполне реальным.

Заметное накопление золота в центральной части интрузивной системы позволяет заметить, что в сопряженных с ней зонах, выявленные до ныне масштабы оруденения, отнюдь не полностью соответствуют потенциальным, и поэтому здесь вероятно обнаружение зон золотой минерализации. Такой прогноз усиливается еще тем, что интрузивные тела среднего уровня среза чаще всего, чем на других, контактируются с метавулканитами. В таких ситуациях, как было показано в гл. 6, интрузии вызывают вынос золота из экзоконтактовых зон и его отложение в ослабленных зонах. Такая тенденция

характерна и для мышьяка - самого устойчивого спутника золота в рудных формациях района.

Таким образом, золоторудно-латиандезитовая РМС выступает как завершенная система, где наблюдается четкая сопряженность гранитоидов и оруденения. Обращая еще раз к схеме Чинарсайской РМС (рисунок 6.3.1), на основе выявленных закономерностей распределения Au и геолого-структурных и литологических особенностей района, можно оценить перспективы района на золоторудное оруденение.

Выделенные нами РМС обладают разной степенью рудоносностью, частично реализованной в виде различных по спектру элементов проявлений. Наиболее интересным во многих отношениях может представлять молодой гранит-сиенитовый комплекс. В Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зонах развиты щелочные интрузии, содержащие перенасыщенные кремнеземом породы вплоть до гранитов. Они, как правило, ассоциируются с коллизионными гранитоидами. Щелочные серии уникальны тем, что они развиты в ассоциации с гранитами. Такая особенность иногда объясняется как проявление гибридизма [299, 301].

Наиболее известным петротипом щелочных ассоциаций является Дарайпиезский массив Р ($P_2-T_1?$), обнажающийся в крайней, восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны. Массив представлен двумя разобщенными выходами тел общей площадью около 20 кв.км, и приурочен к грабен-синклинали, составленной вулканогенно-терригенно-кремнистыми комплексами C_2 и сланцевыми комплексами S_1 . На севере массива обнажаются среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Щелочная серия сложена кварцевыми и безкварцевыми эгириновыми сиенитами, канкринитовыми фойяитами. Взаимоотношения гранитов и щелочных пород интрузивные.

Широко развиты пегматиты, секущие граниты и сиениты. Особым распространением пользуются метасоматиты. С сиенит-пегматитами эгирин-полевошпато-кварцевой связана разнообразная редкая минерализация РЗЭ, В,

Y, Be, Li, Cs, Zr, Nb, Th, U, Ba. Щелочные породы резко обогащены В и Li, практически лишены воды и гидроксидов. Содержание B_2O_5 в ряду Би-сиениты–эгириновые сиениты–щелочные пегматиты возрастает от 0,04% и 0,08% до 16%, т.е. в 400 раз. Примечательно, что в пегматитах с щелочным парагенезисом (Ba, Sr, Zr, Th, Ti, РЗЭ) ассоциируются гранитофильные элементы: Li, Rb, Cs, В, Be.

Наибольший интерес представляют мощные зоны метасоматического преобразования щелочных и вмещающих пород с высокими концентрациями Nb, Та, РЗЭ, Th, Rb и др. элементов.

Формирование сопряженного гранитоид-щелочно-сиенитового интрузивного массива возможно происходило в два этапа. На первом этапе, в конце карбона при внедрении риолитовой магмы в верхние горизонты коры и ее внутрикамерной дифференциации, пофазово выплавились граниты. Насыщенная флюидность привела к широкому развитию пегматитов и жильных дериватов. Наступила временное затухание магматической активности, при котором остаточная магма в условиях наступившей высокой тектонической активности (транспрессии) и интенсивного шарьирования [75] изменилась в составе в сторону повышения щелочности. Шарьированные комплексы, обеспечившие наращивание коры, способствовали этому. Однако, главным фактором, вероятно, служил мантийный плюм, активизирующийся в конце палеозоя [56]. Развитые в ареале гранитоидно-щелочно-сиенитового комплекса субщелочные базиты (дайки и эруптивные трубки трахибазальтов и субщелочных оливиновых базальтов, Гиссаро–Каратегинский (Магиан-Ягнобский) комплекс P_2-T_1), возможно, подтверждают гипотезу о прохождении «горячей точки», вызывающей генерацию магм.

Образование сиенитов вероятно связано с обогащением остаточного, после образования гранитоидов, расплава, при его обогащении щелочами.

Парагенетическая связь сиенитов с щелочными базальтоидами подтверждается тем, что в последних высоки содержания литофилов (г/т) Li

(32), Rb (91), Cs (4) при низком содержании летучих, в них широко развит акцессорный магнетит

Образование сиенитов в связи с эволюцией кислых магм связывается с остаточными порциями их фракционной кристаллизации, обогащенными РЗЭ и летучими. Но такое предположение сталкивается с высокой щелочностью сиенитов, обогащенностью их ВЗЭ. Можно предполагать, что щелочные сиениты связаны с более глубинными слоями, с верхней мантией. Рудоносные гранитоиды, продуцирующие оруденение, принадлежат единому петрогеохимическому типу, формирование которой происходило при частичном плавлении на разных уровнях палеозойской континентальной коры (граниты А-типа) и подкоревой мантии (сиениты I-A типа).

Не исключено, что сиенитообразование в Гиссаро-Алае связано с плюм-тектоникой [56, 75 и др.]. С плюмовыми щелочными базальтоидами, по всей вероятности, связаны определенная часть флюоритовой и баритовой минерализации. Металлогения щелочно-базальтового плюмового магматизма Гиссаро-Алая требует более детальных изотопно-геохимических исследований, что может пролить свет в решении сложного механизма их развития и, что особенно важно – в оценке их рудоносности.

Единство составных частей РМС полагает генерацию оруденения как сопровождающий /или завершающий процесс. Оно может быть доказано целым рядом факторов (свойств):

- магматогенным типом оруденения;
- пространственной близостью оруденения и гранитоидных массивов;
- сонахождением гранитоидов и оруденения в единых геоструктурных элементах, геологических структурах;
- изотопной идентичностью гранитоидов и оруденения;
- широким присутствием в гранитоидах акцессорных рудных минералов (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит и др.), сопутствующих оруденению в ореолах и рудах;

- сквозным развитием круга индикаторных элементов в ряду:
гранитоиды → → аплиты → кварцевые жилы → руды и др.

На диаграмме (рисунок 6.3.4) изображены структуры корреляционных связей рудных элементов в гранитоидах и в эндогенных месторождениях, связанных в различной форме с гранитоидами. Видно, что многие корреляционные пары, проявившиеся в гранитоидах, прослеживаются и в рудных месторождениях. Это склоняет к утверждению тому, что эти месторождения генетически и/или парагенетически связаны с гранитоидами.

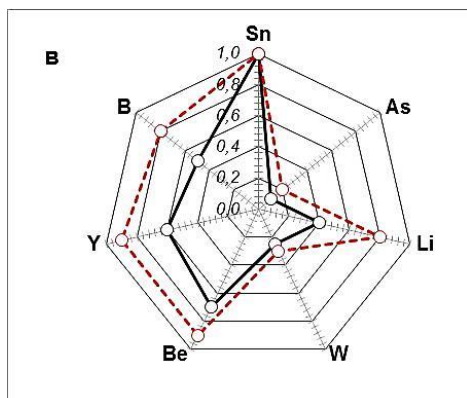
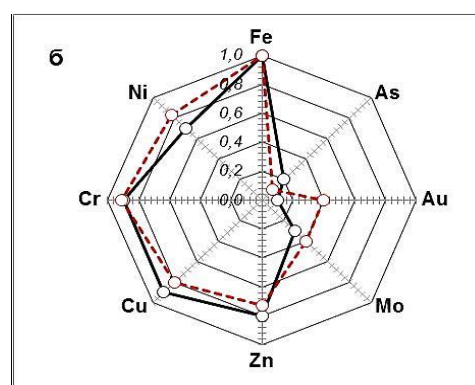
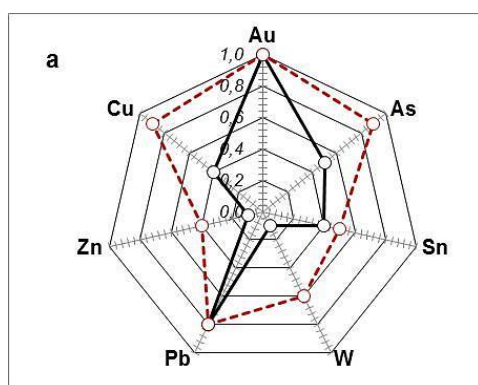


Рисунок 6.3.4.– Схема корреляционных связей рудогенного элемента со спутниками в, соответственно, латиандезитовых, плюмазитовых и толеитовых гранитоидах (сплошные линии) и рудах (пунктир)
а - золота ($n_{\text{грнд}}=110$; $n_{\text{руды}}=1270$); б – олова ($n_{\text{грнд}}=38$; $n_{\text{руды}}=230$); в – железа ($n_{\text{грнд}}=39$; $n_{\text{руды}}=230$);.

Установленная закономерная связь гранитоидного магматизма и оруденения в Гиссаро-Алае нуждается в расшифровке в плане ее корреляции с общегеологическим особенностями региона, обобщения и создания единой

модели. Известные общетаджикистанские и региональные металлогенические исследования [14, 33, 97, 163, 222, 427], опирающиеся на прежних, фиксистских, тектонических схемах, не учитывающих существование покровов, по сути отражают лишь некоторые черты вторичной зональности складчатой системы и только. Естественно, что такие подходы не способны выявить общую металлогеническую (минерагеническую) картину, что ограничивают прогностические функции геологических исследований.

На современном этапе развития геологии, на смену доменной концепции в металлогении, когда площади с типичными рудными месторождениями просто оконтуривались и именовались областями, зонами, узлами, пришла плейт-тектоника с выделением СВК с закономерными рядами геологических формаций, соответствующими и определёнными типами и сочетаниями рудных формаций. Современная плейт- и плюм-тектоническая концепция, основанная на принципах мобилизма, актуализма, историзма и прагматизма способна к реконструкции геодинамических процессов и вызванных ими оруденения. Интерпретация и поиск возможных моделей генерации оруденения в рамках теории литосферных плит велись весьма интенсивно [9, 11, 102, 103, 276, 283, 569], хотя все больше появляются мнения о сложности, если не соответствии, геодинамики и оруденения [10, 11, 81, 139]. Постепенно, но уверенно, сторонники доменной металлогении приходят к признанию того, что «тип металлогенической зоны определяется геодинамическим типом базового структурно-формационного комплекса [340], а также – петрохимическим типом слагающих формаций и геохимическим типом рудной минерализации.

На развитие оруденения в связи с геодинамической эволюцией магматизма на примере Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана недавно было акцентировано на основе убедительных материалов [281].

Реальная и потенциальная рудоносность гранитоидов находят свое объяснение на основе вышевыявленных особенностей формирования и развития РМС. Так, с гранитоидами I-типа в мире известны крупные

месторождения Cu, Au, Mo, полиметаллов и др. Они являются потенциально рудоносными и генерируют золото-шеелитовые, золото-серебряные, полиметаллические, медно-порфировые месторождения. В Туркестано-Алае с такими гранитоидами связаны медно-золоторудное, золото-мышьяковое, серебро-полиметаллическое и скарново-шеелитовое оруденения [301]. В Гиссаро-Алае S- и I-граниты различаются металлогенической специализацией. С лейкократовыми интрузиями S-гранитов месторождения U, Sn, W и редкометалльные пегматиты, а с I-гранитами ассоциируются месторождения Cu, Mo, W, Au и полиметаллов.

Субдукционные и коллизионные области в мире характеризуются вмещающими для гидротермальных и эпитеермальных золоторудных месторождений (индонезийский пояс). Субдукционные зоны, в целом, потенциально золотогенерирующие [420]. Это объясняется сочетанием окисленных магм, богатых золотом и летучих (хлора), способствующим транспортировке золота гидротермальными флюидами. Факторами рудолокации служат погружение океанической коры под континентальную, тепловое выделение летучих в результате взаимодействия морской воды с океаническими комплексами, выплавка известково-щелочной магмы из мантийного клина, ее внедрение вверх и образование РМС. Сидерофильное золото клина высвобождается при разрушении сульфидов и транспортируется с хлор-гидротермами [401, 586]. Среди субдукционных выплавок, особенно, высокзолотоносными являются известково-щелочные субдукционные комплексы. Калиевые известково-щелочные комплексы субдукционных зон, развитых от известково-щелочных вглубь континента, имеющих крутые наклоны субдуктирующей плиты, богаты золотом (Au-порфировое месторождение Лусон, Индонезия) [99, 117, 124, 466, 467, 469, 575].

Вероятным источником золотой минерализации Гиссаро-Алая, как признают многие исследователи, являются рифтовые комплексы Ягнобского палеоокеана [279, 280, 582], вдоль которой сформировались крупные

вулканические постройки при дальнейшей которых золото было переотложено в накапливающиеся вблизи рифтовых структур осадочные породы ($V-O_{1-2}$) [200]. На это четко указывает и то, что все известные проявления золота практически не выходят за ареалом развития метавулканит-метатерригенных толщ [256, 317].

Коллизионные зоны также благоприятны для золоторудной минерализации. Коллизия океанической плиты с островной дугой может породить крупное месторождение, например, крупное золоторудное месторождение Ладолам, Новая Гвинея, Au-порфировое Емперор [276]. Рудоносность коллизионным-субдукционных гранитоидов, по Таусону Л.В. и Козлову В.Д. связана с магматической дифференциацией глубинных остаточных магматических гранитоидных очагов по схеме Боуэна. Но, данные по РЗЭ показывают, что редкометалльность гранитов не зависит от глубины магматической дифференцированности, что фиксируется обычно Eu-минимумом, а представляет собой, геохимической особенностью редкометалльных интрузий [181]. По мнению Козлова В.Д. [180] преимущественное большинство коллизионных и субдукционных гранитоиды имеют ближе к кларковым содержания редких элементов и «поэтому практически безрудны». Только в последовательных дифференциатах, в ряду диориты – гранодиориты – граниты – лейкограниты содержания могут умеренно возрастая, и поэтому граниты, обогащенные гранитофильными редкими элементами могут быть рудоносными. К ним относятся: поздне- и посторогенный магматизм зон глубинных разломов, т.е. поздне- и постколлизионный (постсубдукционный) магматизм зон коллизий-субдукций, локализованный в поздних купольных структурах (т.н. субсеквентный); дифференциаты в ряду гранодиориты – граниты – лейкограниты, где устойчиво возрастает содержание гранитофильных элементов.

Коллизия континентальных плит также может способствовать образованию крупных месторождений золота. Например, коллизия Австралийской и

Новогвинейской плит привела к образованию калиевых комплексов, с которыми связаны известные Cu-Au-порфировые месторождения (Папуа-Гвинея, Бингхам, США). Коллизии типа дуга-дуга также может создать благоприятные условия для образования золоторудных месторождений (например, крупный золоторудный узел района Малаккского пролива) [283].

Механизм связи гранитоидов и рудогенерации представляется многофакторным и чрезвычайно сложным [1, 2, 3, 101, 108 и др.]. Для расшифровки этих особенностей предлагаются самые различные схемы и модели. Так, Компаниченко В. Н. рассматривая РМС на уровне магматического очага и магматической колонны, априорно допускал подпитывание энергией (и веществом, т.е. летучими) «снизу» [185, с.4], а механизм реализации перераспределения и концентрирования фаз, в том числе рудных, по автору заключается в ликвационной (флюидно- ликвационной) и эманационной (флюидно-эманационной) дифференциации.

Для ряда элементов (Ni, Mo, Cr, Cu, Co, Fe и др.) установлена связь между вещественным составом руд и породивших их гранитоидно-магматических пород [160, 343 и др.], что отражает тесную взаимосвязь между рудогенными и петрогенными элементами в гранитоидных расплавах.

Вещественно-энергетическое единство РМС, главным образом, на наш взгляд, обеспечивается геохимическими свойствами элемента, имеющего сквозную природу от генерации магмы до отложения в рудах. Например, в развитии связанного с гранитоидами оруденения, немаловажную роль играют внутренние свойства элемент: переменная валентность некоторых элементов (Cu, Au, Sn и др.) обуславливает генерацию различных их простых и сложных химических соединений с элементами-носителями (H, O, S, Cl, F, As, C и др.) [24, 254 и др.]. С системной позиции, для центростремительных основных магм устанавливается их ликвационное отделение путем обособления рудной фазы от силикатной [254 и др.], в целом согласующееся с генеральным поведением элементов в магматических системах [443, 444]. Ликвация в РМС

среднекислого состава проявляется в более сложной форме: часть рудогенных элементов растворяется в несмешивающейся с силикатной фазой флюидах и переносится последними за пределами очага. В районах развития мантийных гранитоидов, в Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонах, профиль связанного с ними оруденения часто определяется центростремительными и дефицитно-центробежными элементами. Коровые гранитоиды, как правило, сопровождаются оруденением «коровых» ассоциаций. Гранитофильные, часто дефицитно-центробежные и центробежные элементы (Sn, W, Nb, Ta, B, Be, U, Th и др.) все больше накапливающиеся в силикатной магме, в ходе эволюции магматического очага, отделяются от нее при разделении на силикатную и флюидную фазы. Таким образом, их выведение из зоны и последующее концентрирование происходит эманационным путем.

