



Мамадвафоев М.М.  
Ниёзов А.С.  
Хасанов А.Х.  
Кривощекова Н.И.

**ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ ДАЕК И ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)**





REPUBLIC OF TAJIKISTAN  
THE SCIENTIFICALLY - INDUSTRIAL CENTRE «NEDRA»

---

TRANSACTION, ISSUE 9

MAMADVAFOEV M.M., NIYOZOV A.S.,  
HASANOV A.H., KRIVOSHEKOVA N.I.

**THE GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL  
PROPERTIES OF FORMATION  
OF DYKES AND LOCALIZATION OF THE  
PACRUT GOLD-ORE DEPOSIT  
(CENTRAL TAJIKISTAN)**

The scientific editor  
assistant professor Mamadvafoev M.M.

Dushanbe  
«NEDRA»  
2008

РЕСПУБЛИКА ТАДЖИКИСТАН  
НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ ЦЕНТР «НЕДРА»

---

ТРУДЫ, ВЫПУСК 9

МАМАДВАФОВЕВ М.М., НИЕЗОВ А.С.,  
ХАСАНОВ А.Х., КРИВОЩЕКОВА Н.И.

**ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЕК И  
ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)**

Научный редактор  
к.г.-м.н, доцент Мамадвафоев М.М.

Душанбе  
«НЕДРА»  
2008

УДК 55(1/9):622-113+553 (575.3)

М 22

**Мамадзафоев М.М., Ниезов А.С., Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И.** Геолого-геохимические особенности формирования даек и локализации золоторудного месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан). М22 Душанбе: Недра, 2008.–104 с.

Рассматриваются вопросы геологии и особенности формирования золоторудного месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан). Детально исследуются первичные ореолы, прогнозируются положительные перспективы месторождения на глубину.

Для геологов, геологоразведчиков, занимающихся региональной геологией, поиском и оценкой золоторудного оруденения, а также аспирантов.

The monograph considers the geological and problems of formation of Pakrut gold deposit (central Tajikistan), details of primary dispersion halo, prognosis of deposit under the depth.

The book will be interesting to geologists, who study the problems of regional geology, investigation of gold mineralization and also post-graduate students.

Рецензент  
Ефименко В.Н.

© Мамадзафоев М.М., Ниезов А.С.,  
Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И., 2008

© Научно-производственный центр  
«НЕДРА», 2008

ISBN 978-99947-0-657-4

## ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геологии, петрологии и рудоносности восточной части Южного Гиссара, особенно район золоторудного месторождения Пакрут, в последние десятилетия являются предметом всестороннего исследования. Это обусловлено, прежде всего тем, что в этом регионе обнаружен ряд рудопроявлений золота, олова, полиметаллов, сурьмы, ртути и других полезных ископаемых, так или иначе связанных с магматическими образованиями данного региона. При этом многие вопросы петрологии и рудогенеза Восточного Гиссара до сих пор остаются дискуссионными. Среди них – проблемы генезиса рудопроявлений, взаимоотношения различных типов оруденения между собой и с магматическими образованиями, хронологическая последовательность формирования различных по составу магматических и метасоматических образований, а также время формирования оруденения.

В целях выяснения этих вопросов авторами настоящей работы проводились петрографические, петрохимические, минералогические и геохимические исследования магматических, метасоматических и рудных образований данного региона. При этом особое внимание было уделено геолого-геохимическим, физико-химическим и рудогенетическим особенностям, а также последовательности магматизма, метасоматических процессов и рудообразования на золоторудном месторождении Пакрут.

Полевые работы и предварительная обработка материалов проводились в период 1972-1980 гг. В дальнейшем, в середине 90-х гг. накопленный фактический материал был пересмотрен и частично обработан заново.

Очевидно, что с изменением концептуальных основ геологии, т.е. полной заменой плейтктонической гипотезой ранее установившихся классических (фиксистких) представлений, взгляды на геологию Таджикистана в целом, и регионов, в частности, принципиально изменились. Поэтому, естественно, что не-

которые общегеологические положения не разделяются всеми авторами. Тем не менее, авторы сочли необходимым оставить спорные моменты, возникающие при анализе геолого-структурных особенностей территории и изложить преобладающее в авторском коллективе представление. В то же время, авторы были едины в признании важности эндогенных ореолов, эффективности применения их особенностей в оценке масштабов и перспектив оруденения. Изложенные им ранее выводы о перспективности проявления Пакрут на глубину и на флангах (Хасанов, Мамадвафоев, Ниезов, 1983), в 80-х годах скептически встреченные геологами-производственниками, недавно были блестяще подтверждены геологоразведочными работами таджикско-британского совместного предприятия (2003-2008 г.).

Объектами исследований являлись магматические образования верховьев р. Сардаи Миена (бассейн рек Пакрут и Кальтакуль), а также кварцево-сульфидно-золоторудное месторождение Пакрут.

В задачу исследования входило минералого-геохимическое изучение малых интрузий и жильных пород верховьев р. Сардаи Миена, выяснение геохимических, физико-химических условий локализации и хронологическая последовательность магматизма и рудообразования кварцево-сульфидно-золоторудного месторождения Пакрут.

В ходе проведенных исследований на кварцево-сульфидно-золоторудном месторождении Пакрут были отобраны и изучены шлифы магматических и метасоматических образований, произведены кристаллооптические замеры плагиоклазов и роговых обманок. Для изучения первичных ореолов были обработаны результаты свыше 1500 спектральных, химических анализов на *Sn*, *W*, *As*, *Pb*, *Zn*, *Cu* и др., пробирных и спектрозолотометрических анализов на *Ag* и *Au*.

В процессе ведения исследований на Пакрутском месторождении авторы пришли к выводу о высокой эффективности и информативности первичных ореолов при прогнозировании перспектив золоторудного оруденения в районе.

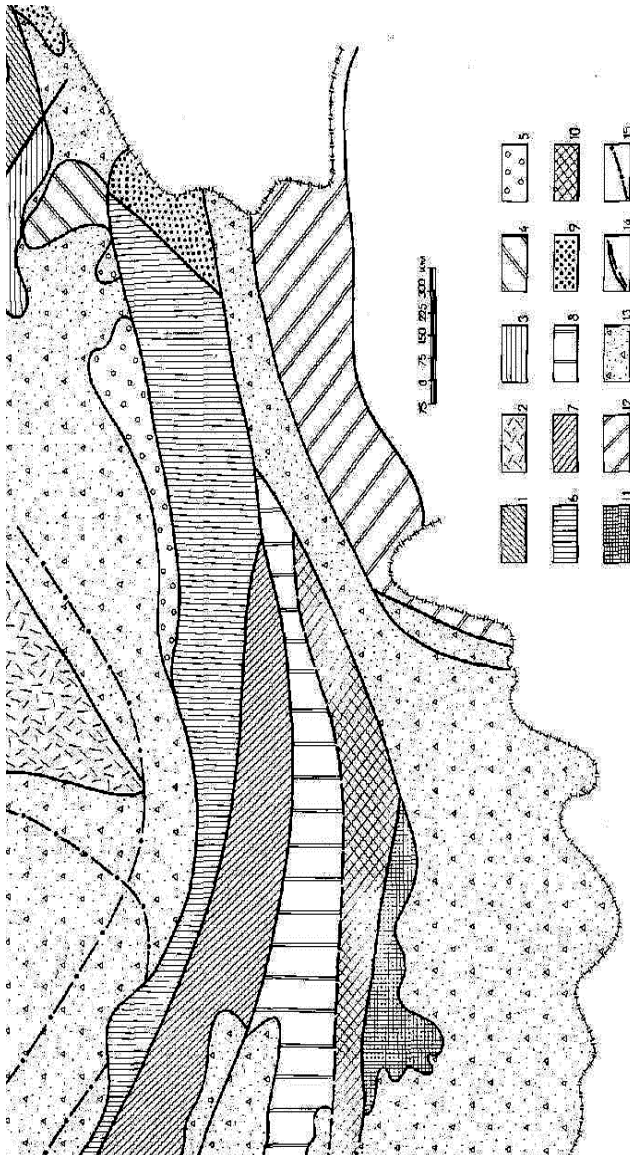
## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА**

Исследуемый регион является составной частью Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. Поэтому особенности его геологического строения и развития наиболее отчетливо и полно могут быть поняты при рассмотрении Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны в целом.

Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона представляет собой внутреннюю часть герцинской геосинклинально-складчатой области Южного Тянь-Шаня (рис.1). От смежной с севера Туркестано-Зеравшанской миогеосинклинальной зоны она отделена Туркестано-Алайским краевым разломом, а от расположенной южнее Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоны – Главным Гиссарским (краевым) разломом.

Палеозойская история геологического развития Зеравшано-Гиссарской зоны охватывает период времени от ордовика до поздней перми включительно. В середине раннего палеозоя ( $O_{2-3}$ ) на месте современной Зеравшано-Гиссарской зоны происходит заложение геосинклинального прогиба на метаморфическом докембрийском ( $P_0$ ) основании. Разрез отложений этого времени здесь начинается средне-позднеордовикскими кварцевыми алевритами, песчаниками и конгломератами с прослоями туфов кислых эффузивов и известняков шахристанской свиты (Лаврусевич и др., 1976). Мощность свиты 340 м. Выше согласно залегают органогенные известняки, доломиты и в меньшей мере кварцевые песчаники, мощностью около 200 м.





Седиментные системы: 1-2. Сельме-Тань-Шаньская календочко-герцинская (1 - Каватов - норыкская зона, 2 - Четала - Куряминская зона); 3-9. Южно-Тань-Шаньская герцинская складчатая область: 3-4 - Бергено-Кочшайская Система зон (3 - Бозулаштинская, 4 - Язынская зона); 5-9 - Улукстан-Алтынская Система зон (5 - Карачаттыкская; 6 - Туместан-Алтынская; 7 - Зеравшан-Туркестанская; 8 - Зеравшан-Алтынская; 9 - Восточно-Алтынская зона); 10-11 - Юго-Западно-Тань-Шаньская герцинская (10 - Южно-Тумсарская; 11 - Южно-Тумсарская зона); 12. Северо-Тань-Шаньская календочко-герцинская (12 - Северо-Тань-Шаньская зона); 13. Северо-Тань-Шаньская календочко-герцинская (13 - Северо-Тань-Шаньская зона); 14-15. Палеозойские разломы, установленные в результате геодинамических исследований.

◁ Рис.1. Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона в общей структуре Южного Тянь-Шаня.

---

Наиболее широко в регионе развиты отложения разской свиты (1000 м), представленные серицито-хлорито-кварцевыми сланцами и кварцито-песчаниками с редкими пачками песчанистых известняков и разных по составу эффузивов (Мамадвафоев, Хасанов, 1993, 1994; Мамадвафоев и др., 1994). Отложения разской свиты развиты в долинах рек Шинг, Арча-Майдон, Искандердаря, Ягноб и других. В восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системе аналогом данной свиты по мнению А.И.Лаврусевича и В.И.Лаврусевича (1973) является верхняя часть Ягнобской свиты.

В течение силурийского периода на значительной части площади Зеравшано-Гиссарской зоны отлагается огромной мощности толща терригенных, карбонатных и вулканогенных образований. Силурийские отложения этого региона относятся к числу фаунистически хорошо изученных образований. По данным А.И.Лаврусевича и др. (1976) они подразделяются на отложения лландоверийский – нижневенлокский, лудловский и лудловско-кржидольский ярусы. В целом для силурийских отложений данного региона характерна значительная латеральная фациальная пестрота осадков. Так, в северо-восточной части региона они сложены песчано-сланцевой граптолитовой ( $S_1$ ) толщей с подчиненной ролью коралловых известняков ( $S_2$ ). В других пунктах региона среди них заметную роль играют карбонатные фации, содержащие горизонты сланцев и песчаников.

Осадкообразование силурийского периода имело место в условиях теплого морского мелководья, о чем свидетельствует наличие в разрезе доломитов и известняков, обильно содержащих остатки брахиопод, кораллов и граптолитов.

Лландоверийско-венлокские отложения, по данным А.И.Лаврусевича и др. (1976), представлены шестью типами раз-

резов: агбаширским, дукдонским, даурическим, уатасайским, аргским и зинахским. Для всех типов разрезов характерен терригенно-карбонатный состав пород с «раковинным» комплексами окаменелостей. Отличия состоят в колебаниях состава пород, их мощностей, их количественных соотношений, комплексов окаменелостей. Мощность отложений в различных типах разрезов варьирует от 200 до 770 м.

Акбаширский тип разреза раннего силура (мощность до 250 м) представлен нижнесумсарской свитой средне- и тонкослоистых темно-серых до черных доломитов и доломитистых известняков, с подчиненной ролью прослоев песчанистых (кварцевых) алевролитов, известняков и кварцевых песчаников. Дукдонский тип разреза сложен глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков (мощность 200 м), заключающими остатки среднелландоверийских трилобитов и граптолитов.

Даурический, уатасайский и аргский типы разрезов представлены шингской свитой, согласно налегающей на отложения разской свиты ( $O_{2,3}$ ) и также согласно подстилающей черные доломиты нижнеаргской подсвиты. Мощность свиты варьирует от 290 (г.Даурич) до 770 м (р.Арг). Даурический тип разреза шингской свиты, представлен глинистыми доломитизированными известняками. Сходное строение имеют разрезы уатасайского типа (северный склон Зеравшанского хребта). Разрезы аргского типа названной свиты всюду представлены тонкослоистыми глинистыми известняками с прослоями кварцевых песчаников и кварцево-хлорито-серицитовых сланцев.

Разрезы зинахского типа представлены кварцито-песчаниками, заключающими прослой филлитовидных сланцев, известняков, доломитов, реже- разложенных диабазов. Мощность разреза – 400-700 м.

Лудловские отложения представлены аргской свитой ( $S_2$ ). Разрез начинается средне- и тонкослоистыми черными доломитами (нижнеаргская подсвита; мощность 400 м), постепенно сменяющиеся толстослоистыми (и массивными) серыми и черными доломитизированными известняками (среднеаргская подсвита; мощность 250 м). Верхняя часть лудловского яруса представлена

кварцитовидными песчаниками, кварц-слюдистыми и песчанистыми сланцами. Общая мощность силурийских отложений составляет около 3000 м, причем на долю карбонатных отложений приходится около 500 метров. Отложения лудлова несогласно перекрываются осадками девонского возраста.

В девоне, при общем сохранении существовавшей ранее палеогеографической обстановки, еще более четко намечается фациальная дифференциация области. Общей особенностью осадконакопления этого периода является преимущественное образование карбонатных пород. Местами конец девонского осадконакопления характеризуется образованием терригенных осадков (яшм, аргиллитов и др.). Предполагается трансгрессивное перекрывание среднедевонскими отложениями образований силурийского возраста. Мощность отложений девона в разных частях региона заметно варьирует и в общем составляет около 1200 м.

В бассейне р.Ягноб широким площадным распространением пользуются терригенные образования среднедевон-раннекарбонового ( $C_1 t$ ?) возраста, залегающие на подстилающих породах с разрывом. Нижняя часть разреза  $D_2-C_1 t$  (?) сложена песчано-глинистыми породами с прослоями кремнистых сланцев и пачками криноидных известняков. Верхняя часть разреза отложений представлена песчано-глинистыми, глинистыми, известковистыми, хлорито-серицитовыми и прочими разновидностями сланцев. Среди последних отмечаются прослои и линзы рассланцованных песчаников, полимиктовых конгломератов, известняков и доломитов. Мощность среднедевон-раннекарбоновых отложений здесь составляет около 2500 м.

В позднем девоне – начале раннего карбона в регионе устанавливаются процессы орогенеза. В раннем карбоне ( $C_1 t + V_1$ ) имеет место накопление темно-серых неритмично чередующихся полимиктовых песчаников и глинистых сланцев, содержащими линзы конгломератов, гравелитов и известняков (маргузорская свита; мощность – 700-1200 м). Отмечается несогласное налегание образований  $C_1 t - V_1$  на более древние породы; в долинах р. Зидды и Каракуль они без видимого несогласия сменяются отложениями средне-верхневизейского возраста (якарчинская свита). Отложения  $C_1 V - M_1$  обнажаются в Каракуль-Зиддинской полосе

и в долине р.Ягноб, у сел.Джижикрут. Разрез отложений повсеместно более или менее однотипный. Нижняя часть разреза, за исключением самых низов, в основном карбонатная. В ней В.Д.Салтовская и др. (1976) выделяют следующие четыре свиты (снизу вверх): 1) якарчинская, 2) сангальтская, 3) снежинская, 4) бачаульдинская.

Якарчинская свита (450 м) представлена (снизу вверх) песчаниками, конгломератами, сланцами, сменяющиеся выше по разрезу темными углисто-глинистыми известняками. Она согласно налегает на отложения маргузорской свиты  $C_1 t - V_1$ , и также согласно перекрывается верхневизейскими отложениями сангальтской свиты. Последняя сложена массивно-слоистыми оолитовыми и органогенными известняками (мощность 100-150 м) с остатками брахиопод и фораминифер. Свита согласно сменяется по разрезу тонкоплитчатыми известняками (с желваками, линзами и прослоями кремней) снежинской свиты. Свита содержит фауну фораминифер и брахиопод намюрского- низов башкирского ярусов карбона. Разрез венчается известняковыми конгломератами и конгломерато-брекчиями (внизу), фузулинидо-водорослевыми известняками с линзами кремней. В известняках отмечаются водоросли верхнебашкирского- нижнемосковского времени. Среди отложений данного возраста в бассейне р.Ягноб, у села Джижикрут, доказано также присутствие башкирского яруса и нижнего подъяруса московского яруса среднего карбона (Салтовская и др., 1976).

В осевой части Гиссарского хребта ранне-среднекарбонные (?) образования представлены рассланцованными лавами, лавобрекчиями, кластолавами и туфобрекчиями кварцевых и дацитовых порфиров, липаритов и их туфов, альбитофиров, мраморизованными известняками, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками (сиоминская свита). Вулканогены развиты в низах разреза, карбонатные породы в средней части, а терригенные образования – венчают разрез. Мощность отложений достигает 1400-2200 м. Эти образования с размывом залегают на позднесилурийско-раннедевонские отложения. Взаимоотношения их с более молодыми палеозойскими отложениями не известны.

Средне-позднекарбонные отложения распространены в Каракуль-Зиддинской и Ягнобской полосе. Они представлены

чередованием гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов и конгломератов (дарахтисурхская свита  $C_{2,3dr}$ ). В нижней части разреза преимущественно развиты конгломераты, с подчиненной ролью песчаников и сланцев. Верхняя часть разреза существенно песчано-сланцевая. Возраст отложений доказывається фаунистически достаточно уверенно не ниже среднего-позднего карбона (Салтовская, 1974). В обломках конгломератов широко представлены гранитоиды, весьма напоминающие гранитоиды североварзобского массива ( $C_{2,3}$ ). Неполная мощность отложений составляет 1000 м. На более древние отложения  $C_2b_2$ - $C_2m$  (бачаулдинская свита) данные образования местами залегают согласно (бассейн р. Дарахтисурх), местами же с небольшим размывом (басс. р. р. Зидды, Шингак). С более молодыми отложениями Зеравшано-Гиссара (лючобская свита  $P_1$ ) описываемые средне-позднекарбоновые отложения стратиграфических контактов не имеют.

Заканчивая характеристику карбоновых отложений Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны, отметим, что карбоновый период для всего описываемого региона, как и Гиссаро-Алая в целом, характеризуется временем устойчивого единообразия палеогеографических условий, при которых формировались, особенно, в начале периода, главным образом, карбонатные образования, а в конце периода – существенно терригенные отложения.

Период времени достоверно от среднего ордовика до среднего карбона включительно характеризует начальные и ранние (добатолитовые) стадии геосинклинального развития Зеравшано-Гиссарской зоны. Процессы осадконакопления временами (силур, ранний и средний карбон) прерывались подводными излияниями средних и основных лав. Так, в нижнем силуре ( $S_{1w}$ ) формировались горизонты диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов и их туфов. Эти породы, как правило, интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболиты и альбит-эпидотовые ортосланцы. Мощность вулканогенных пород составляет около 200 м. Крайне небольшое площадное развитие имеют вулканогенные образования, отмечаемые в разрезе терригенных отложений намяра (мощность – 100 м). Перерыв в осадконакоплении отмечается также в девоне и фиксируется трансгрессивным налеганием

среднедевонских отложений на различные горизонты силурийских осадков.

Средне-позднекарбонный этап был временем проявления главной фазы складчатости на территории Зеравшано-Гиссарской зоны и характеризует средние этапы (по Ю.Билибину) развития региона. К концу среднего карбона образовалось сложно построенное складчатое поднятие; именно с этим этапом совпадает во времени формирование гранитоидных массивов региона. Наиболее широко гранитоидные интрузии распространены в пределах соседней с юга – Южно-Гиссарской зоны, где они образуют так называемый Гиссарский плутон. В Зеравшано-Гиссарской зоне магматические, в том числе и гранитоидные, образования слагают не более чем 10-12% ее площади, причем преобладают небольшие штоки среди обширных полей осадочно-метаморфических образований. К числу наиболее крупных из них относятся Петинский, Тагоби-Кульский, Кумархский и Дарай-Ванджрудский массивы.

Существенную роль в их формировании сыграли процессы гранитизации, ассимиляции и метасоматоза.

В восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны широко развиты и дайковые образования, сопровождающие средне-позднекарбонные гранитоиды. К их числу относятся дайки пегматитов, аплитов и лампрофиров диоритового ряда.

В целом, гранитоидные породы Зеравшано-Гиссарской зоны характеризуются повышенной основностью и гипабиссальными условиями становления (Хасанов, 1975; 1976). Пестрота петрографического состава массивов, а также различие в уровне их эрозионного среза зачастую затрудняют выяснения их формационной принадлежности.

С этапом внедрения гранитоидных пород ( $C_2$ - $C_3$ ) генетически в районе связаны явления контактового и регионального метаморфизма, а также образование крупных складок (например, Ягнобская антиклиналь). Последние обычно осложнены разрывными нарушениями.