При эволюции гранитно-магматического расплава кислотно-основная дифференциация, имеющая незначительную роль, меняется флюидно-эманационной, что может завершиться оруденением. Работами сибирских геохимиков [17, 149, 150, 179, 180, 181, 399 и др.] установлено, что не глубокая дифференциация вызывает редкометалльную рудоносность гранитов, а сама дифференциация порождена изначальным обогащением глубинных магматических очагов некогерентными летучими и редкими элементами. Тут следует учитывать, что круг исследований Козлова В.Д. обычно охватывает редкометалльные граниты, часть из которых он по некоторым критериям выделяет в особую группу, обычно являющиеся рудоносными [17, 179, 196, 392 и др.].

С общесистемной позиции находит объяснение и отмеченное многими широкое развитие магнетита в некоторых типах гранитоидов, которое указывает на их окисленность. Причиной окисленности может служить открытость системы (камеры), поскольку при ее закрытости железо входит в структуры ведущих меланократовых минералов. Окисленные граниты обычно имеют

высокую магнитную восприимчивость (в среднем 200-700 ед.СГС), в то время как у восстановленных – 20-100.

Приведенные материалы свидетельствуют о тесной, генетической и сопряженной связи гранитоидов с различным оруденением, материализованной в виде РМС. РМС проявляют пространственно-временную взаимосвязанность с другими геологическими комплексами, развиваясь на определенных этапах геодинамической эволюции Гиссаро-Алая.

Выводы по главе 6

1. В Гиссаро-Алае установлено развитие рудоносных петрогеохимических типов гранитоидов, среди которых высоким потенциалом отличаются плюмазитовые редкометалльные граниты, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты и агпайтовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

2. Фанерозойские петрогеохимические типы гранитоидов Гиссаро-Алая относятся к рудоносным, что позволяет выделить ряд гранитоидных рудно-магматических систем.

3. В Гиссаро-Алае впервые выделяются рудно-магматические системы - природные геологические системы, включающие магматическое проявление с генетически или парагенетически сопряженным оруденением, и проявленные в конкретной геодинамической обстановке.

4. Минерагения Гиссаро-Алая отражает неоднородность источников рудного вещества. В рудогенерации сыграли заметную роль также внутрикоровые (верхнекоровые) процессы на фоне устойчивого проявления мантийных плюмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования был получен ряд важных результатов.

1. Фанерозойские гранитоидные геодинамические формации Гиссаро-Алая сформированы в соответствии с общей геологической эволюцией региона, которая выражается в гомодромности, утолщении континентальной коры.

2. Гранитоиды в геоструктурных зонах Гиссаро-Алае развиты неравномерно, имеют разные масштабы и формы проявления. В ходе общей геологической эволюции Туркестанского палеоокеана произошло вергентное пространственно-временное развитие известково-щелочных и щелочных серий в виде масштабного проявления вулкано-плутонических комплексов на южной окраине (Южно-Гиссарская зона), маломощного плутонического в середине (Зеравшано-Гиссарская зона) и подавленного надвигающим Казахстан-Киргизским микроконтинентом умеренного плутонизма на северной (Туркестано-Зеравшанская зона) окраине.

3. Изучением вещественного состава гранитоидов Гиссаро-Алая на макро- и микрохимическом уровне произведена их петрогеохимическая типизация, установлены особенности формирования гранитоидов различных геохимических типов.

4. В Гиссаро-Алае восстановлены условия гранитоидного петрогенезиса, выявлены возможные субстраты магмообразования. Гетерогенность субстратов имела место уже в докембрии, что вытекает из допущения о гетерогенности магматизма в это время и зависимости особенностей магм от субстрата, установленных фактов неоднородности верхней мантии и коры региона. Вполне возможно, что в пределах коры (и верхней мантии) одновременно существовали несколько очагов (возможно, взаимосвязанных) магмообразования.

5. Гранитоиды Гиссаро-Алая по петрогеохимическим особенностям группируются в 8 петрогеохимических типов: известково-щелочные граниты,

плюмазитовые редкометалльные граниты, субщелочные редкометалльные граниты, латиандезитовые гранитоиды, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты, андезитовые гранитоиды, агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

6. В Гиссаро-Алае установлена уровенная принадлежность петрогеохимических типов гранитоидов, генерированных в коровых, мантийно-коровых и мантийных источниках.

7. Геодинамическая эволюция Гиссаро-Алая в фанерозое хронологически фиксируется автономно обособленными и взаимно независимыми периодами массового, коллизионно-аккреционного (302 ± 12 млн лет, C_2-P_1) плюмового (290 ± 11 млн лет, P_1) гранитоидного магматизма.

8. Для объяснения механизма генерации гранитоидных магм привлечена модель декомпрессионно-диссипативного магмообразования. Предполагается, что с достаточно большой глубины одновременно поднимаются различные по составу субстраты, возможно их почти синхронное преобразование в различные магмы. При этом генерация близких по составу магм должна происходить в очень большом интервале температур. Модель допускает вещественную преемственность магматитов, т. е. зависимость от субстрата.

9. С фанерозойскими гранитоидами различных геодинамических обстановок формирования Гиссаро-Алая генетически и пространственно связан широкий круг оруденения железа, золота, олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, бериллия, ниобия, тантала, редкоземельных и ряда других элементов. Ряд гранитоидных комплексов сопровождается оруденением, что позволяет объединить их по регионально-генетическим признакам в гранитоидные рудно-магматические системы.

10. Установлено, что позднепермь-мезозойский этап орогенного развития Гиссаро-Алая, на котором формировались комплексы «горячей точки» создавал потенциал для рудных концентраций редких земель, фтора, сурьмы, ртути.

11. Выделены конкретные рудно-магматические системы, привязанные к геоструктурным зонам, установлено широкое развитие рудоносных петрогеохимических типов гранитоидов, среди которых высоким потенциалом отличаются плюмазитовые редкометалльные граниты, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты и агпаитовые редкометалльные граниты-щелочные граниты.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРАКТИЧЕСКОМУ ПРИМЕНЕНИЮ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате проведения диссертационного исследования представляется возможной разработка ряда практических рекомендаций для внедрения его результатов на геологической практике, учебно-методической и др. сферах.

1. Выделенные петрогеохимические типы гранитоидов Гиссаро-Алая могут быть использованы как индикаторные при построении геодинамической модели формирования и эволюции региона, разработки/коррекции стратегии геолого-поисковых работ [6-А, 14-А, 18-А].

2. Петрогеохимические критерии рудоносности гранитоидов Гиссаро-Алая имеют ключевое значение при поисках и оценке территории развития гранитоидов на золоторудное, редкометалльное и редкоземельное оруденение. Выделенные рудно-магматические системы откроют новые подходы в интерпретации потенциала рудоносности Гиссаро-Алая [7-А, 9-А, 16-А, 26-А]

3. Широкое развитие рудоносных гранитоидно-магматических комплексов Гиссаро-Алая, среди которых высоким потенциалом отличаются плюмазитовые редкометалльные граниты, латитовые гранитоиды, толеитовые плагиограниты и агпайтовые редкометалльные граниты-щелочные граниты, намечает новые площади для постановки геолого-поисковых работ на золото-редкометалльное и редкометалльное оруденение, открывает обнадеживающие перспективы [13-А, 27-А, 28-А].

4. Фанерозойские гранитоидно-магматические комплексы (петрогеохимические типы гранитоидов) Гиссаро-Алая относятся к рудоносным, что позволяет выделить ряд гранитоидных рудно-магматических систем [1-А, 3-А, 15-А].

5. Впервые выделенные в Гиссаро-Алае рудно-магматические системы - природные геологические системы, включающие магматическое проявление с генетически или парагенетически сопряженным оруденением, и проявленные в

конкретной геодинамической обстановке, позволяют разработать комплексные методы прогноза оруденения [21-А, 23-А, 29-А].

6. Минерагенция Гиссаро-Алая отражает неоднородность источников рудного вещества. В рудогенерации сыграли заметную роль также внутрикоровые (верхнекоровые) процессы на фоне устойчивого проявления мантийных плюмов [11-А, 10-А, 19-А, 24-А].

7. Результаты диссертационных исследований рекомендуются для разработки региональных легенд геологических карт, построения прогнозно-металлогенических карт региона, составления геологических карт отдельных геоструктурных зон [5-А, 22-А, 20-А].

8. Проведенные на новой концептуальной основе исследования открывают новые методологические подходы в определении рудного потенциала региона и позволяют переформатировать стратегию поисков и оценки полезных ископаемых. Разработанная геодинамическая модель гранитоидогенеза Гиссаро-Алая рекомендуется для целенаправленного и эффективного ведения геолого-поисковых и ревизионно-оценочных работ [8-А, 17-А, 25-А].

9. Научно-методические разработки диссертации рекомендуются для внедрения в учебный процесс Таджикского национального университета при подготовке специалистов по направлениям «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» [2-А, 4-А, 12-А].

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

А. Опубликованные

1. Абдрахманов К. А. Гранитоидные формации Казахстана и типы фанерозойского гранитообразования. Алма-ата, 1987.—288 с.
2. Абдрахманов К. А. Концепция геологического развития Земли как многократное чередование кратковременных геодинамических микроциклов плюмных тектоники и магматизма и длительных геодинамических макроциклов сопряженного океанического и континентального корообразования/ Область активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Москва: Геос, 2006. Т.1.—С.3-6.
3. Абдрахманов К. А. Рудогенерирующие магматические процессы и их роль в формировании крупных эндогенных месторождений// Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. - Сыктывкар : Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. - Т. 3. - С. 137-140.
4. Абдрахматов К.Е., Джумабаева А.Б. Новейшая структура Тянь-Шаня: сжатие или транспрессия?//Материалы Международной Конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии». Бишкек, Кыргызстан 8-9 сентября 2014.—С. 115-116.
5. Абдуллаев Р.Н. Эволюция Тянь-Шаня в палеозое/Эволюция геологических процессов Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1996.—С. 18–20.
6. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Ташкент, Фан, 1989.—124 с.
7. Абдусаломов Ф.Н. Щелочные породы бассейна реки Каракуль (Центральный Таджикистан). Дисс. ... канд. геол. -мин. наук. Душанбе, 1981.—195 с.
8. Абрамович Г.Я. Методика составления тектонических и геодинамических карт. Иркутск, 2004.—41 с.
9. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978.—375 с.
10. Абрамович И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М., 1998.—230 с.
11. Абрамович И.И. Геодинамические условия возникновения месторождений-гигантов//Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб, 2000. Кн. 1.—С. 10–11.

12. Авсюк Ю. Н. Приливные силы и природные процессы. Москва: ОИФЗ РАН, 1996.–188 с.
13. Азадалиев Д. А. Закономерности проявления «рудно-магматических систем» на фоне тектоно-магматического развития Малокавказской эвгеосинклинали/Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, 2003.–С. 74–76.
14. Азим Иброхим, Мамадвафоев М.М., Джанобилов М.Д., Фахрутдинов Р.С. Зеравшанский горнопромышленный регион Таджикистана: геология и минеральные ресурсы. Москва: Издательский дом «Руда и металлы», 2012.–344 с.
15. Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. Москва: Недра, 1975.–210 с.
16. Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. Москва: Недра, 1978.–101 с.
17. Антипин В. С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992.–223 с.
18. Арган Э. Тектоника Азии. М.–Л., 1935.–192 с.
19. Артюшков Е. В. Геодинамика. Москва: Наука, 1979.–327 с.
20. Архипова А.А., Найденов И. В. Гранитоиды раннего докембрия Беларуси: геодинамическая позиция и металлогения//Літасфера, 2001, № 14, с. 82–91. (РЖ «Геология» 03.02-08В.620).
21. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Б., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. - Ташкент: Фан, 1979.–150 с.
22. Ахмедов Н.А., Ежков Ю.Б., Панасюченко В.К., Рахимов Р.Р. Главный Тянь-Шанский редкометалльный пояс (ГТРП) гранитных пегматитов Центральной Азии//Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, 2003.–С. 131–133.
23. Ахунджанов Р. Редкометалльная лейкогранитовая формация Западного Тянь-Шаня (состав, рудоносность, генезис, ассоциации): Автореф дисс., доктора геол.-мин. наук. Ташкент: НУУз, 1998.–43 с.
24. Бадалов С.Т. Геохимические свойства главнейших пороодо- и рудообразующих элементов. Ташкент, Фан, 1986.–168 с.
25. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. -С.56-65.
26. Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Дж., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973. -242 с.

27. Бакиров А.Б. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия/Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия).—М., 2005.—С.318–327.

28. Бакиров А.Б. Эволюция литосферы Тянь-Шаня//Изв. НАН КР (Бишкек). 1999.—С.3-14.

29. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Максумова Р.А., Гусак Л.В. Геодинамическая карта Кыргызстана. Бишкек, 2001.

30. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня//Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. —С. 1435–1443.

31. Бакиров А.Б., Сакиев К.С. Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Тянь-Шаня//Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек: Илим, 1999. —С. 14–21.

32. Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Дониш, 1966.—336 с.

33. Баратов Р.Б. К проблемам магматизма и металлогении Таджикистана//Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, Дониш, 2000.—С. 23-29.

34. Баратов Р.Б. Особенности петрологии Гиссаро-Алая и Памира//Петрология. Москва: Наука, 1972.—С. 86–93.

35. Баратов Р.Б., Буданов В. И. Магматизм аккреционно-коллизионных зон на примере Памиро–Алая//Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы докладов Всероссийского совещания. Новосибирск, 2003.—С.31–32.

36. Баратов Р.Б., Буданов В.И. Геологические очерки Памиро–Алая. Душанбе: Дониш, 2005.—235 с.

37. Баратов Р.Б., Лутков В.С. Эволюция магматических процессов в складчатых областях Памира и Южного Тянь-Шаня (Таджикистан)//Эволюция магм в главных структурах Земли. Москва: Наука, 1983.—С.62–74.

38. Баратов Р.Б., Ходжиев А.К., Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Петрогеохимические особенности и рудоносность островодужной габбро-плагиогранитоидной серии Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня/Современные вопросы региональной геодинамики и минерагении Памиро–Тянь-Шаня/Материалы респ.науч.конф. Душанбе: Дониш, 2012.—С.149-164.

39. Баратов Р.Б., Щукин С. И. К проблеме геотектоники гранитов (на примере Южного Тянь-Шаня)//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983.—С. 61-65.

40. Баренбаум А.А. Подводные горы как области современного магматизма. Причины и механизм их возникновения // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. М-лы XXXIX Тектонического совещания. Москва: ГЕОС, 2006.—С. 33-37.

41. Баренбаум А.А., Ясаманов Н. А. Галактические кометы как один из ведущих факторов тектонической эволюции планет земной группы//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 1, М., ГЕОС, 2003.—С. 24–26.

42. Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.—119 с.

43. Барышев А.Н. Магматогенно-рудные узлы как прогнозно-металлогенические системы (принципы выделения, типы, структура, закономерности размещения)//Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб, 2000. Кн. 2.—С. 28–29.

44. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов//Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 12, с. 2022–2031.

45. Безуглый М. М., Тютин М. А. Рудно-магматическая зональность Юго - Восточного Памира//Докл. АН ТадССР, 1989, т. 31, № 1.—С.47–50.

46. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. Москва: Недра, 1979. – 275 с.

47. Беликова Г. И. Графическая идентификация в химической геодинамике по соотношениям петрогенных компонентов//Геологический сборник № 10. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН.—Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2012.—С. 155–159.

48. Белов Р. А., Кочнева Н. Т. Строение и металлогенические особенности Зеравшано-Гиссарского сводового поднятия//Изв. АН СССР. сер. геологическая. 1985, № 1.—С. 88–98.

49. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978.—168 с.

50. Берзина А.П. Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская рудно-магматическая система//Геология и геофизика, 2013. № 6.—С.764-786.

51. Бетехтин А.Г. Природа и процессы рудообразования / Основные проблемы магматогенного рудообразования. М., Изд-во АН СССР, 1953.

52. Беус А.А. Предисловие/ Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. - Москва: Наука, 1993.—С.5–11.
53. Билибин Ю. А. Минеральные ассоциации магматических горных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 2.—С. 73-97.
54. Бискэ Ю.С. Тянь-Шаньская складчатая система. II: Палеозойский Южный Тянь-Шань и Кызылкумы//Вестник С. -Петербургского. ун-та. 2004. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2. С. 13–30.
55. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л. Возраст и обстановка коллизионного герцинского магматизма//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 1, М., ГЕОС, 2003.—С. 38–40.
56. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления//Геотектоника, 2013, № 4.—С. 1-21.
57. Бискэ Ю.С.Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня//Геотектоника.1991.№ 2.С.41–46.
58. Бискэ Ю.С.Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня.СПб.Изд-во Санкт-Петербур.гос.ун-та, 1996.—192 с.
59. Бискэ Ю.С.Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов//Геотектоника, 1995, № 1.—С.31–39.
60. Бискэ Ю.С.Складчатые области Северной Евразии. Тяньшанская складчатая система. СПб: Изд-во Санкт-Петербур.гос.ун-та, 2006.—196 с.
61. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Магматизм–индикатор глобальных геодинамических режимов//ЗВМО, 1985, т. CXIV, вып. 4.—С. 395–399.
62. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые гранитоиды: сходство и различие//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. Москва: Наука, 1986. С. 157-172.
63. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. Москва: Наука, 2010.—606 с.
64. Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. Москва: Недра, 1987.-152 с.
65. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. Москва: Наука. 1990. —312 с.
66. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. – 527 с.

67. Боконбаев К.Дж. Гранитогнейсовые купола Тянь-Шаня. Дисс.... доктора геол.-мин.наук. Бишкек, 1992.—414 с.
68. Боконбаев К.Дж. Гранитоиды Тянь-Шаня: проблемы генезиса, роль в формировании континентальной коры, рудоносность/Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. -С. 108-119.
69. Боконбаев К.Дж., Грошев А. К. К минералогия и геохимия герцинских гранитов Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983. -160 с.
70. Боконбаев К.Дж., Туровский Д.С. Закономерности распределения акцессорных минералов и их геохимические особенности в гранитогнейсовых куполах Тянь-Шаня//Геохимия магм и мета-морф, образований Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1980. -с. 51-71.
71. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. «Науч. мир» 2000. – 360 с.
72. Бородин Л.С., Гинсбург Л.Н. Петрохимические и геохимические критерии прогнозно - минерагенической типизации гранитоидов при геохимических поисках//Прикладная геохимия. Вып. 1. Прогноз и поиски. М., Изд-во ИМГРЭ, 2002.—С. 26—48.
73. Буданов В.И. О магматических формациях Памира и Гиссаро-Алая//Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1982, № 4.—С. 135—139.
74. Буданов В.И., Соколов В. А., Чернер Э. С. Систематика магматических формаций Таджикистана и особенности их размещения//Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности картирования. Новосибирск, 1981.—С. 111—113.
75. Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое//Геотектоника, 2010, № 5.—С. 22—40.
76. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. Варисциды Тянь-Шаня и палеозоиды Северной Европы. Москва: Наука, 1976.—160 с.
77. Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое//Геотектоника, 2015. № 4.—С. 67-85.
78. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. Москва: ГЕОС, 2006.—216 с.
79. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое.—Москва: ГЕОС, 2012.—188 с.

80. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатъев А.В., Одибер М. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню//Геотектоника, 1998, № 1.–С.15-26.

81. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центральной Азии в позднем палеозое–мезозое: роль крупноамплитудных горизонтальных смещений//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 1, М., ГЕОС, 2003.–С. 83–86.

82. Бутовская Е.М., Суров В.П., Эргешев Т.Э. и др. Глубинное строение Памира и Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям//Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и южного Тянь-Шаня. Москва: Наука, 1984.–С. 50–65.

83. Бухарин А.К. Структурно-формационное районирование Тянь-Шаня//Геология и минеральные ресурсы,Ташкент, 1999. - № 2. - С.3-19.

84. Бухарин А.К., Брежнев В. Д., Масленникова И. А., Пятков А. К., Бурков Ю. К., Васильев И. А., Кириллова Г. Б, Моргунова С. Г. Тектоника Западного Тянь-Шаня. Москва: Наука, 1989.–152 с.

85. Бухарин А.К., Гарковец В. Г., Пятков В. В. Основные черты тектонического строения палеозоид западной части Южного Тянь-Шаня и их обрамления//Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. Москва: Наука, 1974.–С. 107–116.

86. Бухарин А.К., Масленникова И. А., Пятков В. В. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня: Стратиграфия. Ташкент, Фан, 1985.–152 с.

87. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок//Петрология. 2003. Т. 11 № 4. –С.363-380.

88. Вернадский В.И. Очерки геохимии. 4-е изд-е (2-е русское изд.). Москва: Госгеонефтеиздат, 1934.-382 с.

89. Виноградов А.П. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан)//Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Москва: Наука, 1964.–С. 108–132.

90. Вихтер Б.Я., Суслик А.М., Хазин К.А. Анализ рудно-магматических систем для повышения эффективности разведочных работ//Разведка и охрана недр. 1983, № 4.–С. 14–17.

91. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов //Журнал «Геология и геофизика», 2003. Том 44. Вып. 12.-С.1321-1338.
92. Власов Г.М. Главные типы магматогенно-рудных систем//Докл. АН СССР, 1981. Т. 258. №5. –С. 1147-1169.
93. Власов Г.М. О принципах выделения магматогенно-рудных систем//Магматогенно-рудные системы. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979.– С. 3–12.
94. Власов Г.М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах/Геология руд. месторождений, 1975, № 5.–С. 18–24.
95. Власов Г.М., Мишин Л. Ф. Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. Москва: Наука, 1992.–230 с.
96. Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации (заметки и некоторые предположения о магмато- и петрогенезе). Новосибирск: Наука, 1979.–166 с.
97. Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. Москва: Наука, 1973.–127 с.
98. Вольнов Б. А. Петрология и титаноносность шахристанского базитового комплекса Южного Тянь-Шаня//Докл. АН РТ, 1996, т. XXXIX, № 7-8.–С. 67–73.
99. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.– 196 с.
100. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Автореф.дисс., докт. геол.-мин.наук, Владивосток, 2007.-50 с.
101. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Коллективная монография.// Отв. Ред.: А.Б.Бакиров, ред.: Н.Т.Пак. Бишкек: Илим. 2014. — 280 с.
102. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство/Мин-во геологин СССР. Всесоюз. науч. - исслед. геол. ин -т. - Л.: Недра, 1991.–144 с.
103. Геодинамические реконструкции/И. И. Абрамович, А. И. Бурдэ, В. Д. Вознесенский и др. Л., Недра, 1989.–278 с.

104. Геологическая карта Средней Азии и Казахстана. Масштаб 1: 5 000 000/Под ред. Н. А. Афоницева, Н. Г. Власова, Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1981.
105. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000/Под ред. Н. Г. Власова, Ю. А. Дьякова, Э. С. Чернера (1984). Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1989.
106. Геологический словарь. Москва: Недра, 1978. Т. 1,2.
107. Геология Западной Монголии / А. Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан, В. С. Павленко; Отв. ред. Н. С. Зайцев. Труды Совмест. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиция. Вып. 31. М. : Наука, 1980. - 195 с.
108. Геология золоторудных месторождений Кыргызстана. Бишкек, Илим. 2006.-142 с.
109. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан/Под ред. Т. Ш. Шаякубова, Т. Н. Далимова. - Ташкент: Университет, 1998. - 723 с.
110. Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.— 600 с.
111. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья/Л. В. Таусон, В. С. Антипин, М. Н. Захаров, В. С. Зубков. Новосибирск, 1984.—214 с.
112. Гнутенко Н.А., Куземко В.Н. Гидротермальные изменения трубок взрыва щелочных базальтоидов Зеравшано-Гиссарской зоны / Магматизм и геолкарта-50 Средней Азии. Душанбе, Дониш, 1988.—С.100-102.
113. Гоневчук В.А. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002.—298 с.
114. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана//Докл.АН СССР, 1956. Т. 106. № 4.—С.703-705.
115. Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985.—201 с.
116. Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Петрохимическая типизация кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок/Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. 372 с.с.185-189.
117. Гребенщикова В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании золотого оруденения: Автореф. дисс..., доктора геол.-мин.наук, Иркутск, 2004.—64 с.

118. Гребенщикова В.И., Максимчук Ю.В. Редкоземельные элементы в породах, метасоматитах и рудных телах Зун-Ханбинской рудно-магматической системы//Геохимия, 2000, № 10.–С. 1109–1115.

119. Григорьев С.И. Типизация, петрогенезис и геодинамика известково-щелочных и субщелочных гранитоидных комплексов. СПб: Изд. СПбГУ, 2004.–108 с.

120. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научн. мир, 2000. – 304 с.

121. Гусев А.И. Золотогенерирующие магмо-рудно-метасоматические системы северо-восточной части Горного Алтая: Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук, Томск, 2000.–53 с.

122. Гусев А.И. Классификация гранитоидов на основе составов биотитов//Успехи современного естествознания, 2010. № 4.–С. 57-59.

123. Гусев А.И. Постколлизийные и анорогенные гранитоиды Алтая. Москва: Издательство Академия естествознания, 2013.–184 с.

124. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая//Руды и металлы, 1998, №2.–С.67-78.

125. Далимов Т.Н., Ахунджанов Р.А., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Эволюция гранитоидного магматизма Западного Тянь-Шаня/Первая Международная геологическая конференция. Геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Граниты и эволюция Земли. 26-29 августа 2008. г. Улан-Удэ, Россия. Улан-Удэ: Изд-во ГИН СО РАН, 2008.–С. 62.

126. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. и др. Геодинамика Тянь-Шаня.//Ташкент: Университет, 1993.– 200 с.

127. Далимов Т.Н., Кушмурадов О.К. Этапы и типы палеозойского гранитообразования Тянь-Шаня//Узб. геол. журн., 1991, № 6.–С.26–33.

128. Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Влияние процессов дегидратации на геодинамику коллизионных зон/Коллизионная стадия развития подвижных поясов (тектоника, магматизм, седиментогенез, метаморфизм, металлогения)/Тезисы докладов международной научной конференции (VI чтения А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН, 2000.–С. 37-38.

129. Дергунов А. Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса/Проблемы теоретической и региональной тектоники. Москва: Наука, 1971.-С.

130. Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек: Илим, 2010.-213 с.
131. Дженчураева Р.Д. Динамика земной коры и формирование крупных месторождений/ По следам путешествия П.П.Семенова на Тянь-Шань: Материалы международной научно-практической конференции и «круглого стола», посвященных 150-летию путешествия П. П. Семенова на Тянь-Шань /Под ред. акад. В.М. Плоских. – Бишкек: Издательство КРСУ, 2007. – С.101-112.
132. Дженчураева Р.Д. Трансрегиональные структуры глубокого заложения и их роль при формировании крупных месторождений //Геология и геофизика. Новосибирск. 2001, №10. Т. 42.-С. 1476-1483.
133. Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Мезгин И.А., Усманов И.А. Металлогения углеродистых отложений Тянь-Шаня Бишкек: Илим, 2015. -204 с.
134. Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Никоноров В.В., Ивлева Е.А. Золоторудные месторождения Кыргызстана. Бишкек: Илим, 2020.- 534 с.
135. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии//Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 78.–С. 59–75.
136. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. Москва: Недра, 1981.–235 с.
137. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов//Геология и геофизика, 2003, Т. 44, № 12.–С. 1243–1261.
138. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2001.–406 с.
139. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов//Докл. РАН. 2003. Т. 292. №6.–С. 797-801.
140. Ефремова С.В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Москва: Недра, 1985.–511 с.
141. Замалетдинов Т.С. Геодинамическая карта Кыргызстана масштаба 1: 500000 - основа регионального прогноза полезных ископаемых: Автореф. дисс..., канд.геол.-мин.наук, Бишкек, 1995.–21 с.

142. Захаров М.Н., Гундобин Г.М., Пискунов Ю.Г., Залищак Б.Л. Петрохимия и геохимические особенности гранитоидов золоторудных месторождений Тихоокеанского пояса // Геология и геофизика, 1983, №12. – С. 60-67.
143. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, Дониш, 1970. – 308 с.
144. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана / Р.Б. Баратов, Г.И. Бослер, Я.А. Беккер и др., Душанбе, Дониш, 1981. – 283 с.
145. Золото Кыргызстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов, В.И. Тольский, Т.О. Замалетдинов, Т.В. Ларина, Т.В. Горбачева. Бишкек: Наси, 2004. – 271 с.
146. Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов, В.И. Тольский, Т.О. Замалетдинов, Т.В. Ларина, Т.В. Горбачева. Бишкек: Наси, 2004. – 342 с.
147. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва: Недра, 1990, т. 1, 327 с.; 1990, т. 2. – 334 с.
148. Зорин Ю.А., Лепина С.В. Численная модель термического утолщения литосферы // Геофизический журнал. 1987. – №6. – С. 70-78.
149. Зорина Л.Д. Основные принципы геохимической типизации рудно-магматических систем // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. С. 60-69.
150. Зорина Л.Д. Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматизмом // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. – Новосибирск: Наука, 1987. С. 93-100.
151. Зубович А.В., Мосиенко О.И., Кузиков С.И., Меллорс Р. Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М-лы XXXIX Тектонического совещания. Москва: ГЕОС, 2006. – С. 243-244.
152. Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика, Новосибирск, 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1634-1640.
153. Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений. // Современное

состояние наук о Земле. Материалы международной конференции. Москва: Геолог ф-т МГУ, 2011. – С. 744-748.

154. Иванкин П.Ф. Морфология глубокозакрывающихся магматогенных рудных полей. Москва: Недра, 1970.–288 с.

155. Иванкин П.Ф., Рабинович К.Р. Золотоносные рудно-магматические системы гранитоидного ряда///Геология и геофизика, 1971, № 5.–С. 55–63.

156. Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»?//Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 417-420.

157. Иванов А.И. Петрология и геохимия гранитоидов Депутатской оловоносной рудно-магматической системы: Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук, Якутск, 2010.–28 с.

158. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах//Изв. АН СССР. Геол. сер. 1970. № 7. С. 20-30.

159. Иванова В.Л. Рудно-магматические системы–к решению проблем магматизма/Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы Всеросс. петрограф.совещания. М., 2010.–С.277-278.

160. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. Москва: Недра, 1978.–137 с.

161. Ильинский Ю. В. Эволюция металлогенических систем Алтае-Саянской складчатой области // Закономерности размещения полезных ископаемых. Москва:Наука, Т. 15: Металлогения Сибири, 1988.-С.148–154.

162. Интерпретация геохимических данных/Е. В. Складчиков, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская и др., М., Интермет инжиниринг, 2001.–287 с.

163. Исамухамедов И.М., Купченко П.Д., Василевский Б.Ф. Магматизм и металлогения юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент: Фан, 1962.–381 с.

164. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Москва: Наука, 1976. – 335 с.

165. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. Москва: Наука, 1982. - 120 с.

166. Карамата С. Особенности и проявления тектоники плит в областях типа Тетис//Геотектоника. 1983. - № 5. - С.52-66.

167. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Объяснительная записка. Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П., Ким О.И., Яскович Б.В., Козлов С.А., Поникленко И.А.Ташкент, Фан, 1984.–345 с.

168. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. Кн. 1.–284 с. Кн. 2–340 с.
169. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Под ред. С. В. Ефремовой. Москва: Недра, 1997.–248 с.
170. Климов Г.К. Формационный анализ даек и эффузивов Зеравшано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня: петрохимическое исследование. Дисс., канд.геол.-мин.наук. Душанбе, 1980. - 272 с.
171. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. Москва: Недра, 1978.-287 с.
172. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Москва: Наука, 1977.–206 с.
173. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Коалиции ЮЛ., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии//Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227-253.
174. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии//Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 672-676.
175. Коваль П. В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Москва: Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998.–483 с.
176. Ковальчук И.А. Герцинские геосинклинальные вулканогенные и осадочные формации Южного Гиссара (Тянь-Шань). Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук. Львов, 1984. - 28 с.
177. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. Москва: Наука, 1977.–294 с.
178. Когарко Л.Н. Рудный потенциал щелочных магм // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 61-64.
179. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. Москва: Наука, 1985.–304 с.
180. Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья//Геология и геофизика. 2011. Т.52. №5. С.676-689.
181. Козлов В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий

редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье)//Геология и геофизика. 2009. Т.50. № 1. -С. 38-53.

182. Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных пород. Москва: Недра, 1982.—414 с.

183. Комаров П.В. О проявлении плюмов и рудно-магматических систем (РМС) в формировании периодической ярусности и зон активного тектогенеза//Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М-лы XXXIX Тектонического совещания. Москва: ГЕОС, 2006. С. 340-343.

184. Комаров П.В., Томсон И.М. О плюмах и их влиянии на формирование благороднометального оруденения в углеродсодержащих породах//Докл.РАН, 2007, Т.415, № 6.—С.779-781.

185. Компаниченко В.Н. Эволюция магматических и магматогенно-рудных систем. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984.—180 с.

186. Континентальные рифты. Москва: Мир, 1981.—416 с.

187. Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. Металлогеническая специализация магматических комплексов. Москва: Недра, 1964.—392 с.

188. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. Москва: Наука. 1982.—104 с.

189. Коромантийные рудно-магматические системы благородно-редкометалльной специализации в металлогении Тувино-Монгольского сегмента Центрально- Азиатского складчатого пояса./Лебедев В.И., Ярмолук В.В., Коваленко Д.В. и др. Кызыл, ТуВИКОПР СО РАН, 2013.—154 с.

190. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок.—Москва: Изд-во КДУ, 2011.—232 с.

191. Короновский Н.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Магматизм—индикатор геодинамических обстановок: современное состояние и проблемы//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 1, М., ГЕОС, 2003.—С. 289–293.

192. Косбергенов К.М. Малые интрузии, дайки гор Каратау и их рудоносность (Южный Нуратау. Автореф. дисс... доктора философии (PhD) по гео.-мин.наукам. Ташкент, 2023.—41 с.

193. Котов Н. В. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.—156 с.

194. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф., Исламов Ф.И. Эволюция рудно-магматических систем – основа прогноза, поисков и оценки золото-редкометалльных месторождений//Разведка и охрана недр, 1996, №8.–С.29-42.
195. Крылов К.А. Землетрясение в Афганистане. 5.03.2002. Адрес доступа: [http://nature.web.ru/db/msg.html?mid=1194260&s= Или/и](http://nature.web.ru/db/msg.html?mid=1194260&s=Или/и) <http://nature.web.ru/db/author.html?id=1050>
196. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, СО, 1985.–199 с.
197. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского «горячего» поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники//Щелочный магматизм и проблемы мантийных источников, Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2001.–С. 246-262
198. Куренков С.А., Аристов В. А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана//Геотектоника. 1995. № 6. –С. 22–31.
199. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002.–294 с.
200. Кустарникова А.А. Обобщенная петрологическая модель золоторудных месторождений «кызылкумского типа»//Материалы совещания «Геология промышленных типов золоторудных месторождений Узбекистана». Ташкент: ИМР, 1998. –С.89-92.
201. Кухтиков М.М. Тектоника/Таджикистан. Природа и природные ресурсы. Душанбе: Дониш, 1982.–С.53–68.
202. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1969.–298 с.
203. Лаумулин Т. М. Система «интрузив-надынтрузивная зона» и эндогенное оруденение//Изв. АН КазССР, сер. геол., 1974, № 6.–С. 8–21.
204. Лебедев Л. М. Современные рудоносные гидротермы и вопросы рудогенеза//Изв. АН СССР, 1974, № 6.–С. 55–67.
205. Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое//Геотектоника. 1996. № 3. –С. 36–53.
206. Леонов М.Г. Межгорные впадины Гиссаро-Алайской горной области (Тянь-Шань): структура и история формирования/Литосфера, 2013, № 3.–С. 3–24.

207. Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. Москва: Наука, 1993.–150 с.
208. Леонов М.Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня//Геотектоника. 1989. № 4. -С. 118–121.
209. Леонов М.Г., Колодижный С.Ю., Кунина Н. М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М., 2007.–199 с.
210. Леонов М.Г., Колодижный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм / Геотектоника, 1995. – №2. – С. 29-48.
211. Леонов М.Г., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г. Гиссаро-Алай и Памир: сравнительная геодинамика и взаимоотношение // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы IV Тектонофизической конференции. Т.1. Москва: ФГБУН ИФЗ РАН, 2016. - С.129–138.
212. Леонов М.Г., Рыбин А.К., Матюков В.Е.. Памиро–Алай и взаимоотношение Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов (геолого-геофизическая модель) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Мат. XLVIII Тектонического Совещ. Москва: ГЕОС, 2016. -С. 337–340.
213. Лесик О.М., Миколайчук А.В. Глубинное строение Туркестанского палеоокеана (Северо–Восточная Фергана)//Геология и геофизика, 2001, Т. 42, № 10.–С. 1464–1470.
214. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006. – т. 47. – № 12. – С. 1296-1307
215. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. Москва: Наука, 1990. – 256 с.
216. Лось В.Л. Концептуальные основы и технология прогнозирования рудных объектов. – 60 с. Адрес доступа: <http://ign.kz/index.php?dn=down&to=open&id=56>. Актуальность: 16.12.2022.
217. Лось В.Л., Гольдберг И.С. Абрамсон Г.Я. Геохимические системы рудных объектов: примеры, модели, генетические и поисковые аспекты // Журнал «Геология и охрана недр». 2003. № 1. -С.24-33.
218. Лось В.Л., Нарсеев В.А., Старостин В.И. Проблемы оценки недр на рудные полезные ископаемые //Журнал «Геология и охрана недр». 2015. № 1(54). -С.75–83.

219. Лукин А.Е. Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах: Автореф. дисс.,... доктора геолого-мин.наук. Киев, 1989. - 42 с.

220. Лутков В.С. Могаровский В. В., Луткова В. Я. К вопросу о геохимической неоднородности верхней мантии Центрально-Азиатского подвижного пояса//Геохимия. - 2004. - № 4. - С. 370-383.

221. Лутков В.С. Петролого-геохимическая модель литосферы и магматизм складчатых областей Южного Тянь-Шаня и Памира: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. СПб, 1991.—56 с.

222. Лутков В.С., Бабаев А.М. Литосфера Тянь-Шаня (Таджикистан)//Докл. АН РТ, 2008, Т. 51, №2.—С. 133-136.

223. Лутков В.С., Бабаев А.М. Экстремально высокие концентрации редких элементов в мантии Ягнобской зоны (Южный Тянь-Шань) в связи с проблемами металлогении//Доклады АН РТ, 2008. Т. 51. №3.—С.218-222.

224. Лутков В.С., Могаровский В.В. Геохимическая эволюция гранитоидов Тянь-Шаня и Памира//Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. Москва: Наука, 1993.—С. 144—171.

225. Лутков В.С., Могаровский В.В. Латеральная неоднородность состава верхней мантии Южного Тянь-Шаня//Докл. АН СССР, 1982. Т.263. №3.—С. 680—684.

226. Лутков В.С., Могаровский В.В., Файзиев А.Р. Мантия как возможный источник рудного вещества месторождений Таджикистана/Труды Института геологии АН РТ. Новая серия. Душанбе, 2003. Вып.2.—С.92-109.

227. Лутков В.С., Шарапов Н. В., Владимиров А. Г. Петрология и геохимия чарнокитов и чарнокитоподобных гранитоидов Памира и Гиссаро-Алая//Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск, 1985.—С. 41-88.

228. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое/Труды Геологического института. Вып. 607. Москва: ГЕОС, 2014.—360 с.

229. Львов Б. К. Металлогения классическая и авангардная//Вестник СПбГУ, 2002, сер. 7, вып. 2 (15).—С. 7—13.

230. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. Москва: Недра, 1979.-296 с.

231. Магматические горные породы: Кислые и средние породы. Москва: Наука, 1987.–374 с.
232. Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. Москва: Наука, 1987*.–438 с.
233. Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент, Фан, 1977.–335 с.
234. Магматогенно-рудные системы. Владивосток: Зап.-Сиб.изд., 1979. - 167 с.
235. Магматогенно–рудные системы. Москва: Наука, 1986.–256 с.
236. Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможности плавления пород земной коры при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // Докл. РАН, 1998. Т. 363. № 5.–С.682-686.
237. Маджидов Б.С. Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № 5. С. 404–412.
238. Мазуров А.К. Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. Кокшетау-Томск, 2003. -43 с.
239. Макаров В.И., Щёлочков Г.Г., Рыбин Л.К., Павленкин Л.Д., Рослов Ю.В., Мунирова Л.М., Алексеев Д.В., Леонов М.Г., Roescher S.V. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и их глубинная структура по данным сейсмических исследований вдоль профили MANAS (Кашгар-Сонкуль)///Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания Том 2. М., ГЕОС, 2010.–С. 11-15.
240. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Москва: Наука, 1978.–196 с.
241. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Якутск, 2003.–56 с.
242. Максумова Р.А., Березанский А.В. Карта-схема тектонического районирования покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня. Бишкек, 1996.
243. Мамадвафоев М.М., Ниезов А.С., Хасанов А.Х., Кривощекова Н.И. Геолого-геохимические особенности формирования даек и локализации золоторудного месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан). Душанбе: Недра, 2008.–104 с.
244. Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х., Кривощекова Н.И., Ниезов А.С. Раннепермский магматизм и ртутно-сурьмяное оруденение Зеравшано-

Гиссарского рудного пояса (Центральный Таджикистан).—Душанбе: Недра, 2010.—136 с.

245. Мамаджанов Ю. Петрология и геохимия шошонит-латитовой ассоциации Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань): Автореф., дис. канд. геол-мин, наук. Душанбе, 1995.—25 с.

246. Мамаджанов Ю., Аминов Дж.Х., Ходжиев А.К., Халимов Г.А. Позднепалеозойский шошонит-латит монцонитоидный магматизм Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня: геология, петрогеохимия и потенциальная рудоносность/Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении. Мат-лы науч.-техн. конф., посвящ. 80-летию создания Института геологии и геофизики и 105-летию со дня рождения акад. Х.М.Абдуллаева. Ташкент: ГП «ИМР», 2017. - Кн. 3.—С.46—49.

247. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. Геодинамика и магматизм Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня//Проблемы геологии Республики Таджикистан. 1999. Вып. 1-2.—С. 133-140.

248. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. Геохимические особенности гранитоидов, сопровождающихся вольфрамоворудным оруденением (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня)//Всесоюз. совещ. «Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР», Л., 25-27. 11. 86, Л., 1986.—С. 62-63.

249. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. Геохимические типы гранитоидов молибден-вольфрамовых и вольфрам-золоторудных полей Срединного и Южного Тянь-Шаня//Материалы II научной конф. мол. ученых МГРИ. М., 1987.—С.19—31 (Рук. деп. в ВИНТИ 29. 04. 87, №3036-B87).

250. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. Геохимия латит-монцонитоидной рудно-магматической системы Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня. Душанбе, НПИЦентр, 2002.—60 с. (Вып. 01 2003, № 10(1555), Деп. 09. 01. 03).

251. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. К геохимическим критериям потенциальной рудоносности некоторых гранитоидных формаций Срединного и Южного Тянь-Шаня//Геохимия и локальном металлогеническом анализе. Новосибирск, 1986, с. 66-67.

252. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. Физико-химические особенности биотитов орогенных гранитоидных формаций Срединного и Южного Тянь-Шаня в связи с их потенциальной рудоносностью//Материалы республиканской

научно-практической конференции молодых ученых и специалистов. 13-14 апр. 1989 г. Душанбе, 1989.-С.64-68.

253. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С., Карпенко И. В. Субщелочные редкометалльные лейкограниты–аляскиты Таджикистана//Вопросы геологии, геоэкологии и разработки месторождений Таджикистана: Материалы научно-теоретической конференции, посвященной памяти доцента Д. Д. Бузурукова, Душанбе, 26 октября 2002 г. Душанбе: ТГНУ, 2003.–С. 30–35.

254. Маракушев А.А., Безмен Н. И. Минералого–петрологические критерии рудоносности изверженных пород. Москва: Недра, 1992.–317 с.

255. Марковский А.П. Тектоника Центрального Таджикистана/Геология СССР. Т.24. Таджикистан. Москва: Госгеолтехиздат, 1959.–С.482–515.

256. Матвеева И. Н., Ниёзов А.С., Минаев В. Е. Петрохимия некоторых типов магматических пород Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ. -мат., геол. и хим. н., Душанбе, 1986.–35 с. (Рук. деп. в ВИНТИ 01. 04. 86. № 2221-В).

257. Межеловский Н. В. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М., Изд-во ИМГРЭ, 1999.–539 с.

258. Мельниченко А.К. Геохимическая типизация средне - позднекарбоновых гранитоидов Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня и некоторые вопросы их рудоносности//Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука, 1991.–С. 77–85.

259. Мельниченко А.К. Геохимические типы и потенциальная рудоносность позднепалеозойских гранитоидов Центрального Таджикистана/Труды Института геологии АН РТ, 2002. Нов сер., Вып. 1.–С. 172-179.

260. Мельниченко А.К. Петрогеохимические особенности позднекаменноугольных гранитоидов гранитовой формации Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) /Труды Института геологии АН РТ, 2006. Нов. сер., вып. 5. -С. 108-114.

261. Мельниченко А.К. Тоналит-плагиогранитовая формация Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань)//Труды Института геологии АН РТ, 2003. Нов сер., Вып. 2.–С. 116-126.

262. Мельниченко А.К., Баратов Р.Б. Возрастная последовательность формирования интрузивных образований Центрального Таджикистана /Труды Института геологии АН РТ, 2007. Нов. сер., вып. 6.–С. 91-101.

263. Мельниченко А.К., Бровкин А.А. Петрология и геохронология гранитоидов Аксуйского массива (Гиссарский хребет), -Душанбе, 1982.–38 с. Библиогр.:–Деп. в ВИНТИ, №3296-82.

264. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Геолого-радиологическая и петрогеохимическая характеристика среднекаменноугольных кварцевых диоритов западной части Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня/Актуальные проблемы геологии и сейсмологии Таджикистана, Душанбе: Дониш, 2011.–С.79-85.

265. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Геохимическая типизация и потенциальная рудоносность позднепалеозойских plutонических пород Центрального Таджикистана/Геохимия и потенциальная рудоносность магматических образований Таджикистана. Душанбе, 2002.–С. 114-144. Деп. в НПИЦентре РТ, вып.2, №81(1515),

266. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Интрузивные образования Барзангинского массива (Центральный Таджикистан)/ Труды Института геологии АН РТ, 2006. Нов сер., Вып. 5.–С. 115-128.

267. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Петрогеохимическое единство докембрийских гранитоидов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира/Геологическая корреляция и геодинамика складчатых областей/Сборник научных статей, посвящённых 95-летию М.М.Кухтикова. Душанбе: Дониш, 2014.–С.129-152.

268. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Петрогеохимия раннепермских гранитоидов гранитовой формации восточной части Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня/Геология и вопросы сейсмичности территории Таджикистана. - Душанбе: 2014.–С.154-162.

269. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Петролого-геохимические особенности среднекаменноугольных гранитоидов восточной части Зеравшано-Туркестанской зоны Южного Тянь-Шаня/Вопросы геологических и сейсмологических исследований Таджикистана/Дню Науки и 80-летию образования Таджикской Комплексной Экспедиции. Душанбе: Дониш, 2012.–С.94-107.

270. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Позднепалеозойские редкометалльные граниты Центрального Таджикистана/ Труды Института геологии АН РТ, 2002. Нов сер., Вып.1.–С. 133-140.

271. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Потенциальная рудоносность позднепалеозойских plutонических формаций Юго-Западного Тянь-Шаня/Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических формаций. - Новосибирск: Наука, 2003.–С. 222-223.

272. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные граниты Южного Тянь-Шаня и связанное с ними оруденение/Современные вопросы региональной геодинамики и минерации Памиро–Тянь-Шаня. Душанбе: Дониш, 2012.–С.195-201.

273. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные плюмазитовые граниты Дараванджрудского и Сардаринского массивов Центрального Таджикистан/ Труды Института геологии АН РТ, 2003. Нов сер., Вып. 2, 2003.–С.126-135.

274. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные субщелочные граниты-лейкограниты северо-востока Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня/Проблемы петрологии и минерации Центральной Азии. Душанбе: Дониш, 2014.–С.48-59.

275. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные щелочные граниты Зеравшано-Гиссара–новый представитель средне-позднетриасового алайского комплекса/ Труды Института геологии АН РТ, 2008. Нов сер., Вып.7.–С. 118-138.

276. Менакер Г.И. Теоретические модели геохимии и рудообразования. Чикаго, 2010. – 261 с.

277. Металлогения геодинамических обстановок. М., ГЕОС, 1995.–312 с.

278. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании/Г. С. Гусев, М. В. Минц, Д. И. Мусатов и др. Москва: Недра, 1991.–204 с.

279. Минаев В.Е. Геотектоническая позиция сланцевых поясов Таджикистана/Труды Института геологии АН РТ. Новая серия. Душанбе, 2002. Выпуск 1.–С.109-118.

280. Минаев В.Е., Матвеева И.Н. Южный Тянь-Шань: структурная эволюция и металлогения/Труды Института геологии АН РТ. Новая серия. Душанбе, 2003. Выпуск 2.–С.136-144.

281. Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана//Геология и минеральное сырьё. Ташкент, 2018. № 1.–С.3-15.

282. Мирошникова Л.К. Геолого-геохимические предпосылки и признаки локализации медно-никелевого с платиноидами оруденения рудно-магматической системы Талнахского рудного узла. Дисс., доктора геол.–мин.н., М., 2017.–312 с.

283. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. Москва: Мир, 1984.–496 с.

284. Михайлова Е.Д., Тарасенко А.Б. граница силура и девона в разрезе Оби-Сафит (Китабский государственный геологический заповедник, Узбекистан)/ Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Материалы Межведомственного рабочего совещания. Санкт-Петербург, 17–20 октября 2016 г. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2016. –С.111-113.

285. Могаровский В. В. Геохимия редких элементов интрузивных пород Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1987.–296 с.

286. Могаровский В.В., Мельниченко А. К. Редкие литофильные элементы магматических пород Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань)//Изв. АН ТаджССР, Душанбе–1977.–17 с.

287. Моралев В.М., Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов в литосфере//Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. Москва: Наука, 1993.–С. 11–35.

288. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Москва: Наука, 1971.–324 с.

289. Муралиев А.М. Сейсмичность и сейсмоструктурная деформация Юго-Западной Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1989. - 105 с.

290. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979.–136 с.

291. Наливкин Д.В. Физико-географическое описание/Геология СССР. Т.24. Таджикистан. Москва: Госгеолтехиздат, 1959.—С.24–44.
292. Нарижнев В. В., Стеблова В. М. Петрология формации недифференцированных натриевых базальтов Южного Гиссара//Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ. -мат., хим. и геол. н., 1990, № 1.—С. 37–45.
293. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов. //Геохимия. 2009. – № 8. – С. 825-851.
294. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеев В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок//Геохимия.—2004.—№ 10.—С. 1113–1124.
295. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород. // Геохимия, 2010. – № 12. – С. 1266-1288.
296. Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Формирование гидротермальных рудообразующих растворов в океанах и на континентах//Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011, №3 (43).—С.28–44.
297. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования. //Генетические модели эндогенных рудных формаций., Новосибирск, Наука, 1983. – Т. 1. – С. 34-42.
298. Недашковский П.Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. Москва: Наука, 1980.—204 с.
299. Ненахов В.М. Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая: Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук. Л., 1988.—16 с.
300. Ненахов В.М. Сравнительная геодинамика и металлогения коллизионных структур палеозоя (Южный Тянь-Шань) и раннего докембрия: Воронежский кристаллический массив, либерийский щит: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Воронеж, 1999.—62 с.
301. Ненахов В.М., Ваулин О.В. Палеогеодинамические обстановки и эволюция рудообразования в Туркестано-Алае//Советская геология, 1992, №8. – С.43-48.