В раннепермскую (позднекарбонно-раннепермскую?) эпоху Зеравшано-Гиссарская зона вступает в орогенный этап своего развития: здесь происходит обновление ранее заложенных, а также заложение новых (автономных) разломов. В силу восходящих

движений структуры региона приобретают сводово-глыбовый характер. Образовавшиеся расколы земной коры в раннепермской эпохе послужили путями для внедрения магмы, формировавшей в регионе дацит-липаритовую интрузивно-вулканогенную формацию (Баратов и др., 1974). Породы этой формации представлены вулканитами поверхностных фаций, их экструзивными, субвулканическими и гипабиссальными образованиями. Они в силу явлений денудации и эрозии имеют фрагментарное развитие и в современном эрозионном срезе отмечаются лишь в верховьях рек Аксай, Арг, Кончоч (река Каракуль), Арча-Майдон, Камароу, Сангардак, Сангалът (р. Зидды), Тагоби-Куль (гора Зарды), Уч-Кадо, Мосриф (Бадга, Хами Сурх), Барзанги калон, Хазор Меч (Сухта), Ханакко, Кальта-Куль (у перевала Барзанги).

В поздней перми Зеравшано-Гиссарская зона характеризуется оживлением тектонических движений и формированием комплекса нефелиновых сиенитов-щелочных гранитов. В составе его помимо названных пород входят также содалитовые, канкринитовые, анальцимовые и щелочные безнефелиновые сиениты. Иногда (горы Чимтарга, Казнок) они ассоциируют со щелочными эффузивами. Образовавшиеся впоследствии расколы (разломы) глубинного заложения, послужили путями для внедрения в перми, и возможно, триасе (Хасанов 1972, 1976б, 2004; Брейвинская, 1969 и др.) мантийной субщелочно-базальтоидной магмы. Продукты последней представлены кимберлитоподобными трубками взрыва и дайками пикритовых порфиритов, лимбургитов, мончикитов, камптонитов, анальцимовых диабазов и переходных их разновидностей. Они наиболее широко развиты в восточных районах Зеравшано-Гиссарской зоны (верховья р. Ягноб, а также р. Сардаи Миена).

Отдельные трубки взрыва эруптивных брекчий базальтоидов установлены в районе сурьяно-ртутного месторождения Кончоч, где отчетливо устанавливается их дорудный возраст (Новикова, Вазинов, 1975). В Южно-Гиссарской зоне дайки субщелочных базальтоидов (анальцимовых диабазов) секут лишь верхнемолассовую толщу условно позднепермского возраста<sup>1</sup> (Муш-

---

<sup>1</sup> Имеются данные, свидетельствующие даже о раннепермском возрасте хакинской свиты (Клепенштейн и др., 1976).



кин, Брейвинская, 1965) и среди триасовых и более молодых мезозойско-кайнозойских отложений не установлены.

Таким образом, палеозойская история геологического развития Зеравшано-Гиссарской зоны, включая и магматическая деятельность, завершается в поздней перми.

В раннем (и среднем ?) триасе в регионе установился режим пенепленизации.

В мезозойско-кайнозойском этапе развития регион, как и всего Южный Тянь-Шань, характеризуется в целом полуплатформенным режимом. Здесь в раннем мезозое ( $T_1-T_2$ ) господствует континентальный режим (пенепленизации региона). В юрском периоде происходит общее погружение региона ( $J_1$ ) с последующим его воздыманием ( $J_{2-3}$ ) в силу чего сформировались озерно-болотные (угленосные) отложения ( $J_{2-3}$ ). В раннем мелу регион характеризуется неравномерными восходящими движениями и образованием в межгорных впадинах (депрессиях) прибрежно-континентальных грубообломочных (красноцветных) отложений. В дальнейшем (верхний мел, палеоген), имеет место углубление и разрастание площади моря и формирования типично морских формаций. Судя по однотипности мезозойско-кайнозойских фаций и устойчивости мощностей осадков, можно считать, что морской режим литогенеза безраздельно господствовал на всей территории Зеравшано-Гиссарской горной области. Общая мощность мезозойских и кайнозойских отложений около 3000 м.

Начиная с неогена в регионе устанавливается режим эпиплатформенного орогенеза. В результате, Зеравшано-Гиссарская зона, как и Южный Тянь-Шань в целом, превращается в высокогорное складчато-блоковое сооружение. Здесь создаются отдельные своды и депрессии, характеризующие современную форму рельефа и особенности тектонических структур региона.

Вдоль большинства дизъюнктивов происходит перемещение блоков палеозойского фундамента совместно с покрывкой молодых мезозойско-кайнозойских отложений. В результате этих движений, достигающих значительные амплитуды (1000-1500 м), позднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские образования сохраняются от денудации лишь в опущенных участках (грабенах) и тектонических клиньях. К ним относятся Пенджикент-

Зеравшанский, Фараб-Фан-Ягнобский, Каракуль-Зиддинский и некоторые другие (Таджибеков, 2006).

В неоген-четвертичном периоде общий подъем страны приводит к незамедлительному оживлению процессов денудации. Эродируемый материал в неогене идет на образование грубообломочных отложений молассоидного типа. В силу разрастания области сноса, эти отложения обычно оттеснены к прилегающим депрессиям (Зиддинская впадина), где они отмечаются в настоящее время. Подобные же тенденции вертикальных движений имеют место и в настоящее время, устанавливаемые дислокацией речных террас, изменением направления течения русла ряда рек, дислокациями моренных отложений (Виноградов, 1963) и в целом высокой сейсмичностью региона.

\* \*  
\*

## Глава 2 | МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.1. Методика отбора и анализа проб

Для получения надежных и объективных сведений о рудоносности (потенциальной рудоносности) горных пород, последние должны быть опробованы достаточным количеством представительных геохимических проб. Система опробования при этом может быть различной. Наиболее надежные и полные данные о содержаниях элементов в породах могут быть получены при опробовании по более или менее равномерной сети на всей площади их выхода. Но этот вариант опробования требует значительного объема маршрутных исследований и может быть осуществлен в ходе планомерной геологической съемки.

С целью получения общей геохимической характеристики геологических образований производить систематический отбор проб по сети нецелесообразно. В связи с этим опробование велось по отдельным геолого-геохимическим профилям. Геолого-геохимические профили были проложены в наиболее хорошо обнаженных, расположенных вдали от зон разрывных нарушений, участках.

Каждое геологическое тело в зависимости от размера и однородности, характеризовалось не менее чем 2-4 разрезами. Отбор геохимических проб производился способом пунктирной борозды. Шаг пробоотбора варьировал от 20-30 до 50-60 м в зависимости от размеров выходов опробуемого объекта, его обнаженности и степени однородности, определяемой макроскопически. В пределах шага пробоотбора в пробу отбирались по 10-15 кусочков

(сколков) породы. Вес каждого скола 20-30 г., вес всей пробы – 300-400 г.

Дайковые образования опробовались не менее чем 4-5 пробами. Пробы отбирались вкрест их простираения.

Отбор геохимических проб сопровождался схематическими геологическими зарисовками, петрографическим описанием пород и т.д. Почти каждая четвертая геохимическая проба сопровождалась отбором шлифа. Из каждой минеральной фации пород отбиралось также минимально-необходимое количество (3-4) проб для производства силикатных анализов и такое же количество аксессуарно-минеральных проб.

Обработка проб (геохимических, петрохимических, аксессуарно-минеральных) производилась в механической дробилке. Дробление до размера частиц 1 мм осуществлялось на щековых и валковых дробилках. Во избежание заражения, дробление проб производилось отдельными партиями, после тщательной чистки дробильных механизмов. Раздробленная проба перемешивалась и делилась способом квартования на две части, одна из которых поступала в лабораторию на истирание (до 200 меш) и последующий анализ, другая – оставлялась в качестве дубликата.

Геохимические пробы анализировались комплексным спектральным методом на 20 элементов: *Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Zr, Y, Ba, Sr, Sc, Yb, As, Ga, P*. Съемка спектров геохимических проб производилась способом «просыпки». Определение содержания элементов производилось по методу появления и усиления линий по эталонам. Эталоны приготовлены из смеси заводских эталонных проб путем разбавления их смесью, отвечающей среднему составу кислых пород. Принятая градация эталонов следующая:  $(1-1,2-2,2-3-4-5-6-9-10) \cdot 10^n$ , где  $n$  изменяется от -1 до -4. Кроме того, в пробах количественными методами анализа определялись содержания *Sn, Au, Ag, Li, Rb, Cs, B, F, Be*.

Величина чувствительности (порог чувствительности) примененных методов анализа, а также оценки их надежности даны в табл. 1.

**Порог чувствительности примененных методов анализа**

Элементы	Кларки по А.А.Беусу и С.В.Григоряну (1975), г/т				Чувствительность анализа
	среднего андезита*	средних пород	основных пород	сланцев	
Sn	0,7	1,6	1,5	0,5	2
Au	-	0,0028	36	0,0n	0,005
Ag	0,13	0,07	0,11	0,07	0,01
Li	10	25	15	5	5
Rb	31	110	50	10	10
Cs	1,3	1,5	1,1	2	2
Be	-	1,8	0,4	3,0	2
B	9	12	5	100	10
F	500	630	400	740	-
P	-	1500	1500	700	1
Cu	54	40	87	45	1
Pb	4	12	6	20	3
Zn	-	75	105	95	3
As	-	2	2	13,0	20
Mo	1,1	1,1	1,5	2,6	2
W	-	1,2	0,7	1,8	10
Zr	90	140	110	160	10
Y	25	29	21	26	10
Yb	2,7	2,8	2,1	2,6	3
Sc	31	20	30	13	10
Ba	110	380	330	530	100
Sr	215	450	470	300	100
Ga	16	17	17	19	5
Mn	1000	1200	1200	800	10
Ni	15	50	130	68	5
Co	20	9	48	19	5
V	195	150	250	130	5
Cr	44	55	170	90	20

*Примечание. \* - по С.Т.Тейлору (1972); Анализы производились в Центральной лаборатории Главного геологического управления. Аналитики – Л.Г.Горбунова, В.Кочекина (щелочные элементы), Л.П.Скосырская, Н.П.Усова (Sn, В), В.Т.Куликова, Г.А.Патыпенкова (Au), Л.П. Скосырская*

Таблица 1

(в г/т) и кларки однотипных горных пород земной коры

<i>Чувствительность в единицах кларка</i>				<i>Виды анализа</i>
<i>среднего андезита</i>	<i>средних пород</i>	<i>основных пород</i>	<i>сланцев</i>	
0,71	0,31	1,3	4	СК
-	0,36	1,4	0,п	СЗМ
0,07	0,14	0,1	0,143	П
0,50	0,2	0,3	1	ФП
0,32	0,9	0,2	1	ФП
1,54	1,33	1,8	1	ФП
-	1,1	5	0,66	КС
-	0,55	2	0,1	КС
-	0,1	-	-	Х
-	0,006	0,0005	0,0014	КПК
0,0185	0,025	0,01	0,022	КПК
0,75	0,25	0,5	0,15	КПК
-	0,40	0,03	0,031	КПК
-	10,0	10	1,504	КПК
1,82	1,82	1,3	0,77	КПК
-	8,3	14	5,55	КПК
0,11	0,071	0,09	0,062	КПК
0,40	0,33	0,5	0,28	КПК
1,1	1,07	1,4	1,15	КПК
0,32	0,50	0,3	0,76	КПК
0,90	0,26	0,3	0,17	КПК
0,46	0,22	0,2	0,33	КПК
0,31	0,29	0,3	0,26	КПК
0,01	0,006	0,008	0,01	КПК
0,33	0,1	0,04	0,073	КПК
0,25	0,55	0,1	0,26	КПК
0,025	0,033	0,02	0,038	КПК
0,45	0,36	0,1	0,22	КПК

(комплексный спектральный анализ); СК – спектральный количественный; СЗМ - спектрозолотометрический; П- пробирный ФП - фотометрия пламени; КС – количественный спектральный; Х – химический; КПК – комплексный спектральный.

Спектрозолотометрическому методу анализа на золото подвергались пробы, отобранные из площадей развития золоторудной минерализации (район месторождения Пакрут). В необходимых случаях, для получения более надежных данных о содержании золота (и *Ag*), а также в целях контроля анализов, пробы с высокими содержаниями *Au* (и *Ag*) дополнительно подвергались пробирному анализу. Подобные пробы, как правило, характеризуют зоны с наложенной гидротермальной минерализацией и околожильно-измененные породы.

Содержания редких щелочей (*Li*, *Rb*, *Cs*) в пробах определялись методом фотометрии пламени, фтора - фотоколориметрией с арсенатом, а бора, бериллия и олова – количественным спектральным анализом.

При сопоставлении пороговой чувствительности анализов с кларковыми содержаниями элементов в основных и средних изверженных горных породах и сланцах земной коры установлено (табл.1), что в основных породах при существующей чувствительности методов анализа достаточно полная и надежная информация может быть получена о содержаниях следующих элементов: *Mn*, *Ti*, *V*, *Cr*, *Co*, *Ni*, *Sc*, *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Zr*, *Y*, *Ba*, *Sr*, *Ag*, *Li*, *Rb*, *F*, *P*, *Ga* из числа проанализированных и приведенных в табл. 1 элементов. Чувствительность примененных методов анализа оказалась несколько недостаточной для надежного определения кларковых количеств *Mo*, *W*, *Yb*, *As*, *Be*, *Cs* – в средних породах, *Mo* (*W?*), *Yb* и *Cs* в среднем андезите, *Yb* и *As* – в сланцах, *B*, *Be*, *Cs*, *Yb*, *Sn*, *W*, *Mo*, *As* – в основных породах.

## **2.2. Методика статистической обработки аналитических данных**

### **а. Определение параметров распределения содержаний химических элементов в горных породах**

Объективное представление о характере и закономерностях распределения элементов в горных породах может быть получе-

но, как известно, путем использования методов математической статистики. Возможность эта основана на том, что особенности распределения содержаний элементов в горных породах носят вероятностно-статистический характер, т.е. «достаточно четко и однозначно проявляются лишь по сравнительно большой геохимической совокупности» (Угаров, Смыслов, 1968).

Важнейшей задачей, возникающей при обработке аналитических данных как отмечал еще В.М.Гольдшмидт (Аренс, 1964), является «открытие» закона (функции) распределения элементов в горных породах. Существующие сведения о законах распределения содержаний элементов (или порообразующих окислов) в горных породах весьма противоречивы. Так, ряд ученых (Разумовский, 1948; Родионов, 1964; Бондаренко, 1967 и др.) считает, что наиболее вероятным типом распределения элементов в горных породах является логарифмически-нормальный (логнормальный). Более того, логнормальный тип распределения элементов в изверженных горных породах был назван Х.Л.Аренсом основным законом геохимии (Ahrens, 1954).

Вместе с тем, известно представление о том, что изначальное распределение содержаний элементов в горных породах нормальное, а логнормальный тип распределения возникает вследствие наложенных процессов, структурно-текстурных особенностей пород, методики опробования и т.д. (Вистелиус, 1963). Наконек, Обри (Aubrey, 1956), Джизба (Jisba, 1959), Роджерс и Адамс (Rogers and Adams, 1963) полагают, что элементы-примеси горных пород должны быть распределены по логнормальному закону, те элементы, содержание которых превышает 50%, должны иметь отрицательную асимметрию, а элементы, содержащиеся в промежуточных количествах, будут иметь нормальное распределение.

Приведенный обзор показывает, что вопрос о законе распределения элементов (или порообразующих окислов) в горных породах далек от окончательного решения и должен быть выяснен в каждом конкретном случае. Так, например, специальные



исследования показали (Кутолин, 1969), что распределение одних и тех же петрогенных окислов в базальтах аппроксимируются различными типами кривых, среди которых кривая нормального типа представляет частный вид. Поэтому первоначально Д.М.Шоу (Shaw, 1961), а затем В.А.Кутолиным (1969) было высказано мнение об отсутствии универсальных законов, пригодных для описания распределений большинства элементов.

Отмечаемое в литературе многообразие типов (законов) распределения элементов (или породообразующих окислов) в горных породах является, видимо, следствием ряда причин. В этой связи нужно отметить, что при опробовании однородных по составу и структурно-текстурным особенностям горных пород, равномерном характере опробования, отсутствии значительных случайных ошибок анализа, представительном объеме геохимической выборки и т.д., мы вправе ожидать появления нормального закона распределения. На практике исследователь чаще всего имеет дело с ограниченным объемом статистических данных, а однородность рядов наблюдений (анализов) зависит от степени неравномерности распределения элементов в породообразующих минералах и особенностей распределения в породе минералов – носителей и минералов- концентраторов. В связи с этим наиболее вероятно возникновение логнормального закона распределения элементов-примесей.

Типы законов и параметры распределения вещественных компонентов в природных объектах могут быть определены как аналитическими, так и графическими методами. Целесообразность использования при расчетах той или иной из этих методик определяется не только степенью ответственности решаемых задач (геохимических), но и объемом статистической выборки, точностью исходных (аналитических) данных, а также экономической эффективностью использования метода в условиях ручной обработки данных.

## **б. Определение закона и параметров распределения элементов-примесей**

В практике геохимических исследований широкое применение получили различные варианты графического способа задания закона и расчета параметров распределения элементов-примесей, а именно: по кривой плотности вероятностей (Нюппенен, 1966; Угаров, Смыслов, 1968; и др.), по кривой функции распределения (Юфа, Гуревич, 1968) и по вероятностной бланке накопленных частостей (Разумовский, 1948; Ahrens, 1964 и др., Инструкция ..., 1983). Последний способ использован в настоящей работе.

Необходимо отметить, что вероятностный масштаб по оси ординат построен таким способом, что при логнормальном или нормальном распределении график имеет вид прямой. Это значительно упрощает последующую обработку по сравнению с построением вариационных кривых или кривых сумм. Кроме того, предпочтительность использования данной методики перед другими, в том числе и аналитическими, состоит в возможности использования при обработке результатов полуколичественного анализа и те значения, которые лежат ниже порога чувствительности метода (Инструкция ..., 1983).

Логнормальность закона распределения элементов-примесей в первом приближении оценивалась путем построения графиков накопленных частостей различных содержаний элементов на бланке вероятностной бумаги.

В тех случаях, когда наблюдалось отклонение некоторых точек от усредняющей прямой, для доказательства непротиворечивости выборочного распределения теоретическому применялся критерий А.Н.Колмогорова (Инструкция ..., 1983). На том же бланке определялись параметры логнормально распределенных компонентов-средние (фоновые) содержания и дисперсии содержаний элементов.

Фоновые содержания элементов определялись как среднее геометрическое ( $\tilde{C}$ ) из отдельных значений элементов, совпадающее с медианой распределения концентраций и соответствующее антилогарифму моды логарифмов содержание (Инструкция ..., 1983). Целесообразность использования медианы при вычислении фоновых содержаний элементов ранее специально было подчеркнуто Б.Я.Юфой (Юфа, Гуревич, 1964). В целом она зависит от состоятельности, несмещенности и эффективности оцениваемого параметра.

В условиях симметричного или слабоасимметричного распределений, медиана, как и среднее арифметическое, является состоятельной и несмещенной оценкой истинного среднего. Помимо простоты вычисления, у медианы есть еще одно преимущество перед выборочным средним, а именно, при достаточно большом объеме выборки ее распределение, как случайной величины, близко к нормальному (логнормальному), независимо от того, какое распределение имеет генеральная совокупность. Эти преимущества, правда, портит малая по сравнению с выборочным средним эффективность медианы ( $E$ ), что вытекает из соотношения меры эффективности оценок их параметров (Смирнов, Дунин-Барковский, 1965). Так, исследования показали (Смирнов, Дунин-Барковский, 1965), что в выборке из нормальной совокупности и достаточно большого объема,  $E > 0,64$ . Иными словами, дисперсия медианы в полтора раза больше дисперсии среднего означает, что при расчетах среднего по медиане для достижения одной и той же степени точности оцениваемого параметра потребуется на 36% больше анализов, чем в случае использования среднего арифметического.

В условиях асимметричных кривых распределения использование медианы в качестве среднего может привести к занижению (относительно  $\bar{X}$ ) среднего, причем тем больше, чем больше величина асимметрии ( $\gamma_1$ ) и коэффициента вариации ( $V$ ). Поэтому использование медианы при оценке среднего возможно лишь в том случае, если коэффициент вариации содержаний элементов

не перевесит 40-50% ибо «...при  $V = 50\%$ ,  $\bar{X}$  заметно превосходит значение медианы, а при  $V = 500\%$ ,  $\bar{X}$  больше  $Me$  в 1,5 раза» (Угаров, Смыслов, 1968).

Оценки дисперсий содержаний элементов определялись путем деления абсциссы нормированной величины  $+t$  на  $\tilde{C}$ . Полученная величина  $E=antlgSlg$  – кратный коэффициент дисперсии, характеризуется, как известно, вероятностью 0,68, что соответствует стандартному (среднеквадратичному) отклонению содержаний элементов.

#### **в. Определение закона и параметров распределения вещественных компонент пород при малом объеме геохимических выборок**

В том случае, когда статистической обработке подвергались выборки относительно небольших объемов (не более 27-30 анализов), проверка гипотез о непротиворечивости эмпирического распределения теоретическому, осуществлялась аналитическим способом. В этом случае тип распределения можно определить, как известно, использованием метода моментов, а также критерия согласия  $\chi^2$  Пирсона (Смирнов и Дунин-Барковский, 1965).

Нами использованы менее строгие, но зато и менее трудоемкие методы оценки по отношениям оценок асимметрии и эксцесса эмпирического распределения к их стандартным отклонениям. В этом случае нулевая гипотеза о непротиворечивости эмпирического распределения теоретическому принимается подтвердившейся, если отношения оценок асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям не будут превышать величину трехкратного стандартного отклонения ( $3\sigma$ ). В противоположном случае гипотеза считается отвергнутой, если хотя бы одна из этих отношений будет превышать величину  $3\sigma$  (Шарапов, 1965).

Проверке гипотезы о законе распределения содержаний петрогенных окислов и элементов-примесей предшествовали рас-

четы по выяснению однородности рядов анализов (Пустыльник, 1968).

В результате выяснилось, что распределение породообразующих окислов, а также ряда элементов-примесей в большинстве случаев не противоречит нормальному закону. Поэтому в качестве оценок генеральных параметров распределения петрогенных окислов и ряда редких элементов использовалось среднее арифметическое  $\bar{X}$  и дисперсия  $s^2$  содержаний. Указанные параметры являются состоятельными, несмещенными и эффективными оценками генеральных параметров. Дисперсия, как известно, не обладает размерностью исследуемой величины. Поэтому при определении погрешности среднего полезно вычислить величину среднего квадратичного (стандартного) отклонения. Для характеристики точности расчета статистических параметров распределения компонентов в породах вычислялся также коэффициент вариации  $V, \%$ .