302. Ненахов В.М., Кузнецов Л. В. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 17–29.

303. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1985.–176 с.

304. Ниёзов А.С. Геодинамическая обстановка формирования фанерозойских гранитоидов Таджикистана и ее отражение в минеральном составе//Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2013.–№ 7.–С.63-66

305. Ниёзов А.С. Геодинамические условия формирования фанерозойских гранитоидов таджикского Тянь-Шаня и Памира//Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы докладов Всероссийского совещания. Новосибирск, 2003.–С. 236–237.

306. Ниёзов А.С. Геохимические предпосылки и условия потенциальной рудоносности гранитоидов повышенной основности (на примере западной части Зеравшано-Гиссарской зоны)//Геохимия в локальном металлогеническом анализе. Новосибирск, 1986.–С. 111–113.

307. Ниёзов А.С. Геохимические свойства гранитоидного вещества как основа петрогеохимической типизации гранитоидов повышенной основности//Вопросы физико-химических свойств веществ (Межвуз. сборник), Душанбе, 1998, Вып. 3.–С. 116–122.

308. Ниёзов А.С. Геохимия гранитоидного магматизма западной части Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань)//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ. -мат., геол. и хим. н., Душанбе. 1986. 32 с. (Рук. деп. в ВИНТИ 05. 09. 86, № 6518-Б).

309. Ниёзов А.С. Геохимия золота и редких элементов в гранитоидах Центрального Таджикистана. Душанбе, Дониш. 2002.–138 с.

310. Ниёзов А.С. Гранитоидные комплексы и формации западной части Зеравшано - Гиссарской зоны//Проблемы динамической геологии Таджикистана и сопредельных территорий. Душанбе, 1991.–С. 45–61.

311. Ниёзов А.С. Мантийные гранитоиды Таджикистана: геология, петрогеохимия и геодинамические условия формирования//Журнал: Известия вузов. Кыргызстан, Бишкек, 2014.–№ 11.–С.37-42.

312. Ниёзов А.С. Материалы к геохимии магматизма, метасоматоза и золота Зеравшано-Гиссарской зоны. Душанбе, НПИЦентр. 1997. -17 с.
313. Ниезов А.С. Минеральные парагенезисы гранитоидов западной части Зеравшано-Гиссарской зоны//Республ. научно-теор.конф. молодых ученых и специалистов. Душанбе. 1984. Ч. 2. -С.51.
314. Ниёзов А.С. О роли тектоники в магматизме Таджикистана//Вопросы сейсмотектоники Таджикистана. Душанбе, 1994. -С. 24.
315. Ниёзов А.С. Об одной возможной модели петрогенезиса в западном Зеравшано - Гиссаре//Проблемы динамической геологии Таджикистана и сопредельных территорий. Душанбе, 1991.-С.62-72.
316. Ниёзов А.С. Петрогеохимические свойства гранитоидов Центрального Таджикистана как отражение их геодинамических условий формирования//Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2013.—№ 7.—С.56-59.
317. Ниёзов А.С. Распределение элементов в гранитоидах Шинг-Магианского района (Центральный Таджикистан) в связи с оценкой их потенциальной рудоносности//Вопросы геологии, геоэкологии и разработки месторождений Таджикистана: Материалы научно-теоретической конференции, посвященной памяти доцента Д. Д. Бузурукова, Душанбе, 26 октября 2002 г. Душанбе: ТГНУ, 2003.—С. 30–35.
318. Ниёзов А.С. Рудно-магматические системы Южного Тянь-Шаня: геологические условия и геодинамика//Журнал: Известия вузов. Кыргызстан, Бишкек, 2014.—№ 11.—С.43-47.
319. Ниёзов А.С. Фанерозойские гранитоидные геодинамические формации Памиро-Тянь-Шаня и их потенциальная рудоносность. Душанбе: Дониш, 2016.-208 с.
320. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Геохимические типы и рудоносность орогенных гранитоидов Южного и Срединного Тянь-Шаня. М., ВИНТИ. 1989. 103 с. (№ 2462-В89).
321. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. О рудоносных редкометалльных гранитах Таджикистана//Вопросы геологии и технологии минерального сырья Республики Таджикистан. М-лы юбилейн. конф., посв. 100-летию акад. К. И. Сатпаева. Душанбе. 25-26 марта 1999 г. Душанбе, 1999.-С.67-69.
322. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Существенный вклад в изучении геохимии латитов//Геология и геофизика. 1987, №6, с. 131–133.

323. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Чинарсай-Мосрифская золото-вольфрамоворудная латиандезитовая рудно-магматическая система (Центральный Таджикистан). Душанбе, НПИЦентр, 2002.–17 с. (Вып. 02 2002, № 111(1545), Деп. 13. 12. 02).

324. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю., Акрамов М. Б. Особенности развития гранитно-редкометалльных рудно-магматических систем Таджикистана//Вестник Национального университета. 2001, № 5(9).–С. 15-21.

325. Новосельский С. И. Петрохимическая зональность Гиссарского рифта//Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1993, т. 68, № 2.–С. 89–97.

326. Нуртаев Б.С. Геодинамика Срединного и Южного Тянь-Шаня в палеозое по геолого-геофизическим данным/Геодинамика, магматизм и оруденение Западного Тянь-Шаня. Книга 1. Ташкент: ГП «НИИМР», 2016.–С.131-134

327. Овчинников Л.Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. // Геол. рудных месторожд., 1967. – т. 9. – № 5. – С. 44-58.

328. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. Москва: Наука, 1988.

329. Орифов А. О., Шадчиев А. Д. Истаравшанский край глазами геолога. Душанбе, 2002.–58 с.

330. Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. Киев, Наукова думка, 1990.–284 с.

331. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Москва: Изд-во АН СССР, 1953. – 615 с.

332. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. В. М. Ненахов, В. В. Иваников, Л. В. Кузнецов, Ю. Н. Стрик. Москва: Роскомнедра, Геокарт, 1992.–101 с.

333. Очир Гэрел. Геохимия, петрология и рудоносность субщелочного магматизма Монголии: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Иркутск, Институт геохимии СО АН СССР. 1990.–37 с.

334. Пейве А.В., Штрейс И.А., Моссаковский А.Л. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса//Советская геология, 1972. № 12.–С.82-105.

335. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой Тектонической карты)//Геотектоника. 1976. № 5.–С.6-23.

336. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая /Акад. наук СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Москва: Наука, 1964. - 243 с.
337. Петрографический кодекс. Магматические образования. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1995.–128 с.
338. Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука. 1964. Кн. 1, 1965. Кн. 2.
339. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая/Ред. Баратов Р.Б. Душанбе, Дониш, 1978.–343 с.
340. Плющев Е.В., Кашин С.В., Соловьев Н.С. Месторождения, рудные узлы и металлогенические зоны как компоненты иерархической металлогенической системы//Региональная геология и металлогения. 2016. № 65.–С.71–83.
341. Покалов В.Т. Рудномагматические системы гидротермальных месторождений. Москва: Недра, 1992.–288 с.
342. Покровский А.В., Далимов Т.Н., Кушмурадов О.К. Формационные типы гранитоидов Западного Тянь-Шаня и некоторые проблемы их выделения как индикаторов геодинамических режимов//Вестник Ташкентского гос. ун-та. 1998. Вып. 4. С. 7–16.
343. Пономарева А.П., Налетов Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, СО, 1979. – 186 с.
344. Попов В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент: Фан, 1960.-560 с.
345. Попов В.С. О происхождении I-гранитов//Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск. 1985.–С. 14–27.
346. Портнягин Э.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С. К проблеме взаимоотношения глубинных палеозойских структур Южного Тянь-Шаня и погребенного Таджико-Афганского массива//Бюл. МОИП, отд.геол., 1974, №3.– С.18-23.
347. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ. 1973.–216 с.
348. Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем//Геология и геофизика, 1962. № 11.–С.28-40.
349. Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев, Наук. думка, 1988. – 188 с.

350. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитоидов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий//ЗВМО.1993. № 4. С. 18-33.
351. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. №5.–С. 3-15.
352. Радионов Д. А., Коган Р. И., Голубева В. А., Смирнов Б. И., Сиротинская С. В. Справочник по математическим методам в геологии. Москва: Недра, 1987.–335 с.
353. Распределение средних концентраций элементов в рудных месторождениях: статистика, корреляция, классификация / В.Л.Лось, В.С.Горяева, В.С.Легонькин, О.В.Самохвалова // Геология и охрана недр. 2009. № 4(33). -С. 32–42.
354. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1976.–268 с.
355. Резвой Д. П. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня//Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов. 1973, т. 1.–С. 13–22.
356. Резвой Д. П. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое//Геол. сб. Львовского геол. об-ва. 1956. № 2-3. С. 18–35.
357. Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем. Москва: ИГЕМ РАН. 2009.–498 с.
358. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. Москва: Недра, 1982.–284 с.
359. Розен М., Богина М. М., Лятифова Е. Н., Федоровский В. С. Две магматические формации коллизионных областей.//Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы докладов Всероссийского совещания. Новосибирск, 2003.–С. 206–207.
360. Розен О. М., Богина М. М. Выплавление, накопление и внедрение гранитоидов в условиях коллизионных систем: три уровня глубинности//Петрография на рубеже 21 века: итоги и перспективы, Сыктывкар, Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000.–С. 313–316.
361. Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). Труды ГИН РАН. Вып. 545. Москва: Научный мир, 2001.–188 с.

362. Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. Москва: Наука, 1977.–188 с.

363. Романовский Н.П. Геолого-геофизические характеристики и геодинамика гранитоидных рудно–магматических систем Тихоокеанского пояса/Granites and Earth Evolution: geodynamic position, petrogenesis and ore content of granitoid batholiths First International Geological Conference. 26-29 August 2008. Ulan-Ude, Russia.2008.–P.194.

364. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно–магматических систем Тихоокеанского пояса. Москва: Наука, 1987.–190 с.

365. Романовский Н.П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем//Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1979.–С.11-21.

366. Романовский Н.П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии и их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов. Тихоокеанская геология, 1985, №2.–С.26-32.

367. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Мезозойские вольфрамоносные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня некоторых районов СССР. Москва: Наука, 1982.–С. 104-173.

368. Рунион Р. Справочник по непараметрической статистике: Современный подход. Москва: Финансы и статистика, 1982. - 198 с.

369. Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы)//Геология и геофизика, 2001, Т. 42, № 10.–С. 1543–1555.

370. Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х. Северная вергентность герцинских складок в комплексах Букан и Мурун в Кызылкумах // Геология, геодинамика и металлогения Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1990. – С. 71-76.

371. Сакиев К.С. Петрология пород офиолитов Кара-Арчинской зоны Северного Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. – 181 с.

372. Сакиев К.С., Бакиров А.Б. Полезные ископаемые офиолитов Тянь-Шаня/Научные достижения Института геологии за 75 лет. Бишкек, 2018.-С.171 – 189.

373. Салихов В.С. Синергетическая модель меденосной рудно-магматической системы//Известия Томского политехнического университета. 2009. Т.314. № 1.–С.38-43.

374. Самыгин С. Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем//Геотектоника, 2009, № 2.–С.57-77.

375. Симонов В.А., Ковязин С.В. Особенности петрогенезиса пикритовых комплексов из офиолитов Южного Тянь-Шаня//Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика», 5-8 сентября 2006 г. Россия, Республика Бурятия, г. Улан-Удэ. Улан-Удэ, 2005. -С. 272-273.

376. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999.–224 с.

377. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Москва: Наука. 1974.–230 с.

378. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургорского гранитного массива и углеродистых отложений западного его обрамления (Южный Урал)//Журнал «Вестник Московского университета. Серия 4: Геология», Москва издательство Изд-во Моск. ун-та (М.). 2020. № 1.–С. 11-16.

379. Соболев А.П. Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Препринт. Часть I. Структурное положение и состав. 1984.–57 с. Часть II. Генезис и рудоносность. Магадан: СВКНИИ, 1984.–52 с.

380. Соболев Р.Н. Вольфрамоносные граниты//Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. - 1992. - Т. 67, N 5. - С. 109-119.

381. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Макаров В.И.. Абдрахматов К.Е., Айтматов И.Т., Бакиров А.Б. и др. Москва: Научный мир, 2005.–400 с.

382. Соломович Л.И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис, рудоносность): Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Бишкек, Горно-металлургический ин-т, 1997.–45 с.

383. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006.–291 с.

384. Стеблова В.М., Наризнев В. В. Каменноугольные андезиты Южного Гиссара//Сов. геол., 1991, № 5.–С. 63–69.

385. Степнова Ю.А. Генезис и флюидный режим формирования рудно-магматической системы Шибановского рудного узла: Автореф. дисс., канд. геол.-мин.наук. Владивосток, 2013.–29 с.

386. Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана / под ред. Сабинова А.А. – Душанбе: Недра, 2012.- 480 с.
387. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1–2.
388. Сухов В.И. Региональные рудно-магматические системы Приамурья//Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979.–С. 45-60.
389. Таджикибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Фрунзе, 1986.–24 с.
390. Таджидинов Х.С. Вулканизм Центрального Памира//Эволюция вулканизма в истории Земли. Москва: Наука, 1977.–С.69-81.
391. Таджикистан. Природа и природные ресурсы. Душанбе: Дониш, 1982.–600 с.
392. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977. -280 с.
393. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987.–202 с.
394. Тевелев Ал. В. Среднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. М., 2003.–44 с.
395. Тектоника Тянь-Шаня и Памира. Москва: Наука, 1983.–200 с.
396. Тектоническая расслоенность литосферы/А. В. Пейве, С. В. Руженцев, С. Д. Соколов и др. Москва: Наука, 1980.–216 с.
397. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана/Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б. Б. и др., Киев: Наукова думка, 1990.–232 с.
398. Типовые условные обозначения для тектонических карт/Мин-во природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО. Д. Я. Чистяков, Б. Б. Русс, Д. А. Кириков и др. Москва, 1997.–151 с.
399. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983.–181 с.
400. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр.Полоусного (Северный батолитовый пояс Вер-хояно-Колымских мезозоид)//Тихоокеанская геология. 2002. №5.–С. 15–27.
401. Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских

плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы)//Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 5. –С.420-433.

402. Тютин М.А. Рудно-магматические системы зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-западного Памира//Докл. АН ТадССР, 1989, т. 32, № 11.–С. 764–767.

403. Тютин М.А., Безуглый М. М. Олово-вольфрамовые рудно-магматические системы Южного Памира//Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск, 1990.–С. 3–19.

404. Ужкенов Б.С. Методические основы создания банка геологической, геофизической и геохимической информации о недрах и недропользовании на примере Республики Казахстан. Автореф.дисс... канд.техн.наук. Москва, 1997. - 27 с.

405. Урунбаев К. Петрогенетические типы и рудоносность коллизионных гранитоидов и ассоциирующих с ними пород Узбекистана: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Ташкент, 1991.–36 с.

406. Файзиев А.Р. Новые и редкие минералы Дарайи-и-Зисского щелочного массива (Центральный Таджикистан)//Докл.АН Республики Таджикистан, 2007, Т. 50. №1.–С.51-56.

407. Фации и формации магматических пород Узбекистана. Ташкент, Фан, 1977.–312 с.

408. Ферштатер Г.Б. Rb-Sr диаграмма для анализа геодинамического режима образования магматических серий//Ежегодник-1980, Инф. м-лы ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1981.–С. 86-88.

409. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена//Литосфера. 2001. № 1.–С. 62-85.

410. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. Москва: Наука, 1987.–232 с.

411. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). Москва: Наука, 1975.–288 с.

412. Фидаев Д.Т. Морфология и история развития палеозойских структур центральной и восточной частей хребта Северный Нуратау (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук. СПбГУ, 1995.–15 с.

413. Филиппова И. Б., Буш В. А. Среднепалеозойские субдукционные пояса - ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского

покровно-складчатого пояса//Российский журнал наук о Земле. 2001, XII. Том 3, № 6.-С.405–427.

414. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана/Изох Э.П., Юдалевич А.П., Пономарев А.П. и др. Новосибирск: Наука, 1975.–518 с.

415. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. Москва: Научный мир. 2003.–348 с.

416. Хаин В.Е. От геологических формаций к литодинамическим комплексам // Вестник Московского ун-та. Серия 4. Геология. 1991. № 3.– С. 18-21

417. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм?//Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990.–С. 5–8.

418. Хаин В.Е. Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 2. М., 2003.–С. 270–271.

419. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Москва: Недра, Т. 4, Альпийский Средиземноморский пояс, 1984.–341 с.

420. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии//Геология и геофизика, 1996. т. 37. № 1.–С. 5–16.

421. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Фан, 1969.–212 с.

422. Хасанов А.Х. Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1976.–267 с.

423. Хасанов Р.Х. Расслоенные гранитоидные плутоны Памира и важнейшие этапы эволюции и рудообразования гранитоидной магмы // Петрография на рубеже 21 века: итоги и перспективы, Сыктывкар, Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000.–С.348–350.

424. Хасанов А.Х., Ниёзов А.С. Распределение золота в гранитоидах западной части Зеравшано-Гиссарской зоны//Докл. АН Тадж. ССР. 1985, т. 28, № 8.–С. 471-474.

425. Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южного Тянь-Шаня//Геотектоника, 1978, № 5.–С.72-83.

426. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973.–170 с.

427. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма / Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 5-28.

428. Шадчиев А.С. Стратиграфия, седиментационная зональность и основные этапы геологического развития Зеравшано - Гиссара в палеозое (Центральный Таджикистан)//Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.–мин.наук.Душанбе. 2004.–101 с.

429. Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана (Центральный Таджикистан). Душанбе, 2008.–405 с.

430. Шамшиев О.Ш., Воробьев А.Е., Мадаева М.З., Толобаева Н.Т., Хаджиев А.А. Основные закономерности металлогении мезо-кайнозойских комплексов Южного Тянь-Шаня//Горизонты науки: материаловедение и металлургия Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной 100-летию ФГБОУ ВО «ГГНТУ им. М.Д. Миллионщикова». 2019. -С. 104-111.

431. Шамшиев О.Ш., Толобаева Н.Т., Маралбаев А.О.Геодинамическая обстановка формирования мезо-кайнозойских комплексов и их перспективы// Вестник Кыргызско-Российского славянского университета. 2018. Т. 18. № 4. - С. 194-197.

432. Шарапов В.Н., Сотников В.И. К проблеме количественного моделирования развития рудно-магматических систем//Геология и геофизика, 1997. №5.–С.857-870.

433. Шарапов Н.В. Петрология гранат-гиперстенсодержащих гранитоидов Южного Тянь-Шаня: Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук. Душанбе, 1984.–28 с.

434. Шарпенков Л.Н. Магматогенно-рудные системы континентальных вулканоплутонических поясов подвижных областей//Региональная геология и металлогения, 2014, № 58.–С.84-90.

435. Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л., Изд-во ЛГУ, 1983.–215 с.

436. Шкодзинский В.С. Происхождение различных кислых магм (модель горячей аккреции Земли)/Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской

конференции с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014.—С.290-293.

437. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992.—238 с.

438. Шкодзинский В.С. Происхождение плюмового магматизма (модель горячей гетерогенной аккреции Земли)//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 2, М., ГЕОС, 2003.—С. 309-312.

439. Шкодзинский В.С. Современные данные о горячей гетерогенной аккреции Земли – основа научной революции в петрологии//Журнал «Вестник ВГУ. Серия Геология». 2016. № 1.—438С.14-21.

440. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. Москва: Наука, 1985.—232 с.

441. Шокальский С.П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: Автореф. дисс., канд.геол.-мин.наук. Новосибирск; 1990.—19 с.

442. Щербаков Ю.Г. Космогеохимическая систематика элементов и металлогенический анализ//Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск: Наука, 1981.—С. 5–18.

443. Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Москва: Наука, 1967.—268 с.

444. Щербаков Ю.Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование//Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976.—С. 14–33.

445. Эволюция магматизма Средней Азии. С.К. Абубакиров, А.А. Кустарников, К.А. Рахманов, И.Х. Хамрабаев и др. Москва: Наука, 1986.—276 с.

446. Ярмолук В.В., Коваленко В. И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе//Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12.—С. 1305-1320.

447. Abdel Rahman A. M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas//J. of Petrology, 1994, V.35. Part 2.—P.525–541.

448. Abdrakhmatov K.Y., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V. I., Molnar P., Panasyuk S.B., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapesnikov Y. A Tsurkov V.Y., Zubovich A.V. Relatively recent construction of the Tien-Shan inferred from GPS

measurements of present-day crustal deformation rates//Nature, 1996. V.384 (6608).–P.450–457.

449. Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major elements composition//J. Geol. 1995. V. 103.–P. 529-537.

450. Alavi M. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran // Geology, 1980, v. 8.–P.144–149.

451. Anatomy of Giants–Gold Tien Shan Province. Yakubchuk A., Seltnann R., Cole A., Shatov V., Graupner T. London, 2014.-138 p.

452. Anderson J. L. Proterozoic geology: selected papers from an International Proterozoic symposium. Geol. Am. Me., 1983, V.161.–P. 133–154.

453. Artemieva I.M. Global $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ thermal model TCI for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution/Tectonophysics, 2006. V. 416.-P.245-277.

454. Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res., 2011, V. 116.– B01202

455. Barazangi M., Isacks B. L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazka plate beneath South America//Geology, 1976, № 4.–P.686–692.

456. Barazangi M., Ni J. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan Plateau Possible evidence for underthrusting of the Indian continental lithosphere beneath Tibet//Geology, 1982. V. 10(4).–P.179–185.

457. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments//Lithos, 1999, V.46.–P.605–626.

458. Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids//Geology, 1996, № 24.–P.294–298.

459. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting//Geol. Journ. 1990. V. 25, № 3/4.–P.227-238.

460. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation on granitoid rocks series using multicationic parameter's//Chem. Geology. 1985. V. 48.- № 1. P. 43-55.

461. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V. Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt: post-collisional rotations and deformation // Tectonophysics. 1999. V. 312.–P.303-329.

462. Beun K., Roest W.R., Rochelte P. et al. Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the South Mountain Batholith, Meguma terrane, Nova Scotia//Geophys. J. Int. 1999. V. 136.–P. 144-158.
463. Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J. and Dube B. Lithospheric Controls on the Formation of Provinces Hosting Giant Orogenic Gold Deposits. Mineralium Deposita, 2006. V.40.–P. 874-886.
464. Bierlein F.P., Stein, H.J., Coira, B. and Reynolds, P. (2006b) Timing of Gold and Crustal Evolution of the Palaeozoic South Central Andes, NW Argentina—Implications for the Endowment of Orogenic Belts. Earth and Planetary Science Letters, 245, 702-721.
465. Bokonbayev K.J., Yakimov V. M. The types of the granite-gneiss domes in geologic history of Tien-Shan/Granites and geodynamics. Intern. Symp., Moscow, USSR, 1991.–P. 9-10.
466. Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects//Lithos. 2007. V. 97. Is. 1-2.–P.1-29.
467. Bonin B. Death of super-continent and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events: the case of the Variscan-Alpine Europe//Journal of Geosciences. 2008. V. 53.–P.237-252.
468. Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis//Geological Journal. 1990. V. 25.–P.261-270.
469. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy E, Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings//Lithos. 1998. V. 45.–P.45-70.
470. Brookfield M.E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan)//Tectonophysics, 2000, V.328.–P.1-14.
471. Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources//Jour. Geol. Soc., 1984, V.141.–P.413–426.
472. Brown M., Solar S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens//J. Struct. Geol. 1998. V. 20. № 9/10.–P. 1365-1393.
473. Buslov M.M., De Grave J. Seismic hazard in Tien Shan: basement structure control over the deformation induced by Indo-Eurasia collision // Tectonics / Ed. D. Closson. 2011.–P. 199–224.

474. Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci., 2007, V. 29.– P. 205–214.
475. Castro A., Moreno-Ventas I., De la Rosa J. D. H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature//Earth Science.Rev. 1991. V. 31. N 3/4.–P.237-253
476. Chappel B. W. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia//Transaction of the Royal Society of Edinburgh//Earth Sciences, 1984, V.310.–P.693–707.
477. Chappel B. W., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt//Transaction of the Royal Society of Edinburgh//Earth Sciences, 1992, V.83.– P.1–26.
478. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types//Pacif. Geol. 1974. V. 8.–P. 173-174.
479. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later//Australian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 48,–P.489–499.
480. Chen Y., Chappell B.W., White A.J.R. Mafic enclaves of some I-type granites of the Paleozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // Enclaves and granite petrology. Elsevier, 1991.-601 p.
481. Clemens J.D. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas//J. Geol. Soc. 1998. V. 155.–P. 843-851.
482. Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constrains//Am. Mineralogist, 1986, V. 71.–P. 317–324.
483. Cobbing J. Granites - an overview//Episodes. 1996. V. 19. № 4.–P. 103-106.
484. Coleman R.G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranites//Geophys. Res., 1975, V. 80.–P. 1099-1108.
485. Collins W.I., Bearns S. D., White A. I. R., Chappel B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia//Contribs. Mineral. and Petrol., 1982, V.10.–P.189–200.
486. Collins W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust//Geology. 2002. V. 30, N 6.–P.535-538.
487. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening//Geol. Soc. Amer. Bull., 1973. V. 84. № 9.–P.2981-2992.

488. Condie K.C. Earth as an evolving planetary system. Elsevier Academic Press, 2005.—489 p.
489. Condie K.C. Episodic Continental Growth Models: Afterthoughts and Extensions. *Tectonophysics*, 2000. V.322.—P.153-162.
490. Condie K.C. Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites//*Geol. Soc. Austr. Spec. Pub.*, 1981, V.7.—P.469–504.
491. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. N. Y., Pergamon. Press. Inc., 1976.—469 p.
492. Dewey J. F. Extensional collapse of orogens//*Tectonics*. 1988. V. 7.—P.1123-1139.
493. Didier B. W., Dutho J. L., Lameyre J. Mantle and crustal granitoids: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves//*J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1982, V.14, №№ 1-2.—P.125–132.
494. Didier, J., Barbarin, B. The different types of enclaves in granites-nomenclature: Enclaves and granite petrology//*Developments in Petrology*, Elsevier, 1991. V.13.—P.19-23.
495. Dolgoplova A., Seltnann R., Konopelko D., Biske Yu. S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the Western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*, 2017, V.47/—P.76–109.
496. Dube B. and Gosselin P. Greenstone-Hosted Quartz-Carbonate Vein Deposits/ *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007.—P.49-73.
497. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications//*Geology*. 1992. V. 20. № 7.—P. 641-644.
498. Eby G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis//*Lithos*. 1990. V. 26. № 1,2.—P.115-134.
499. Enclaves and granite petrology. Elsevier, 1991.—601 p.
500. Frimmel H.E. Earth's Continental Crustal Gold Endowment. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008. V.267.—P.45-55.
501. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks//*J. Pet.* 2001, v.42.—P.2033-2048.

502. Ghalamghash J., Vosoughi Abedini, M., Pourmafi, M. Geochemistry and petrology of co-existing I- and S-type granitoids in Oshnavieh area, NW of Iran//Geosciences, 2008. 17.–P25-39.
503. Goldfarb R., Baker, T., Dube, B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 2005.-P. 407-450.
504. Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: common vs evolving fluid and metal sources through time//Lithos, 2015. V.223.–P.2–26.
505. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time; a global synthesis//Ore Geol. Rev. 2001. V.18.–P.1–75.
506. Goldfarb R.J., Qiu K.F., Deng J., Chen, Y.J., Yang L.Q. Orogenic Gold Deposits of China. In: Chang, Z.S., Goldfarb, R.J. (Eds.), Mineral Deposits of China. Society of Economic Geologists Special Publication, 2019. V.22.–P.263–324.
507. Goldfarb R., Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: Are they unique?// Journal Geoscience Frontiers, 2014. V.5. № 2.–P.139-153.
508. Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia//Gondwana Res., 2014. V.25.–P.48–102.
509. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Vielreicher, R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits// Economic Geology, 2005. V.100.–P.203–224.
510. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G. and Robert F. Orogenic Gold Deposits: A Proposed Classification in the Context of Their Crustal Distribution and Relationship to Other Gold Deposit Types. Ore Geology Reviews, 1998. V.13.-P.7-27.
511. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert, F. Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types//Ore Geol. Rev., 1998. V.13.–P.7–27.
512. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. Econ. Geol., 2003. V.98.–P.1–29.

513. Groves D.I., Goldfarb, R.J., Santosh, M. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings//Geoscience Frontiers, 2016. V.7 (3).–P.303–314.

514. Groves D.I., Santosh M., Zhang L. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach // Geoscience Frontiers, 2020. V. 11. -P.719–738.

515. Groves D.I., Santosh, M., Deng, J., Wang, Q.F., Yang, L.Q., Zhang, L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration//Miner. Depos. 2019.

516. Groves D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J., Zhang, L. Structural geometry of orogenic gold deposits: implications for exploration of world-class and giant deposits//Geosci. Front. 2018. V.9.–P.1163–1177.

517. Gushchin A.V. Geochemistry of granitic plutons in collisional environments//Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology, Moscow, Moscow, Min. Natur. Resour. Russ. Fed., GEOKART, 2000.–P.517-538.

518. Hanson, R.B., Glazner, A.F. Thermal requirements for extensional emplacement of granitoids//Geology, 1995, V. 23.– P.213–216.

519. Harris N., Pearce J., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism//Geological Society London Special Publications, 1986. №19.-C.67-81

520. Hawkesworth C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S. and Storey, C.D. The Generation and Evolution of the Continental Crust. Journal of the Geological Society, 2010. V.167.-P.229-248.

521. Helgeson H.C., Garrels R. M. Hydrothermal transport and deposition of gold//Economic Geology, 1968. V.63. –P.622 –635.

522. Herrington, R. J., Achmedov, N. A., Charter, W. J. The Khandiza Zn-Pb-Cu-Ag VMS deposit: Part of a new «Bathurst District» in southern Uzbekistan? Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, 2005.-P..615–618.

523. Hutton D.H.W. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inference from deformation studies//Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1988. -V. 79.–P.245-255.

524. Irvin T. N., Barager W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//Canadian Journal of Earth Sciences.–1971.–V. 8.–P. 523–548.

525. Ishihara S. The Magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks//Mining Geology, 1977, V.27.—P.293-305.
526. Jaceš P., White A. J. R. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. №1.—P.24-40.
527. Jamshidi-Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G., Mohajjel, M. The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran//Turkish Journal of Earth Sciences. 2013. № 22.—P.1-31.
528. Karimpour M. H., Stern C. R., Mouradi M. Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran//Iranian journal of crystallography and mineralogy. 2011. V.18.—№ 4.—P.89-100.
529. Kerrich R. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses/Robert F., Sheahan, P.A., Green, S.B. (Eds.). Greenstone Gold and Crustal Evolution: Geological Association of Canada, NUNA Conference Volume. 1991.—P.13–31.
530. Kerrich R., Goldfarb, R., Groves D., Garvin, S. The geodynamics of world-class gold deposits—characteristics, space–time distribution, and origins// Reviews in Economic Geology, 2000. V.13.—P.501–544.
531. Kerrich R., Goldfarb, R.J., Richards, J. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework//Economic Geology 100th Anniversary, 2005.—P.1097–1136.
532. Kerrich R., Polat, A., Archean greenstone–tonalite duality—thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics?//Tectonophysics, 2006. V.415.—P.141–165.
533. Khasanov R.Kh. Layered granitic plutons of the Pamirs and processes of granite-, rock- and ore formation//The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Aug. 6-17, 2000, Rio de Janeiro, Geol. Surv. Braz., 2000.—P. 216.
534. Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of terrestrial planets//Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. № 17.—P. 5150-5188.
535. Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Miner. Petrol. 2010. V. 98.— P.197-208.

536. Konopelko D., Seltnann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A.S. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan//Gondwana Research. 2017. № 47.–P.110–130.
537. Konopelko, D., Klemm, R., Mamadjanov, Y., Hegner, E., Knorsch, M., Fidaev, D., Kern, M., Sergeev, S. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan//Journal of Asian Earth Sciences, 2015. V.113.–P.711-727.
538. Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs//Bull. volcanol, 1966, V.29.–P.194–221.
539. Kutina J. The role of mantle-structure discontinuities in concentration of metals//Global Tectonics and Metallogeny, 1996, V.5, № 3, 4.–P.79–102.
540. Le Bas M. J., Le Maoutre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram//J. Petrology.–1986.–V 27.–P. 745–750.
541. Le Fort P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement // J. Geophys. Research, 1981, V. 86.–P.10545–10568.
542. Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and Origin of Anorogenic Granites//Abstracts of papers, Geol.Soc.of America and assoc.Soc., 1979, V.11.–P. 468.
543. Maniar P.O., Piccoli Ph.M. Tectonic discrimination of granitoids//Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. № 5.–P. 635-643.
544. Matte P., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P., Liu Q., Pan Y., Wang Y. Tectonics of Western Tibet between the Tarim and the Indus//Earth Planet. Sci Lett. 1996. V. 142.–P. 311–330.
545. Metallogenic map of Kyrgyzstan. Scale 1:1000000. // Editor-in-chief: A.Bakirov. Bishkek-London, 2001.
546. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision//Science, 1975, V.189.–P.419–426.
547. Neiva A. M. R. Geochemistry of tin-bearing granitic rocks//Chem. Geol., 1984, № 43.–P.241–256.
548. Nelson E. G. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis//Lithos, 1990, V.28, № 1-2.–P. 115–134.