Среднее арифметическое и стандартное отклонение, будучи определяемые по выборке, являются, как известно, приближенными оценками соответствующих параметров. Поэтому интересно знать, какова мера этого приближения и оценить с заданной надежностью интервал, накрывающего неизвестные истинные параметры. Для этого вычислив средние ошибки среднего и стандартного отклонения и выбрав в качестве наиболее рациональный уровень значимости  $p=5\%$ , находим доверительные интервалы для выборочного среднего и среднего квадратичного отклонения (Смирнов и Дунин-Барковский, 1965).

В работе широко использованы также приемы и методы корреляционного анализа, подробно изложенные в специальных руководствах (Айвазян, 1968; и др.).

\* \*  
\*

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА И  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ ДАЙКОВЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ И ТРУБОК  
ВЗРЫВА ВОСТОЧНОГО ГИССАРА**

**3.1. Общие замечания**

Всестороннее изучение геологии и петрологии дайковых образований восточной части Южного Гиссара и, в частности, верховьев р. Сардаи Миена (басс.р.р.Кальтакуль, Пакрут и др.) представляет несомненный теоретический и, особенно, практический интерес, поскольку здесь развиты рудопроявления и месторождения золота, полиметаллов, сурьмы и ртути, так или иначе связанные с магматическими образованиями района. Особый интерес вызывает установление хронологической последовательности формирования дайковых образований и отношение к ним известного в районе золотого оруденения

Магматические породы в верховьях р.Сардаи Миена, в отличие от ее нижнего и среднего течения, имеют ограниченное развитие. Они представлены, главным образом, породами дайкового комплекса. Среди них отмечаются дайки и мелкие штоки позднекарбонových кварцевых диорит-порфиритов, диоритовых порфиритов, лампрофиринов (керсантитов), раннепермских кварцевых порфиринов, гранодиоритов-порфиринов и позднепермских щелочно-габброидных пород мончикит-камптонитового и пикритового ряда. Все они образуют в данном районе единый дайковый пояс, главным образом, северо-восточного, близсубширотного простирания. Вмещающими породами для перечисленных дайковых образований во всех случаях являются средне-позднеордовикские и силурийские кварц-хлорит-серицитовые

сланцы. Ниже приводится геолого-петрографическое описание дайковых пород в порядке возрастной последовательности их формирования.

### **3.2. Геолого-петрографическая характеристика даек**

Кварцевые гранодиорит-порфиры в виде маломощных дайкообразных тел описаны на водоразделе саев Кальта-Куль- Большой Барзанги, в сае Глыбовый. Это плотные, серые мелкозернистые породы, заметно измененные наложенными процессами. Под микроскопом (шл.1387, 408) она имеет порфирированную структуру с микропйкилитовой и фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены оплавленным кварцем, нацело разложенным кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и хлоритизированным опацилизированным и мусковитизированным биотитом, которые составляют 35-40% объема породы. Основная масса сложена карбонатизированным мелко-, скрытокристаллическим агрегатом кварца и полевых шпатов с редкими чешуйками мусковитизированного биотита. Акцессорные минералы- апатит, рудный минерал. Порода катаклазирована и замещена карбонатом, серицитом, гидроокислами железа. Рассматриваемые дайки кварцевых гранодиорит-порфиров как и в соседних районах являются, видимо, подводящими корнями раннепермского вулканического комплекса, широко представленным в центральной части южного склона Гиссарского хребта.

Кварц-диоритовый порфирит отмечен на водоразделе саев Глыбовый и Сурьяный. Это плотные темно-серые породы. Под микроскопом (шл. 1247/2,33/4-к, 46,1370) порода имеет порфирированную структуру с микропйкилитовой структурой основной массы. Порфирированные выделения, составляющие около 35%, представлены плагиоклазом (табл.2) и биотитом и единичными зернами кварца. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом плагиоклазов, кварца, темноцветных минералов. Акцессорные минералы – ортит, апатит, сфен, циркон. Порода в значительной мере разложена и замещена серицитом и хлоритом.

Таблица 2

**Результаты определения плагиоклазов  
жилых пород верховьев р.Сардаи-Миена**

По- рода	Коорд. До			Коорд. Др			2V	N <sub>Pl</sub>	Символ граней	ЗД	Точка замера
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np					
Кварц-диоритовый порфирит (46)	72	29	70	17	74	81	+86	30	001	К	К.з.
	72	28	71	23	68	81	+84	29	001	К	К.з.
	73	21	79	19	72	19	-88	38-40	001	К	К.з.
	17	76	79				-	28	(010)	А	К.з.
	80	62	88				+88	35	001	АК	К.з.
	28	62	83				+82	48	(010)	А	К.з.
	15	81	77				-82	18	(010)	А	К.з.
	68	38	77	27	68	82	+72	46 )		А	К.з.
	15	79	80					4-20	(010)	А	О.м.
	64	2X	83	33	76	61.5	+70	40	100	АЭ	О.м.
Кварц-диоритовый порфирит (1879)	72	36	76	23	76	73	+84	43	100	АЭ	В
	73	19	83	17	74	S5	-	36	100	АЭ	З
	72	19	84	18	74	S4	+84	37	100	АЭ	З
	22	78	80				+82	41	(010)	А	З
	26	69	75				-84	55	(010)	А	З
	16	85	74					7-24	(010)	А	О.м.
	79	84	13	16	78	78		8	001/(010)	АК	О.м.
Лампрофир (1242)	12	80	87				-78	5-22	(010)	А	О.м.
	78	15	82	14	77	37	-86	5-33	001 и 100/(010)	К,А	О.м.
	16	74	88				+86	15	(010)	А	О.м.
	86	88	4	4	88	39		2-30	(001)	АК	О.м.
	72	19	86	20	73	31	-76	36	100	АЭ	О.м.

*Примечание. В скобках указан номер шлифа; Закон двойникования (ЗД): А – альбитовый, К – карлсбадский, АК – альбит – карлсбадский, АЭ – альбит-эстерельский, К,А – карлсбадский и альбитовый; Точка замера: В – вкрапленник, З – зона, К.з. – край зерна, О.м. – основная масса.*



Лампрофиры в виде маломощных даек отмечены на водораздельных частях саев Глыбового и Сурьяного. Это плотные темно-серые породы, характеризующиеся массивной текстурой. Под микроскопом (шл. 1242/1,1242) отмечается порфиرويدная структура с микропризматической и трахитоидной структурой основной массы. Вкрапленники составляют примерно 20% объема породы и представлены почти нацело измененным биотитом и отдельными зернами разложившейся бурой роговой обманки, что приближает рассматриваемые породы к минетте. Основная масса сложена, главным образом, мелкопризматическими зернами плагиоклазов (олигоклаз-андезина); (см.табл.2), в интестициальных промежутках которых отмечаются кварц, калишпат и рудные минералы. Из аксессуарных минералов отмечен мелкоигльчатый апатит, рудный минерал. Порода обычно значительно разложена и замещена вторичными минералами – мусковитом, карбонатом, сосюритом, лейкоксеном. Карбонат (кальцит) иногда заполняет небольшие участки (миндалины) породы.

Вышеописанные породы в целом имеют, небольшое развитие. Более распространенными являются позднепермские дайки субщелочных габброидов (камptonит-мончикитов), а также трубки взрыва эруптивных брекчий пикритового состава. Эти образования, ввиду их тесной пространственной, структурной и, по-видимому, возрастной близости в имеющемся в регионе эндогенным оруденением, могут оказать существенную помощь в установлении возрастной последовательности рудно-метасоматических формаций. Поэтому ниже они будут рассмотрены более подробно.

В бассейне реки Сардаи Миена в междуречьи Пакрут-Захоб, камptonит-мончикитовые дайки образуют единый дайковый пояс северо-восточного, близ субширотного простирания. Они прорывают средне-позднеордовикские и раннесилурийские кварцево-хлорит-серицитовые сланцы и протягиваются согласно в соответствии с субширотным простиранием Гиссаро-Каратегинского разлома. Ниже приводятся результаты петролого-геохимических исследований камptonит-мончикитовых даек и трубки взрыва

пикритового состава района кварц-сульфидно-золоторудного месторождения Пакрут.

Описываемые дайковые тела опробовались и изучались как на поверхности, так и в подземных горных выработках. Дайки характеризуются мощностью 0,8 – 3 м и протяженностью от нескольких десятков метров до 1-1,5 км. По отношению к вмещающим кварцево-хлорит-серицитовым сланцам отмечается как согласное их залегание, так и несогласное. Преобладающее падение даек юг-юго-западное (180-190°), углы падения варьируют от 40-45° до 75-80°. Контакты даек с вмещающими кварц-слюдистыми сланцами резкие, интрузивные. В зоне эндоконтакта породы даек становятся более плотными и мелкозернистыми, имеют более темную окраску. В камптонит-мончикитах установлены ксенолиты кварцитов и сланцев, размером до 10-15 см в поперечнике, а также ксенокристаллы кварца. Для пород описываемых даек характерно наличие равномерно-рассеянной мелкой вкрапленности сульфидов (пирит), возможно, магматического генезиса. Устанавливается отчетливое пересечение камптонит-мончикитов прожилками (до 1 см) и жилами светло-серого кварца, вдоль которых в породе развиваются новообразования серпентина, хлорита и других вторичных минералов.

В зонах метасоматического окварцевания даек исходная темно-серая до зеленовато-серой, окраска породы постепенно становится светло-серой и серой, в зависимости от интенсивности этого процесса. Окварцеванию подвергнуты также вмещающие кварц-хлорит-серицитовые сланцы, имеющие в таких участках обычно брекчиевидное строение. Дайки камптонитов секутся также тонкими кварц-карбонатными прожилками, причем отмечается тяготение карбоната к центральным частям прожилка.

Макроскопически камптонит-мончикиты – плотные, массивные, тонкозернистые породы с едва заметным глазом порфировыми выделениями темноцветных минералов. Для них характерно наличие миндалин вытянутой и неправильной формы, сложенные кварцем, кальцитом, причем последний обычно окаймляет кварц. Размер миндалин различный, обычно от 0,5 до 10 мм; реже встречаются более крупные миндалины.

Таблица 3

## Результаты определения плагиоклазов камптонит-мончикитов

Шлиф	Коорд. До			Коорд. Др			2V	№ Pl	ЗД
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
К-80/10	71	11	37	7	23	71	56	44	К
К-80/10	83	49	44	49	27	5	51	6	М
К-80/11	78	29	44	27	22	63	41	10	Э
К-80/11	25	2	6	53	67	0	67	52	А
К-80/11	66	31	11	66	37	60	5	48	К
К-80/11	72	46	3	57	47	52	39	43	К
К-80/11	17	37	18	15	7	56	68	45	А
К-80/12	20	54	8	25	17	24	12	40	А
К-80/13	71,5	34	37	63	1	19	43	44	К
К-80/13	60	22	68	17	49	65	5	52	К
К-80/14	21	52	49	21	40	39	8	41	А
К-80/14	30	55	48	37	21	47	71	58	А
К-80/14	70	31	3	11	66	64	58	42	А
К-80/14	15,5	27	57	1	41	33	61	4	А
Ш-127/1	25	4	61	49	65	35	54	50	А
Ш-204	27	36	51	43	28	51	0	46	К
Ш-204	23	50	31	58	17	66	26	46	А
Ш-213	77,5	25	35	1	24	33	49	81	А
Ш-214	20	15	66	9	39	9	59	8-10	А
Ш-214	58	5	57	42	16	28	45	46	К
Ш-214	27	5	67	39	41	43	69	62	К
7469	80	35	19	63	26	51	1	7	А
7475	75	60	7	62	4	16	15	3	Э
7038	78	30	67	1	30	37	63	71	К
7090	72	32	28	9	55	29	65	3	Э
7090	11	48	11	45	50	9	41	8	К
7090	69,5	25	39	25	63	2	13	5	А

Примечание. Закон двойникования (ЗД): А – альбитовый, К – карлсбадский, М – манебахский, Э – эстерельский.