549. Noble D. S., Vogel T. A., Peterson P. S. et. al. Rare element enriched S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite and sillimanite. Southeastern Peru//Geology, 1984, V.12, № 1.–P.35–39.
550. Paleozoic Geodynamics and Gold Deposits in the Kyrgyz Tien Shan. Excursion Guidebook. IGCP-373 Field Conference in Bishkek and the Kyrgyz Tien Shan: 16-25 August 2001 and Pre-meeting Field TripnA5 of SGASEG Meeting in Krakow, Poland. Eds.: Reimar Seltmann; R. Jenchuraeva, 2001. -179 p.
551. Papu D., Picolli M., Picolli P. Tectonic discrimination of granitoids//Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101.–P. 635-643.
552. Pearce J.A. An expert system for tectonic characterization of ancient volcanic rocks//Journ. Volcanology and Geothermal Research., 1987, V.32, № 1-3.–P.15–43.
553. Pearce J.A. Source and settings of granite rocks//Episodes. 1996. V. 19. N 4.–P. 120-125.
554. Pearce J.A., Bender J. F. De Long S. E. F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia. Turkey//Volcanology Geotherm Res.–1990.–V. 44.–P. 189–229.
555. Pearce J.A., Cann J. R. Tectonic setting basic volcanic rocks determined using trace element analyses//Earth and Planetary Science Letters.–1973.–V. 19.–P. 290–300.
556. Pearce J.A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks//Petrology, 1984, V.25, № 4.–P. 956–983.
557. Pearce T.H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks//Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, №1.–P. 121-132.
558. Petford N, Cruden A.R, McCaffrey K.J., Vigneresse J.–L. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust//Nature. 2000.V. 408.–P. 669-673.
559. Pinarelli L., Del Moro A., Gioncada A., Sbrana A. Sr, Nd and Pb isotope characterization of Vulcano Island (Aeolian arc, Italy)//Period. miner. IAVCEI Conf. Volcanic Hazard Densely Popul. Reg. «Volcanoes Town», Roma, 27-30 Sept., 1995, Roma, 1995, V.64, № 1-2.–P.249–250.
560. Pitcher W. S. Granite type and tectonic environment//Mountain building processes. N. -Y., 1983.–P. 19–40.

561. Pitcher W. S. Granites and yet more granites forty years on//*Geol. Rundschau*, 1987, V.76/1.–P.51–79.
562. Pitcher W. S. The nature, ascent and emplacement of granite magmas//*J. Geol. Soc.*, London, 1979, V. 136, Pt. 6.–P. 136-149.
563. Read H.H. The granite controversy. London: Murphy, 1956. –430 p.
564. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994.–352 p.
565. Romberger S.B. Geochemistry of Gold in Hydrothermal Deposits/ U.S. Geological survey bulletin 1857-A. Chapter A. Introduction to Geology and Resources of Gold, and Geochemistry of Gold. 1984. – P.A9-A25.
566. Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust//*Treatise on Geochemistry*: 10 V. Set.–Oxford: Elsevier Ltd., 2003.–V. 3: The Crust/(ed.).–P. 1–64.
567. Seltmann R. Anatomy and magmatic-hydrothermal evolution of ore-bearing granitic systems//*Miner. Deposits: Processes to Processing, Anatomy and magmatic-hydrothermal evolution of ore-bearing granitic systems*, Rotterdam; Brookfield (Vt), A. A. Balkema, Proc. 5th Quadren. IAGOD Symp., London, 1999.–P. 433-436.
568. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt// *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V.42. – P. 821-835.
569. Seyfert C. K., Sirkin I. A. Earth history and plate tectonics. N.-Y., 1979.–600 p.
570. Shand S.J. Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York. 1943.-204 p.
571. Solar G.S., Pressley R.A., Brown M, Tucker R.D. Granite ascent in convergent orogenic belts: Testing a model//*Geology*. 1998. V. 26. № 8.–P. 711-714.
572. Stern R.J., Scholl D.W. Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics processes//*International geology review*. 2010. V. 52, N 1.–P.1-31.
573. Stevens G., Vilaros A., Moyen J.–F. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites//*Geology*. 2007. V. 35, N 1.–P.9-12.

574. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1989. № 42. – P. 313–345.

575. Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites//*J. Geol.* 1989. V. 97. -P. 261-280.

576. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites//*Lithos.* 1998. V. 45.–P.29-44.

577. Takahashi M., Aramaki S., Ichihara S. Magnetite-series/ilmenite series vs. -type granitoids//*Mining Geol., Special Issue*, 1980, № 8.–P.13–28.

578. Tani K., Dunkley D.J., Kimura J.–I. et al. Syncolli-sional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan//*Geology*. 2010. V. 38. № 3.–P. 215-218.

579. Tapponnier P., Xu Z., Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Yang J. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau//*Science*. 2001. V. 294.–P. 1671–1677.

580. Tassinari C. C. G., Correia C. T., Munha J. M. U., Bare D. G. Relationships among charnockites and associated granites, Costeiro Complex, Central Bibeira Belt (Sao Paulo, Brazil) // *The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Aug. 6-17, 2000, Rio de Janeiro, Geol. Surv. Braz., 2000.*–P.2209.

581. Toksöz N. The subduction of the lithosphere//*Continent adrift and aground. San Fransisco*, 1976.–P.113–122.

582. Volkova N. I., Budanov V. I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan–Karategin transitional blues chist, green schist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics//*Lithos*,1999.–47(3-4).–P. 201-216.

583. Warren P.K., Wasson J.J. Effect of pressure on the crystallization of a «chondritic» magma ocean and implication for the moon//*Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf., Houston, Tex., 1979, N. Y. etc., 1979, V. 2.*–P.2050–2083.

584. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis//*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1987, V.95.–P. 407–419.

585. White A.J. R. Sources of granite magmas//*Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. Meeting*. 1979.–539 p.

586. Willett S.D., Beaumont C. Subduction of Asian lithosphere beneath Tibet inferred from models of continental collision//*Nature*. 1994, V. 369.–P.642–645.

587. Wilson J.T. Mantle plumes and plate motions//Tectonophysics, 1973, V. 19.–P.149–164.

588. Wilson M. Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. London, Unwin Hyman, Springer Editor, 1989.–466 p.

589. Winchester J. A., Floyd P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile element//Chemical Geology.–1977.–V. 30.–P. 325–343.

590. Wyllie P.J. Plate tectonics and magma genesis//Geol. Rundschau, 1981, № 70.–P.128–153.

591. Wyllie P.J., Huang W., Stern C.R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences//Canad. J. Earth Sci., 1976, V. 13, № 8.–P.1007–1019.

592. Wyman D.A, Cassidy K.F, Hollings P. Orogenic gold and the mineral systems approach: resolving fact, fiction and fantasy//Ore Geol. Rev. 2016. V.78.–P.322-335.

593. Zen E. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographyc contrasting//J. Petrol. 1986, V.27, № 5.–P.1095–1117.

594. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics//Ann. Rev Planet. Sci.–1986.–V. 14.–P. 493–571.

Б. Фондовые

595. Аверьянов Г.С. и др. Отчет по поисково-съёмочным работам Матчинской партии за 1960-1962 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1963. 3 тома.

596. Гопфауф Л.М., Маджи А.А. и др. Разработка легенд интрузивных пород Туркестано-Алайской структурно-формационной зоны. Книга 2 «Оценка алмазоносности трубок взрыва Гиссарского хребта». Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР. 1986. 3 тома.

597. Гопфауф Л.М., Маджи А.А., Арванитаки А.Е. Расчленение и оценка рудоносности щелочно- базальтоидной формации Центрального Таджикистана по работам 1987 -1990 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1990. 2 тома.

598. Гопфауф Л.М., Маджи А.А., Лутков В.С. и др. Разработка легенд интрузивных пород Центрального Таджикистана для средне- и

крупномасштабного картирования (Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон) за 1978-1982 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1982. 4 тома.

599. Додонова Т.А. и др. Магматизм Туркестанского, Алайского и юго-восточной части Ферганского хребтов. Фонды Управления геологии при Совете министров Киргизской ССР, 1979.

600. Козарь В.Ю. и др. Отчет Кайракумской экспедиции Управления геологии Таджикской ССР по результатам ГГС-50 на южных склонах Туркестанского хребта. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1984.

601. Козарь Н.А., Бригинский А.А. Отчет по групповой геологической съемке 1:50 000 матчинских листов J-42-18-B-б,г; J-42-19-B,Г; J-42-20-A-в,г; J-42-20-B,Г; J-42-31-A-а,б; J-42-31-B-а,б; J-42-32-A-а,б за 1976-1985 гг. Кайракум: Фонды Кайракумской ГРЭ, 1986, 5 томов.

602. Козарь Н.А., Орел В.А. и др. Отчет по комплексным геолого-геофизическим исследованиям М 1:50 000 на площадях J-42-19-A и J-42-19-B (результаты работы Туркестанской геолого- геофизической партии за 1971-1976 гг.). Кайракум: Фонды Кайракумской ГРЭ, 1976. 2 тома.

603. Кутенец В.А., Маджи А.А. Интрузивные комплексы Восточного Каратегина. Отчет Кухистанской и Геохронологической партий по работам 1964-1969 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1970. 3 тома.

604. Кутенец В.А., Маджи А.А. Промежуточный отчет Кухистанской тематической партии по работам за 1964- 1967 гг. по теме «Ультраматаморфические и интрузивные комплексы Восточного Каратегина». Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1969. 1 том.

605. Кутенец В.А., Мушкин Н.В. Отчет Кухистанской тематической партии по работам 1962-1963 гг. по теме «Интрузивные комплексы Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны». Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1963.

606. Кутенец В.А., Мушкин Н.В. Отчет Кухистанской тематической партии по работам 1962-1963 гг. по теме «Интрузивные комплексы Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны». Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1964.

607. Мельниченко А.К. Интрузивный магматизм Центрального Таджикистана. Материалы к монографии «Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Таджикистан». Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 2007.

608. Мельниченко А.К., Лутков В.С. Геохронология и геохимическая редкометалльная специализация магматических пород Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. Отчет по работам 1969-1972 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1975.

609. Ниёзов А.С., Кривошекова Н.И., Хасанов А.Х. Геохимическая специализация интрузивных и метасоматических образований Центрального Таджикистана. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, Душанбе. 1986.

610. Ниёзов А.С., Мамадвафоев М.М., Кривошекова Н.И. Геохимическая специализация интрузивных и метасоматических образований Тарорского рудного поля. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, Душанбе. 1982.

611. Старшинин Д.А. Государственная геологическая карта СССР. Карта дочетвертичных образований. Подготовка геологических материалов к изданию J-42-VIII по работам 1981–1983 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1983.

612. Старшинин Д.А. и др. Аэрогеологическая карта западного сектора Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. 1:50 000. Отчет Аэрогеологической партии за 1975–1978 гг.. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1979, 2 тома.

613. Старшинин Д.А. и др. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Гиссаро-Алая. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1967.

614. Старшинин Д.А., Гилев А.Е. Стратиграфия и магматизм дочетвертичных образований. Государственная геологическая карта СССР. Карта дочетвертичных образований западной части Гиссаро-Алая. Геологическая карта J-41/42. 1:1 000 000. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1971.

615. Старшинин Д.А., Гусев В.И., Гущина Л.В. Подготовка геологических материалов к изданию геологической карты J-42-VIII по работам 1981–1983 гг.

Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1983.

616. Старшинин Д.А., Карпенко И.В. и др. Геологическое изучение каратагской серии листов 1:50 000 (J-42-41-Б-в,г; J-42-41-В-г; J-42-42-А; J-42-42-Б-в; J-42-42-Б-г; J-42-42-В; J-42-42-Г; J-42-53-А-б; J-42-53-Б-а; J-42-53-Б-б). Отчет Гиссарской партии. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 2001.

617. Старшинин Д.А., Литвиненко К.И., Бровкин А.А. и др. Доизучение Центрального Таджикистана. М 1:200 000. Листы J-42-III; -IV, -V, -VIII, -IX, -X, части листов K-42-XXXV; -XXXVI; J-42-II, -VI, -XI, -XII, -XIV, -XVI. Отчет Кухистанской партии за 1986–1994 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 2000.

618. Старшинин Д.А., Орлов Г.А. и др. Материалы к геологической карте J-42-IV (Туркестанский хребет). Отчет Сулюктинской партии по работам 1962–1964 гг. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1965.

619. Старшинин Д.А., Орлов Г.А. и др. Материалы к геологической карте J-42-IV (Туркестанский хребет). Отчет Сулюктинской партии по работам 1961 г. Душанбе: Фонды Управления геологии при Совете министров Таджикской ССР, 1962.

Публикации по теме диссертации

А. Публикации в рецензируемых журналах Высшей аттестационной комиссии при Президенте Республики Таджикистан и ВАК Российской Федерации

[1-А]. **Ниёзов, А.С.** О полигенности золотого рудогенеза Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. рациональное природопользование. современное минералообразование. Труды X Всероссийского симпозиума и XVII Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана. Чита, 12–17 августа 2025 года. Чита, 2025. Адрес доступа: <https://elibrary.ru/item.asp?id=82983015&pff=1> – С. 49-52.

[2-А]. **Ниёзов, А.С.** Хусусиятҳои сохтори геологии кони тиллои Чулбой (Тоҷикистони Марказӣ) [Текст] / **А.С. Ниёзов, И.А. Муродзода** / Маҷаллаи

“Илм ва инноватсия. Донишгоҳи миллии Тоҷикистон. Бахши илмҳои геологӣ ва техникӣ”. Душанбе, 2025. № 4. – С.40-48.

[3-А]. Холов Х. И. Минералого-геохимические особенности золотосодержащих руд месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан) как основа гравитационного обогащения [Текст] / Х. И. Холов, **А.С. Ниёзов**, Ш. Р. Джуракулов, Ш.Р. Самихов // Вестник Забайкальского государственного университета. 2024. Т. 30, № 2. DOI:10.2109/ 2227-9245-2024-30-2-82-92. – С. 82–92.

[4-А]. **Ниёзов, А.С.** О механизме связи золоторудного оруденения западной части Зеравшано-Гиссарской зоны с гранитоидами [Текст] / **А.С. Ниёзов**, А.А. Муродзода // Журнал «Таджикский национальный университет. Наука и инновация Серия геологических и технических наук». 2023. № 1. – С.56-62.

[5-А]. **Ниёзов, А.С.** О границах Гиссаро-Алая и эволюции взглядов на геологическое развитие [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и инновация. 2021. № 2. – С.83-97

[6-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамическая эволюция Южно-Гиссарской зоны как предпосылок для развития рудоносной вулcano-плутонической ассоциации [Текст] / **А.С. Ниёзов**, А.К. Ходжиев // Журнал: Известия НАНТ, 2021. №2 (183). – С.123-131.

[7-А]. **Ниёзов, А.С.** Рудно-магматические системы Гиссаро-Алая [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и инновация, -Душанбе, 2020, № 1. – С.68-75.

[8-А]. **Ниёзов, А.С.** Рудно-магматическая система как особое геологическое образование [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал «Таджикский национальный университет. Наука и инновация Серия геологических и технических наук». 2020. № 1. – С.26-36.

[9-А]. **Ниёзов, А.С.** Потенциал золоторудно-латиандезитовых рудно-магматических систем Гиссаро-Алая и условия его реализации [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал «Таджикский национальный университет. Наука и инновация Серия геологических и технических наук». 2020. № 2. – С.24-34.

[10-А]. **Ниёзов, А.С.** О механизме рудогенерации гранитоидных комплексов Гиссаро-Алая [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал «Таджикский национальный университет. Наука и инновация Серия геологических и технических наук». 2020. № 2. – С.59-65

[11-А]. **Ниёзов, А.С.** Золотоносные I–гранитоиды Чинарсай-Мосрифского золоторудного узла (Центральный Таджикистан) [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и инновация. -Душанбе, 2020, №2. – С.102-109.

[12-А]. **Ниёзов, А.С.** Гранитоидные рудно-магматические системы Гиссаро-Алая [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал «Таджикский национальный университет. Наука и инновация Серия геологических и технических наук». 2020. № 1. – С.68-75.

[13-А]. Konopelko D. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan [Текст] / D. Konopelko, R. Seltmann, Y Mamadjanov., R.L. Romer, Y. Rojas-Agramonte, T. Jeffries, D. Fidaev, **A.S. Niyozov**// Gondwana Research. 2017. № 47. – P.110–130.

[14-А]. **Ниёзов, А.С.** Особенности развития гранитно-редкометалльных рудно-магматических систем Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов, Ю. Мамаджанов, М.Б. Акрамов** // Вестник Национального университета. 2001. № 5(9). – С.15-21.

[15-А]. **Ниёзов, А.С.** О геодинамической модели орогенного золото-редкометалльного рудогенеза в Гиссаро-Алае [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Материалы 9-ой Международной научно-практической конференции «Инновации в геологии, геофизике и географии-2024».Москва: Издательство «Перо», 2024. ISBN 978-5-00244-810-4 – С.92-94.

[16-А]. **Ниёзов, А.С.** О многообразии источников золоторудных месторождений Гиссаро-Алая [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Материалы Республиканской научно-практической конференции «Проблемы геологии и разработки месторождений полезных ископаемых», посвященной «Двадцатилетию изучения и развития естественных, точных и математических наук» (2020-2040)». г.Душанбе, 30 октября 2024 года. Душанбе. – С.64-70.

[17-А]. Мамаджанов Ю. Петролого-геохимические особенности рудоносных гранитоидных серий Памиро-Тянь-Шаня [Текст] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов**, А.К Ходжиев., Дж.Х. Аминов, Х.К. Назриев, Г.А. Халимов, С.Б Ашуралиев. // Всероссийская конференция с международным участием «Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Чтения А.Н. Заварицкого-2017», Екатеринбург, 2017. – С.96–99.

[18-А]. **Ниёзов, А.С.** Корово-мантийные гранитоиды Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2015.-№ 5. – С.50-54.

[19-А]. **Ниёзов, А.С.** Гранитоидно-геодинамические комплексы Центрального Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние и перспективы. Материалы Междунар. конф., посвящ. 100-летию юбилею акад. М.М. Адышева. –Бишкек: 2015 – С.235-238

[20-А]. **Ниёзов, А.С.** Геологические условия формирования золоторудного оруденения Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2015.-№ 5. – С.62-67.