Текстура породы миндалевидная, массивная, реже брекчиевая. Результаты оптических определений относительно свежих, поддающихся диагностике породообразующих минералов камптонит-мончикитов даны в табл. 3 и 4. Под микроскопом, как правило, устанавливается порфиристая (лампрофиристая) структура с трахитоидной и лампрофиристой структурой основной массы. Порфиристые выделения, составляющие от 30 до 70% объема породы (шл. 204), представлены нацело разложенным оливином (3-10%), серпентинизированным ромбическим пироксеном (0,5%), базальтической роговой обманкой (керсутитом) – 10-35%, плагиоклазом (0-15%), редко калишпатом (шл. 74,75) и акцессорными минералами-апатитом, рутилом, лейкоксенизированным сфеном, магнетитом. Среди тонкозернистой основной массы отмечаются зерна базальтической роговой обманки, лейсты плагиоклаза, калишпата, листочки биотита, рудные и акцессорные минералы. Камптонит-мончикиты, как правило, постмагматически сильно изменены; свежие разности пород почти не встречаются. В силу широко проявленных вторичных процессов, в породе устанавливаются новообразования карбоната, серицита, альбита, соссюрита, хлорита, кварца, лейкоксена и сульфидов (пирита и халькопирит). В измененных разностях порода диагностируется благодаря реликтовой структуре (лампрофиристой) и обилию вкрапленников роговой обманки (керсутита) и продуктам вторичного ее изменения.

Сильно разложенный камптонит-мончикит почти полностью (80-85% объема породы) превращен в тонко-, и мелкозернистый соссюрит-серицитовый агрегат и рудного минерала. Последний представлен лейкоксеном, занимающим около 15% объема породы. Лейкоксен распределен в породе равномерно; нередко развивается по амфиболу и биотиту (0,05-0,1 мм), имеющим резко идиоморфные реликтовые структуры.

Оливин (0,3-2 мм) встречается как среди вкрапленников, так и в основной массе. Он, как правило, полностью разложен, но идентифицируется по характерной петельчатой структуре и вторичным продуктам разложения, представленным серпентином, боулингитом, карбонатом, рудным минералом. Последний, как продукт разложения оливина, откладываясь в виде бесформенных

масс, нередко по внешнему контуру минерала, подчеркивает характерный габитус исходного минерала.

Базальтическая роговая обманка (керсутит) самый распространенный, относительно свежий и хорошо определяющий темноцветный минерал породы (см.табл. 4). Она представлена в виде вкрапленников самых различных размеров от мельчайших в основной массе. До 1-2 мм в порфириновых выделениях. Минерал характеризуется зональным строением, подчеркиваемое неравномерным зональным погасанием. В центральных частях зерен нередко отмечается скопление пылеватых части рудного минерала (рутила); многие зерна sdвойникованы по простому закону.

**Таблица 4**

**Оптические константы базальтических роговых обманок  
камптонит-мончикитов**

№ шлифа	2V	$N_g-N_p$	$c:N_g$	Плеохроизм	Прим.
К-80/10	-74	0,016	7-10°	$N_g$ - красно-коричневый, $N_m$ - буро-желтый, $N_p$ - светло-коричневый	$N_g > N_m > N_p$
К-80/11	-68	0,017	11°	То же	$N_g > N_m > N_p$
К-80/13	-72	0,014	15°	То же	$N_g > N_m > N_p$
К-80/13	-72	0,014	20°	То же	$N_g > N_m > N_p$
К-80/14	-66	0,017	13°	То же	$N_g > N_m > N_p$
К-80/в	-60	0,015	19°	То же	
Ш-204	-70	0,014	16°	$N_g$ - темно-коричневый $N_m$ - коричневый $N_p$ - светло-желтовато-бу- рый	$N_g > N_m > N_p$
Ш-214	-72°	0,019	28°	То же	$N_g > N_m > N_p$
Ш-214	-74°	0,014	11°	То же	$N_g > N_m > N_p$
7090	-76	0,015	20°	$N_g$ - темно-коричневый $N_m$ - бурый, $N_p$ - светло- и желтовато- буроватый	$N_g > N_m > N_p$

Биотит в виде единичных резко вытянутых чешуек устанавливается в мелкозернистой основной массе и среди вкрапленников. Он плеохроирует от светло-желтого по  $Np$  до красновато-коричневого по  $Ng$ .

Плагиоклазы устанавливаются в количестве от 2-3% до 15% (шл. к/80/П) в виде относительно крупных (до 0,5-20 мм) изометричных и гипидиоморфных зерен. Они занимают обычно интерстиции фенокристаллов базальтических роговых обманок. В то же время, отдельные более крупные, выделения плагиоклазов включают идиоморфные зерна роговых обманок. Небольшое количество плагиоклазов отмечается также в основной массе породы. Плагиоклазы представлены в большинстве случаев в виде широко сдвойникованных простых двойников (см.табл.3). Иногда имеют слабо зональное строение, причем центральная часть зерен минерала соответствует андезин-лабрадору, а внешняя его часть – олигоклаз-андезину.

Пироксены в отдельных шлифах (шл. Ш-204) представлены в виде единичных, сильно разложенных, трудно диагностируемых зерен; обычно замещается агрегатом вторичного амфибола (тремолита), хлорита, серпентина и рудного минерала.

Рудный минерал (магнетит, ильменит) составляет- 2-3% объема породы и представлен в виде мелких, хорошо ограненных, гипидиоморфных зерен и неправильных комковатых выделений.

Основная масса камптонит-мончикитов тонкозернистая и криптокристаллическая, часто также сильно разложена и замещена серицит-альбит-карбонатной массой. Среди которой явственно можно различить лишь мельчайшие хорошо ограненные зерна базальтической роговой обманки, лейсты плагиоклаза неправильные и ограненные зерна рудного минерала.

В формировании камптонит-мончикитов можно выделить три последовательные стадии: интрателлурическую, плутоническую и постмагматическую. В первой стадии образованы минералы вкрапленников: оливин, моноклинный пироксен и плагиоклаз (лабрадор); во-второй стадии – андезин и биотит, а в третьей – вторичные минералы основной массы, включая роговой обманки и альбит. Для этой стадии характерно обилие летучих компонентов и щелочей.

**Химический состав камптонит-**

№№	№№ проб	Место отбора	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1.	6м		43,75	4,95	14,96	4,97	6,87
2.	7м		44,20	2,00	14,96	4,40	7,08
3.	42м	Врез № 6	45,29	2,30	15,96	3,56	7,36
4.	43м		44,67	2,45	15,26	4,45	6,94
5.	44м		43,50	2,60	15,21	4,48	6,91
6.	45м		42,84	2,66	15,57	4,25	6,91
7.	46м		41,88	2,65	15,75	3,80	7,02
8.	47м	Штольня № 1, восточ- ная стенка, интервал 180—190 м	44,16	2,38	15,29	4,15	7,08
9.	49м		42,53	2,50	15,39	3,54	7,12
10.	50м		41,20	2,45	15,39	3,90	6,80
11.	51м		42,50	2,65	15,21	4,74	6,73
12.	52м		43,02	2,38	15,39	4,10	7,56
13.	61м	Шт.№ 1, вост.стен.	42,04	2,36	15,62	4,33	7,38
14.	64м	Инт.230-231	40,51	2,05	14,32	1,70	8,95
15.	85м*	Штольня № 1	80,81	0,22	5,59	0,24	2,76
16.	86м*		81,16	0,35	4,65	0,26	3,00
17.	87м*	Зап.стенка, инт.234-235 м	52,08	1,75	15,30	0,87	5,70
18.	88м*		48,60	2,40	16,74	1,69	6,19
19.	48м*		55,40	0,85	17,20	1,64	4,71
20.	Среднее (1-14)		43,01	2,60	15,31	4,03	7,19

*Примечание. Не указаны п.п.п. \* - окварцованный камптонит-мончикит.*

Таблица 5

## МОНЧИКИТОВ (в вес.%)

<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na<sub>2</sub>O</i>	<i>K<sub>2</sub>O</i>	<i>H<sub>2</sub>O</i>	<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>S</i>	<i>CO<sub>2</sub></i>
0,17	5,25	7,70	3,30	2,40	1,39	0,79	0,11	4,29
0,14	5,20	7,70	3,30	2,55	1,29	0,66	0,12	4,20
0,14	5,58	5,61	3,32	2,27	0,11	0,65	0,16	4,53
0,14	6,48	8,12	2,72	0,44	0,62	0,02	0,02	4,93
0,17	6,37	6,12	3,46	1,72	0,77	0,64	0,00	5,19
0,17	5,94	7,98	3,60	2,00	0,00	0,70	0,02	4,54
0,14	5,27	7,44	2,30	3,70	0,00	0,67	0,00	6,60
0,14	5,20	6,44	3,75	2,10	0,00	0,62	0,16	6,00
0,17	5,94	7,14	2,20	4,20	0,00	0,66	0,00	7,04
0,19	6,15	9,66	3,40	2,00	0,13	0,64	0,02	5,45
0,17	6,48	7,98	3,40	1,80	0,05	0,67	0,00	5,01
0,18	5,61	8,01	3,90	1,65	0,00	0,62	0,15	4,82
0,14	5,90	7,01	3,34	1,85	0,01	0,56	0,12	6,62
0,17	5,12	7,17	3,40	2,73	0,12	1,05	0,23	9,62
0,05	1,32	1,48	2,47	0,64	0,09	0,05	0,34	2,59
0,06	1,88	1,67	2,10	0,54	3,62	0,11	0,20	2,50
0,13	3,40	3,20	5,48	2,14	0,00	0,24	0,33	4,10
0,11	4,00	2,52	4,80	2,95	0,00	0,40	0,21	6,68
0,08	3,34	2,10	2,23	2,95	0,00	0,20	0,40	3,34
0,16	5,75	7,43	3,24	2,24	0,32	0,64	0,08	5,63



Таблица 6

## Числовые характеристики пород (по А.Н.Заварицкому)

№	S	a	c	b	f	m'	c'	n'	φ	t	Q	a/c	a
1	56,6	12,1	4,9	26,4	43,7	36,4	20,0	65,4	15,8	3,3	-15,8	2,5	-
2	59,1	11,6	6,0	23,2	48,7	44,8	6,5	86,8	14,9	3,7	-11,1	1,9	-
3	54,8	11,0	5,7	28,5	40,2	42,0	17,5	75,7	14,6	4,1	-17,9	1,9	-
4	34,9	11,2	5,4	18,4	40,4	41,2	18,8	76,3	14,6	4,5	-19,1	2,1	-
5	55,3	11,7	5,5	27,5	41,9	39,3	18,6	73,4	14,5	4,6	-18,3	2,1	-
6	55,8	12,8	5,4	26,0	43,4	33,4	18,2	71,4	14,4	4,8	-19,4	2,4	-
7	57,8	12,4	5,1	24,7	46,5	39,5	14,0	63,2	15,9	3,9	-14,5	2,4	-
8	56,0	12,3	5,4	25,7	40,0	43,3	16,6	43,7	13,0	4,2	-17,4	1,2	-
9	53,6	11,3	5,6	29,6	36,9	38,6	24,5	73,6	12,1	4,3	-21,3	2,0	-
10	54,0	10,8	5,5	28,3	41,5	41,5	17,0	75,0	23,9	4,6	-17,4	1,0	-
11	56,6	12,3	5,3	25,8	42,9	40,9	16,2	77,6	11,2	4,0	-16,7	2,3	-
12	56,6	11,3	5,4	26,9	42,1	42,1	15,9	72,6	12,1	4,1	-15,2	2,1	-
13	55,1	13,7	4,4	26,7	45,3	38,1	16,6	64,7	6,6	3,8	-26,6	3,9	-
14	87,5	6,0	0,6	6,0	45,7	34,4	19,6	57,4	2,2	0,2	63,5	17,2	-
15	88,1	5,1	0,5	6,3	46,4	48,5	5,2	37,2	4,1	0,2	65,7	11,0	-
16	66,1	16,4	2,9	14,6	46,9	42,9	19,2	39,2	6,1	2,5	-1,6	5,6	-
17	63,1	16,2	3,4	17,3	47,4	43,0	-	71,3	9,6	3,6	-9,5	5,0	9,6
18	66,7	12,0	2,6	18,9	32,6	31,1	-	42,7	7,6	1,2	8,4	4,5	36,4
19	55,9	11,7	5,4	26,8	42,5	43,2	17,1	69,7	14,9	4,1	-16,9	2,2	-
20	54,3	11,9	5,4	26,0	42,6	40,1	17,0	70,7	14,1	4,1	-17,7	2,1	-

### 3.3. Петрохимические особенности камптонит-мончикитовых даек

Химический состав и числовые характеристики исследуемых камптонит-мончикитов даны выше в таблице 5 и 6. По приведенным усредненным данным 14 анализов (табл.5, №№ 1-14), они относятся к классам ненасыщенных или слегка недосыщенных кремнекислотой ( $Q > 15$ ), группе умеренно богатых щелочами ( $a:c > 2$ ), подгруппе меланократовых пород ( $b > 20$ ) и занимают промежуточное положение между средними типами мончикитов и камптонитов (Четвериков, 1956). От камптонитов изучаемые породы отличаются несколько пониженными значениями параметров  $v$ ,  $s$ ,  $f$ ,  $c$ ,  $Y$ ,  $n$  и  $Q$  и некоторым преобладанием значений характеристик  $S$ ,  $a$ ,  $m$  и  $a/c$ . От мончикитов же отличаются более высокими значениями параметров  $S$ ,  $c$ ,  $b$ ,  $m$ ,  $n$ ,  $t$  и пониженными величинами характеристик  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и  $Q$ . Это отчетливо видно на векторной диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.2).

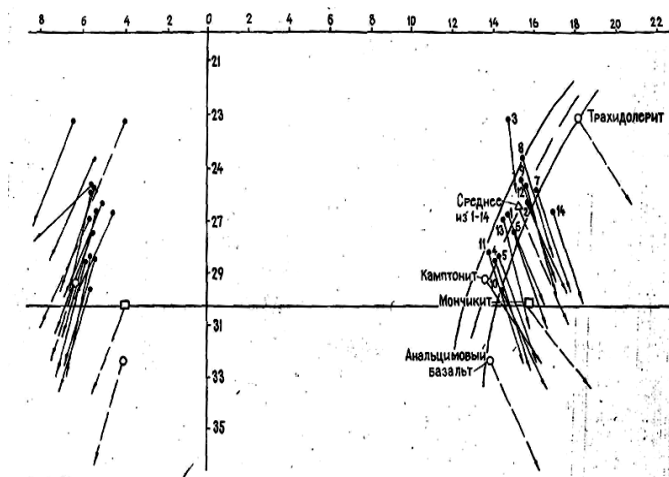


Рис.2. Составы камптонит-мончикитовых даек на диаграмме А.Заварицкого.

Положение фигуративных точек на плоскости *SBa* упомянутой диаграммы указывают на относительное богатство пород кремнекислотой и полевошпатовую известью. На плоскости *Sba* той же диаграммы можно видеть заметно пониженную основность рассматриваемых пород по сравнению с породами мончикитового и анальцим-базальтового состава. Направление векторов на плоскости *Sba* диаграммы А.Н.Заварицкого свидетельствует о некотором преобладании в составе пород железа над магнием, а на плоскости *SBC* - о принадлежности их к натриевой ветви субщелочных базальтоидов. Фигуративные точки числовых характеристик на плоскости *SBa* упомянутой диаграммы образуют вариационную линию, лежащую несколько левее ассоциации анальцимовых базальтоидов и трахидолеритов. Вместе с тем, отчетливо вырисовывается общая направленность эволюции химизма изучаемых субщелочных базальтоидов, указывающая на теснейшую петрохимическую их связь с щелочно-известковыми ассоциациями трахибазальт-трахидолеритового ряда.

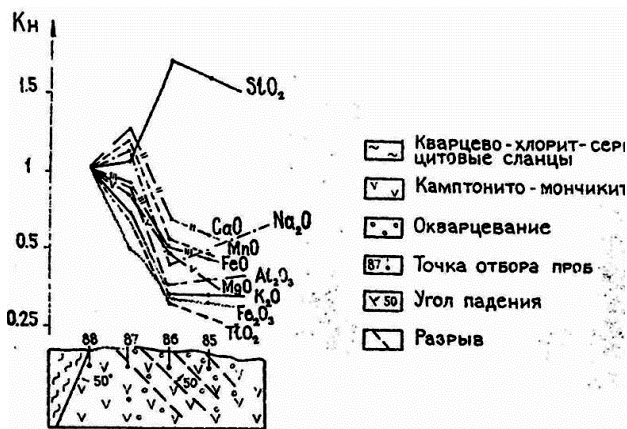
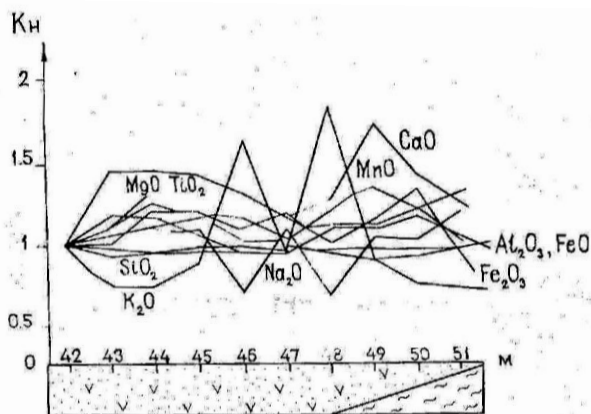


Рис.3. Градиенты изменения (падения) концентрации породообразующих окислов при окварцевании камптонит-мончикитов ( $K_n$ -коэффициент накопления О.Ставрава).

Как указывалось выше, исследуемые субщелочные базальтоиды в ряде случаев подвержены постмагматическому окварцеванию (рис.3). Изучение химизма этого процесса указывает на неуклонное падение в породах концентраций почти всех петрогенных компонентов по мере роста активности (концентраций) кремнекислоты (анализы №№ 15-18; табл.5). Эта закономерность подтверждается и по величинам числовых характеристик пород (табл.6), откуда следует, что по мере усиления метасоматического окварцевания камптонит-мончикитов имеет место увеличение значений параметров  $S$ ,  $h$ ,  $Q$  и  $a:c$ , при одновременном убывании остальных числовых характеристик.



**Рис.4. Характер вариации породообразующих окислов в камптонит-мончикитовой дайке (штольня 1, инт. 42-50 от устья).**

Особый интерес представляет исследование характера распределения в породах петрогенных окислов и взаимосвязей между последними. Как видно из рис.4, в неизмененных, постмагматическими процессами, разностях субщелочных базальтоидов, обнаруживается сходное поведение  $Al$  и  $Fe^{2+}$  с одной стороны и  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Mn$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Ti$  — с другой стороны. Характер распределения в породах перечисленных оснований противоположен кремнекис-

лоте. Обращает также внимание заметная вариация в породах концентраций *Ca* и щелочей (*K* и *Na*), причем щелочи с кальцием находятся обратные взаимосвязи. Подобная особенность химизма пород обусловлена, очевидно, метасоматической альбитизацией (деанортитизацией) плагиоклаза, сопровождающейся локальным перераспределением концентраций *Ca* и других оснований.

### 3.4. Геохимические особенности и генезис камптонит-мончикитовых даек

Для выделения общих геохимических особенностей в субщелочных базальтоидах определялись содержания *Mn, Ni, Ga, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Cu, Pb, As, Zn, Co, Be, Ba, Sr, Y, Yb, P*. Кроме того, спектрозолотометрическим анализом определялись концентрации золота и серебра.

Сопоставление пороговой чувствительности анализов с кларками тех же элементов в средних породах, приведенных в табл.7, показывает на ее недостаточность для уверенного открытия фоновых концентраций *Be, Mo, W* и *As*. Концентрация этих элементов в пробах анализами могли быть установлены и статистически обработаны лишь при условии превышения чувствительности анализов соответственно в 1,1; 2,7; 41 и 50 раз. Тем не менее, результаты анализов геохимических проб показали на постоянное присутствие в них высоких концентраций перечисленных элементов, что следует иметь ввиду при оценке особенностей геохимической их специализации.

Геохимические особенности изучаемых пород наиболее отчетливо выявляются при сравнении концентраций элементов в них с кларками главных типов горных пород земной коры (табл.7). С этих позиций обращает на себя внимание резкая обедненность камптонито-мончикитов района по сравнению с кларком для основных пород в отношении элементов группы железа: *Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr*, а также *Cu*. Иными словами, отмечается обедненность изучаемых пород элементами, промышленные скопления которых, как правило, связаны с продуктами кристаллизации мантийной базальтовой магмы.