[21-А]. **Ниёзов, А.С.** Трансграничные геологические структуры Центральной Азии: сущность, проблемы исследования и международного сотрудничества [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Материалы Международной Конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии» Бишкек, Кыргызстан 08-09 Сентября 2014. – С.190-191.

[22-А]. **Ниёзов, А.С.** Рудно-магматические системы Южного Тянь-Шаня: геологические условия и геодинамика [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Известия вузов. Кыргызстан, Бишкек, 2014.-№ 11 – С.43-47

[23-А]. **Ниёзов, А.С.** Мантийные гранитоиды Таджикистана: геология, петрогеохимия и геодинамические условия формирования [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Известия вузов. Кыргызстан, Бишкек, 2014.-№ 11 – С.37-42

[24-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамическая обстановка формирования фанерозойских гранитоидов Таджикистана и ее отражение в минеральном составе [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2013.-№ 7 – С.63-66

[25-А]. **Ниёзов, А.С.** Петрогеохимические свойства гранитоидов Центрального Таджикистана как отражение их геодинамических условий формирования [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Журнал: Наука и новые технологии. Кыргызстан, Бишкек, 2013.-№ 7 – С.56-59.

Б.Монографии

[26-А]. Ишанов М.Х. Космогеологическое картографирование Таджикистана [Монография] / М.Х. Ишанов, **А.С. Ниёзов**, Д.М. Ишанов /Душанбе: Сино, 1993. – 49 с.

[27-А]. **Ниёзов, А.С.** Геохимия золота и редких элементов в гранитоидах Центрального Таджикистана. [Монография] / **А.С. Ниёзов** / Душанбе: Хумо, 2002. – 192 с.

[28-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамика, геолого-экономическая оценка и геоэкология регионов Таджикистана. [Монография] / **А.С. Ниёзов, Ш.Ф. Валиев, А.А. Муродов, М.Ю. Ниёзшоев, М. Таджибеков, Р.М. Талбонов, К.К. Ташрипов, Ч.С. Ятимов.** Душанбе, 2005.-108 с. Адрес доступа: <http://www.twirpx.com/file/1242691>.

[29-А]. Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х., Кривощекова Н.И., **Ниёзов, А.С.** Раннепермский магматизм и ртутно-сурьмяное оруденение Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Центральный Таджикистан). [Монография] / Душанбе: Недра, 2010. – 136 с.

[30-А]. Мамадвафоев М.М. Геолого-геохимические особенности формирования даек и локализации золоторудного месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан). [Монография] / М.М. Мамадвафоев, А.Х. Хасанов, **А.С. Ниёзов, Н.И. Кривощекова** / Душанбе: Недра, 2008. – 104 с.

[31-А]. Мамаджанов Ю. Геохимия латит-монцонитоидной рудно-магматической системы Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня. [Монография] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов** Душанбе: НПИЦентр, 2002. (Вып. 01 2003, № 10(1555).–60 с.

[32-А]. Мамаджанов Ю., **Ниёзов, А.С.** Типоморфная минералогия латит-монцонитоидной рудно-магматической системы Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня. Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов** [Монография] / Душанбе: НПИЦентр, 2002. (Вып. 01 2003, № 03(1548), Деп. 19.12.02).–46 с.

В. Другие публикации

[33-А]. **Ниёзов, А.С.** К проблеме использования вещественного состава для диагностики геодинамических условий Гиссаро-Алая [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы международной научно-практической конференции на тему «Проблемы инженерной геологии, гидрогеологии, гидрологии и разработки месторождений полезных ископаемых Таджикистана и сопредельных территорий», посвященная 80-летию со дня рождения Заслуженного работника Таджикистана, доктора технических наук, профессора, Академика инженерной академии РТ Комилова О.К. (25.02.2022 года). Душанбе: изд. НУТ, 2022.– С.226-232.

[34-А]. **Ниёзов, А.С.** О новом принципе геолого-экономической классификации минерального сырья Республики Таджикистан [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Международной научно-практической конференции на тему «Актуальные вопросы геологии, инновационные методы прогнозирования, добычи и технологии обогащения полезных ископаемых», Ташкент, 28-30 июня 2022 г. Ташкент, 2022.— С.195-204.

[35-А]. **Ниёзов, А.С.** Особенности золотого рудогенеза в Гиссаро-Алае в связи с плейт-тектонической эволюцией [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Международной научно-практической конференции на тему «Актуальные вопросы геологии, инновационные методы прогнозирования, добычи и технологии обогащения полезных ископаемых», Ташкент, 28-30 июня 2022 г. Ташкент, 2022.— С.204-211.

[36-А]. **Ниёзов, А.С.** О золотоносных I–гранитоидах (на примере Чинарсай-Мосрифского золоторудного узла, Центральный Таджикистан) [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы междун.конф. «Современные проблемы геологии». Душанбе, 2020.— С.101-107.

[37-А]. **Ниёзов, А.С.** О механизме формирования оруденения в Гиссаро-Алае [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Междун. научно-практич.конф. Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева 05-07 мая 2020 г. Ташкент. 2020.— С.169-178.

[38-А]. **Ниёзов, А.С.** Структурно-вещественные комплексы Гиссаро-Алая (таджикистанский сегмент) [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Международный геологический форум «Науки о Земле в Узбекистане: проблемы, состояние и приоритетные задачи в развитии и воспроизводстве минерально-сырьевой базы республики». Ташкент, 2021.— С.178-183.

[39-А]. **Ниёзов, А.С.** Рудно-магматические системы Гиссаро-Алая и их перспективы [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Междун. научно-практич.конф. Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева 05-07 мая 2020 г. Ташкент. 2020.— С.208-214.

[40-А]. **Ниёзов, А.С.** Золоторудно-россыпные узлы Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Международной научно-технической конференции, 19 августа 2016 г., Ташкент, 2016. Часть I.— С.102–106.

[41-А]. Мамаджанов Ю. Минерагенические особенности пермских аляскитовых интрузивов Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) [Текст] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов**, И.В. Карпенко / Проблемы петрологии

и минерагении Центральной Азии/Сборник научных статей, посв.85-летию Бабаходжаева С.М. Душанбе: Дониш, 2014 .– С.99-117.

[42-А]. **Ниёзов, А.С.** I–гранитоиды Чинарсай-Мосрифского золоторудного узла (Центральный Таджикистан) [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Ю. Мамаджанов / Геология и сейсмичность территории Таджикистана. Материалы республиканской научной конференции, посвящённой 80-летию академика АН РТ, д.г.-м.н. Джалилова М.Р. - Душанбе: 2014.– С.135-146.

[43-А]. **Ниёзов, А.С.** Минеральная композиция - как отражение геодинамических условий формирования фанерозойских гранитоидов (на примере Таджикистана) [Текст] / **А.С. Ниёзов** // Геология и сейсмичность территории Таджикистана. Материалы республиканской научной конференции, посвящённой 80-летию академика АН РТ, д.г.-м.н. Джалилова М.Р. - Душанбе: 2014.– С.105-111.

[44-А]. **Ниёзов А.С** Типоморфизм пороодообразующих и акцессорных минералов пермских аляскитов Срединного Тянь-Шаня [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Ю. Мамаджанов, И.В. Карпенко / Материалы республиканской научной конференции, посвящённой Дню науки и 80-летию образования Таджикской комплексной экспедиции, г.Душанбе: «Недра», 2013 .– с.79-93.

[45-А]. **Ниёзов, А.С.** Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных формациях и перспективы на редкоземельные элементы в Таджикистане [Текст] / **А.С. Ниёзов** / М-лы Международная конференция на тему «Rare Earth Element Resources in Central Asia» (Ресурсы редкоземельных элементов в Центральной Азии), Кыргызстан, Бишкек, 16–17 сентября 2013 г.– С.18-21.

[46-А]. Баратов Р.Б. Петрогеохимические особенности и рудоносность островодужной габбро-плагиогранитоидной серии Южногиссарской зоны Южного Тянь-Шаня [Текст] / Р.Б. Баратов, **А.С. Ниёзов**, А.К., Ходжиев Ю. Мамаджанов / Современные вопросы региональной геодинамики и минерагении Памиро-Тянь-Шаня. Материалы республиканской научной конференции, посвящённой 90-летию со дня рождения академика АН РТ, доктора геолого-минералогических наук, профессора Баратова Р.Б. Душанбе: Дониш, 2012.– С.149-164.

[47-А]. Баратов Р.Б О роли и значении таджикской комплексной экспедиции 1932 г. АН СССР в исследовании природы и природных ресурсов Таджикистана [Текст] / Р.Б. Баратов, Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов**, А.К. Ходжиев / Современные проблемы геологических и сейсмологических

исследований Таджикистана (Материалы республиканской научной конференции, посвящённой Дню науки и 80-летию образования Таджикской Комплексной Экспедиции). - Душанбе: Недра, 2012.– С.5 -16.

[48-А]. **Ниёзов, А.С.** О взаимоотношении метасоматоза и оруденения (на примере Джилауского месторождения, Центральный Таджикистан) [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Международ.научно-практ.конф. «Геология в XXI веке», Алматы, 2011 .– С.227-229.

[49-А]. **Ниёзов, А.С.** О распределении золота в пиритах золоторудных месторождений Центрального Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы Международ.научно-практ.конф. «Геология в XXI веке», Алматы, 2011 .– С.225-227/.

[50-А]. **Ниёзов, А.С.** Вероятная модель магматогенеза в аккреционно-коллизионных структурах Центрального Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Тезисы апр.конф.ТГНУ, 2008.– С.78-80.

[51-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамические особенности коллизионных гранитоидов Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы апрельской научно-теор. конф. Душанбе, 2007 .– С.51.

[52-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамические условия формирования гранитоидов Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Республиканская научная конференция «Актуальные проблемы геологии и геофизики», посвященная 70-летию Института геологии и геофизики Узбекистана и 95-летию академика Х.М.Абдуллаева. 4-6 сентября 2007 г. Ташкент, 2007.– С.101-104.

[53-А]. **Ниёзов, А.С.** Геохимические условия становления гранитоидов Памира [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Всероссийская конференция «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды» посвященная 50-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и памяти академика Л.В. Таусона. 24-30 сентября 2007 г.. Иркутск, 2007.– С.74-76.

[54-А]. **Ниёзов, А.С.** К геолого- экономической оценке золоторудных проявлений Центрального Таджикистана в связи с целесообразностью их разработки [Текст] / **А.С. Ниёзов, А. А. Муродов** / М-лы Международной научно-практической конференции "Перспективы развития науки и образования в XXI веке". 15-16.03.2007, Душанбе, 2007.– С.51-54.

[55-А]. **Ниёзов, А.С., Муродов А.А.** Состояние и перспективы сотрудничества Таджикистана с Евросоюзом в освоении минерально-сырьевых

ресурсов Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов**, А.А. Муродов // Паёми ДТИХД, 2007. № 4.– С.90-96.

[56-А]. **Ниёзов, А.С.** О стратегии сырья и стратегическом сырье Республики Таджикистан [Текст] / **А.С. Ниёзов** / М-лы научно-теор.конф. ТГНУ, 2006.– С.65-66.

[57-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамика и оруденение аккреционно-коллизонных зон Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** Тезисы апрельской конференции ТГНУ, 2005.– С.108.

[58-А]. **Ниёзов, А.С.** О горнопромышленной политике Республики Таджикистан и связанной с ней перспективах экономического развития ГБАО [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Ю. Мамаджанов, К.О. Махмадзиев, А. Муродов / Экономика и наука Горно-Бадахшанской автономной области: прошлое, настоящее, будущее. Хорог, 2005.– С.158-160.

[59-А]. Мамаджанов Ю. Субщелочные лейкограниты-аляскиты Таджикистана [Текст] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов**, И.В. Карпенко / Вопросы геологии, геоэкологии и разработка месторождений Таджикистана. Душанбе, 2003. –С.30-35.

[60-А]. **Ниёзов, А.С.** Геодинамические условия формирования фанерозойских гранитоидов таджикского Тянь-Шаня и Памира [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск, 2003. – С.171-172.

[61-А]. Искандаров Ф.Ш. Полевой экспресс – метод оценки танталоносности горных территорий [Текст] / Ф.Ш. Искандаров, **А.С. Ниёзов**, М.С. Ниёзмамадов / Материалы республ. семинара – совещания «Наука – производству», Душанбе, 17 сентября 2002 г. Душанбе. 2002. – С.34.

[62-А]. **Ниёзов, А.С.** Распределение элементов в гранитоидах Шинг-Магианского района (Центральный Таджикистан) в связи с оценкой их потенциальной рудоносности [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Материалы конф., посв. 70-летию Дж.Дж.Бузурукова (Душанбе, 26.10.02). Душанбе, 2002.– С.42-50.

[63-А]. **Ниёзов, А.С.** Чинарсай-Мосрифская золото-вольфрамоворудная латиандезитовая рудно-магматическая система (Центральный Таджикистан). [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Ю. Мамаджанов Душанбе: НПИЦентр, 2002. (Вып. 02 2002, № 111(1545), Деп. 13.12.02).– 17 с.

[64-А]. **Ниёзов, А.С.** Минерально-сырьевой потенциал Таджикистана и перспективы их использования на современном этапе [Текст] / **А.С. Ниёзов**,

Ш.Т. Одинаев / Олимони чавон ва илми муосир (Маводи конфронси нахустини олимону мухаккикони чавон ва донишҷиҷени эҷодкор. Душанбе, 23-24.10.01. Душанбе. 2001.– С.92.

[65-А]. **Ниёзов, А.С.**, Рахмонов И.У. К геохимии редкометалльных гранитов Центрального Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов**, И.У. Рахмонов / Тезисы научно-практической конференции профессорско-преподавательского состава ТГНУ, 2001.– С.88.

[66-А]. Мамаджанов Ю. Геодинамика и магматизм Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня [Текст] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов** / Проблемы геологии Республики Таджикистан. 1999. Вып. 1-2.– С.133-140.

[67-А]. Мамаджанов Ю. Палеогеодинамические реконструкции в Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня [Текст] / Ю. Мамаджанов, **А.С. Ниёзов**, / Вопросы геологии и технологии минерального сырья Республики Таджикистан. М-лы юбилейн.конф., посв. 100-летию акад.К.И.Сатпаева. Душанбе. 25-26.03.99. Душанбе, 1999.– С.68-69.

[68-А]. Мухамедиев П.А. Об освоении недр Таджикистана [Текст] / П.А. Мухамедиев, **А.С. Ниёзов**, А.А. Зиеев / Вопросы геологии и технологии минерального сырья Республики Таджикистан. М-лы юбилейн.конф., посв. 100-летию акад. К.И.Сатпаева. Душанбе. 25-26.03.99. Душанбе, 1999.– С.70-71.

[69-А]. Мухамедиев П.А. Сырьевой потенциал Республики Таджикистан и его приоритетное значение в экономике [Текст] / П.А. Мухамедиев, **А.С. Ниёзов**, Ф.Ш. Искандаров, К.О. Махмадзиев, Ш.Ф. Валиев, Ш.Т. Одинаев, М.М. Ниезбадалов / Вопросы геологии и технологии минерального сырья Республики Таджикистан. М-лы юбилейн.конф., посв. 100-летию акад. К.И.Сатпаева. Душанбе. 25-26.03.99. Душанбе, 1999.– С.72-73.

[70-А]. **Ниёзов, А.С.** О минерально-сырьевой базе Республики Таджикистан в связи с развитием горной промышленности [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Одинаев Ш.Т. // Журнал «Горная страна», 1999. № 3.– С.14-17.

[71-А]. **Ниёзов, А.С.** О рудоносных редкометалльных гранитах Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов**, Ю. Мамаджанов / Вопросы геологии и технологии минерального сырья Республики Таджикистан. М-лы юбилейн.конф., посв. 100-летию акад.К.И.Сатпаева. Душанбе. 25-26.03.99. Душанбе, 1999.– С.67.

[72-А]. **Ниёзов, А.С.** Вещественная перестройка в таджикском Тянь-Шане и Памире поздними событиями [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Вопросы физико-химических свойств веществ (Межвуз.сб.), Душанбе. 1998. Вып.3.– С.106-110.

[73-А]. **Ниёзов, А.С.** Геохимические свойства гранитоидного вещества как основа петрогеохимической типизации гранитоидов повышенной основности [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Вопросы физико-химических свойств веществ (Межвуз.сб.), Душанбе, 1998. Вып.3.– С.116-122.

[74-А]. **Ниёзов, А.С.** Материалы к геохимии магматизма, метасоматоза и золота Зеравшано-Гиссарской зоны. [Текст] / **А.С. Ниёзов** Рук.депонирована в НПИЦентре. Душанбе, 1997 .– 17 с.

[75-А]. **Ниёзов, А.С.** О роли тектоники в магматизме Таджикистана [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Вопросы сейсмотектоники Таджикистана. Душанбе, 1994.– С.24.

[76-А]. **Ниёзов, А.С.** О связи тектоники и магматизма Таджикистана (в порядке дискуссии) [Текст] / **А.С. Ниёзов** / Тезисы апрельской научно – теор. конф. професс.-преп. состава. Душанбе, 1994.– С.59.

Handwritten signature of A. S. Niёzov in blue ink, followed by a horizontal line.