Таблица 7

**Распространенность малых элементов в субщелочных  
базальтоидах района и кларки некоторых  
главных типов изверженных горных пород**

Элемент	Камptonит-мончикит		Кларки		
	$\bar{C}$ , г/т	$\varepsilon$	среднего андезита	средних пород	гранита
Mn	440	1,05	-	-	-
Ni	17	1,33	15	50	4,5
Co	15	1,14	20	9,0	1,0
Ti	2650	2,54	3700	6000	1700
V	113	1,60	195	150	44
Cr	54	1,37	44	55	10
Mo	1,6	1,69	-	1,1	1,3
W	18	3,10	-	1,2	2,2
Zr	160	1,63	90	140	180
Cu	32	1,86	55	40	10
Hg	11	2,70	4	12,0	19
Ag	-	-	-	0,07	0,037
As	85	2,70	-	2,0	1,5
Zn	110	1,27	-	75	39
Ga	22,3	1,19	-	17	20
Au, мг/т	135	2,80	-	2,8	0,8
Be	6,1	1,17	-	1,8	3,5
Ba	600	1,33	110	380	840
Sr	220	1,27	215	450	110
P	1900	1,63	-	1500	600
Sc	19	1,67	31	20	7,0
Y	16	1,53	25	29	40

*Примечание. Кларки средних пород и гранита по А.А.Беусу (Беус, Григорян, 1975); Кларки андезитов - по С.Тейлору (1972);  $\bar{C}$  - среднее содержание (г/т),  $\varepsilon$  - стандартный множитель (Инструкция..., 1985)..*

Коэффициенты концентрации<sup>1</sup> (КК) *Y*, *Sc* (1,2), *Ga* (1,2), *Zn* (1,16) и *Mo* (1,14), свидетельствуют о сопоставимых количествах перечисленных элементов с кларками основных пород. В то же время, концентрация ряда гранитофильных элементов – *As* (42,5), *W* (18), *Be* (15), *Ba* (2), *Zr* (1,6), *Pb* (1,4), *P* (1,35) и, особенно, *Au* (87,5) отчетливо превышает кларки основных пород и однозначно свидетельствует о положительной геохимической их специализации в отношении перечисленных элементов.

Из данных табл.7 легко заметить, что концентрации *Ti*, *Mn* и *V*, равно как и *Y*, в субщелочных базальтоидах района, заметно уступает даже их кларкам для андезитов и для средних пород. По количеству *Cr*, *Zr* и *Pb* они сопоставимы с средними породами. А по *Ni*, *Co*, *Sc* и *Sr* – с андезитами. Любопытно, что содержания *Au*, *As* (и *Zn*) в изучаемых породах резко превосходит не только кларки основных пород, но также и кларки андезитов и средних пород, а концентрации *Ba*, *Mo*, *Be*, *W* и *P* – превосходит даже кларки гранитов.

Как видно, геохимический облик камптонит-мончикитовых пород района исследований весьма специфичен. Тем не менее он в миниатюре отражает основные геохимические особенности формации субщелочных ультраосновных и базальтоидных пород Южного Гиссара.

На резкую обедненность субщелочно-ультраосновных и базальтоидных образований Южного Гиссара элементами первично-базальтоидной магмы (*Mn*, *Ni*, *Co*, *Y*, *Cr* и др.) особое внимание обратил ранее М.М.Мамадвафоев (Брейвинская, Капков, Мамадвафоев, 1974; Капков, Мамадвафоев, 1977; Хасанов, Мамадвафоев, Кривошекова, 1986 и др.).

Подобная особенность для них является геохимически «маркирующей». Как отмечалось ранее (Капков, Мамадвафоев, 1977), субщелочно-ультраосновные и базальтоидные образования Южного Гиссара, представленные камптонитами, мончикитами,

---

<sup>1</sup> Под коэффициентом концентрации (КК) понимается отношение среднего содержания элементов в породе к его кларку для аналогичных пород земной коры. В скобках – значение КК элементов.

анальцимовыми базальтоидами, пикритовыми порфиритами, лимбургитами и переходными их разностями «... отличаются высокими (против кларков аналогичных пород) содержаниями *K, Ti, Pb, Ba, Al, Be, Zr, Sn, La, Zn, P, F* – лито-, и гранитофильными катионами и летучими и обеднение сравнительно тугоплавкими (чем *Fe*) сидерофилами – *Ni, Co, Cr, Mn*, отчасти – *V, Cu*, а также литофильными *Mg* и легколетучими (с температурой плавления ниже 6000К) халькофилами *Cd, Ga* (отчасти *In, La*)». Эта закономерность является следствием особенностей выплавления субщелочно-базальтоидной магмы за счет вещества мантия (Виноградов, 1959; Ярошевский, 1965, 1968 и др.) и ее дальнейшей эволюции в условиях относительно открытых систем: обмена с боковым мантийным веществом при одновременном кристаллизационном фракционировании в ходе медленного и длительного подъема. В силу этого явления имеет место «сбрасывание» базальтоидной выплавкой тугоплавких сидерофилов и накопление в ней лито- и кислотофильных некогерентных» (Д.Грин, А.Рингвуд, 1968) элементов. Резкая обедненность пород формации легколетучими халькофилами обусловлена, по-видимому, близповерхностными условиями эволюции магмы. Справедливость этого тезиса подтверждается также результатами геохимических исследований Л.В.Таусона (1977) по многофазному массиву монцонитоидов Приаргунья, содержащими высокие концентрации «... таких некогерентных для основных магм рудных и редких элементов, как бериллий, литий, свинец, олово и молибден». Как отмечает Л.В.Таусон (1977), «... насыщенность этих первых дифференциальных мантийных базальтоидных выплавок водой и другими летучими (*F, P*) предопределяет высокую концентрацию в них щелочных и кристаллохимически родственных им редких щелочно-земельных элементов (*Ba, Sr*), а также ряда рудных и редких элементов. Обогащенность исходных расплавов редкими элементами и относительная их бедность элементами группы железа свидетельствует о небольшом объеме первичных мантийных выплавок» (с. 193).

Следует отметить, что камптонит-мончикитовые дайки бассейна р. Сардаи Миена, в отличие от ранее изученных субщелоч-



но-базальтоидных образований Южного Гиссара (Капков, Мамадвафоев, 1977; Брейвинская, Капков, Мамадвафоев, 1974)), отличаются более высокими содержаниями *As*, *W*, и особенно *Au*, что обусловлено, видимо, привнесом перечисленных элементов глубинными гидротермами (Хасанов и др., 1978; Хасанов, Мамадвафоев, Кривошекова, 1986).

Сопоставление концентраций малых элементов в камптонит-мончикитовых дайках с их содержанием во вмещающих кварц-хлорит-серицитовых сланцах (см.табл.7) показало сопоставимое количество в них *Co*, *Cu* и *Ga*. Вместе с тем, дайки по сравнению с вмещающими их сланцами содержат более низкие концентрации *Mn*, *Bi*, *Co*, *Ti*, *Cr*, *Zr*, *Pb*, *W*, *Ag*, *As*, *Y*, при более высоком содержании *Mo*, *Zn*, *Au*, *Be*, *Ba*, *Sc*, *V*, *P*. Поэтому можно считать, что геохимический облик камптонит-мончикитов района не зависит от состава вмещающих пород. Отметим, что как дайки субщелочных базальтоидов, так и вмещающие их кварц-хлорит-серицитовые сланцы характеризуются положительной геохимической специализацией в отношении *Au*, (*Ag*), *As*, *W*, *Be*, *P*. Эта особенность пород района (Хасанов, Мамадвафоев, Кривошекова, 1986; Хасанов, Мамадвафоев, Ниёзов, 1983).может быть использована на практике при геохимических поисках и прогнозировании золоторудного оруденения.

### **3.5. Геолого-петрографическая характеристика и петро-геохимические особенности трубок взрыва пикритового состава**

Эруптивные брекчии и туфобрекчии пикритового состава обнажаются в верховьях сая «Глыбового», в 700-800 м, выше его первой развилки. Они образуют трубку взрыва подковообразной формы размером 25-30 x 250-300 м. В коренном залегании трубка впервые была выявлена в 1971 г. М.М.Мамадвафоевым в ходе проведения геолого-съёмочных работ в составе партии ЮТГРЭ (С.А.Евстафьев и др., 1973). Им же впервые была доказана принадлежность данных пород к образованиям кимберлитоподобных трубок взрыва (Мамадвафоев и др., 1986а, 1991, 1992, 2000).

Трубка прорывает кварц-хлорит-серицитовый сланцы средне-позднеордовикского возраста (разская свита) и в свою очередь пересекается кальцитовыми жилами и прожилками. Она контролируется Гиссаро-Каратегинским субширотным разломом. Контакты трубки со вмещающими породами отчетливые, резкие, секущие. В северо-восточном окончании тела азимут падения трубки юго-восточные –  $130^\circ$  (угол падения  $60^\circ$ ); азимут падения вмещающих пород здесь  $155-160^\circ$  ( $20-25^\circ$ ). На северо-западном выходе тела азимут падения трубки  $260-265^\circ$  ( $60-65^\circ$ ); азимут падения вмещающих сланцев здесь  $210^\circ$  ( $40-45^\circ$ ). С севера трубка срезана Гиссаро-Каратегинским разломом.

Трубка сложена главным образом (~ 95%) туфобрекчиями пикритового состава; в центральной ее части местами отмечаются пикритовые порфириты.

Макроскопически эруптивные брекчии, туфобрекчии пикритового состава представляют собой плотную, темно-коричневую и буровато-черную до светло-коричневого цвета породу, с типичной брекчиевой текстурой и кристаллолитокластической структурой. Размеры обломков варьируют от доли миллиметров до 0,5-1 м. Количество обломков резко преобладает над связующей основной массой и составляет от 70 до 90-95% объема породы.

В составе обломков, помимо брекчий пикритового состава, отмечаются также ксенолиты «родственных» пород (лерцолиты, оливиновые пироксениты) и пород «рамы» (сланцы, мраморы, роговики, кварциты, песчаники, гранитоиды, гнейсы), причем последние преобладают (~ 95%). Ксенолиты глубинных пород, как правило, хорошо «окатаны» и имеют округлую, либо эллипсоидальную форму. Последние имеют резко варьирующие размеры (от доли см до 15 x 30 см в диаметре) и часто отделены от вмещающих туфобрекчий пикритового состава каемкой кальцита. Кальцит в виде тонких прожилков (~ 0,2 см) нередко пронизывает и внутреннюю часть ксенолитов. В целом на долю ксенолитов приходится не менее 70-80% объема трубки взрыва, что свидетельствует о сравнительно неглубоком уровне его эрозионного среза.

Под микроскопом (шл. 5028, 5030, 5036) туфобрекчии и эруптивные брекчии пикритового состава обнаруживают литокристаллокластическую, местами, миндалекаменную текстуру. Миндалины (0,18 x 0,45 мм и более) заполнены кальцитом, либо окаймленный хлоритовой оторочкой, либо же агрегатом кальцита и кварца. Вкрапленники представлены оливином, почти нацело замещенного кальцитом, серпентином и рудным минералом (хромшпинелиды и хромиты). Иногда в почти нацело замещенном оливине удается наблюдать характерное петельчатое строение, а в пироксене – зональное строение и форму, отвечающей авгиту.

Основная масса (10-20%) серпентин – хлоритовая и карбонат-хлоритовая по составу, содержит отдельные зерна флогопита (0,06-0,45 мм), осветленного биотита, мусковита, кварца (0,7-0,9 мм), плагиоклаза, серпентина (0,2-0,4 мм), рудного минерала (развивается по трещинам спайности биотита), радиально-лучистого минерала тремолит-актинолитового ряда (иддингсит-боуленгит), а также рудного минерала (пикотит?; 0,3-0,15 мм) и граната. Последний образует идиоморфные и зональные кристаллы, размером 0,17-0,45 мм.

Из акцессорных минералов в туфобрекчиях пикритового состава в единичных и частичных зонах установлены (табл. 8): циркон, апатит, барит, пирит, рутил, анатаз и галенит. В количествах от 0,38 до 406 г/т установлены также хромиты

Результаты спектрального анализа хромитов даны в табл. 9 откуда следует наличие в их составе кроме примесей петрогенных элементов и малых элементов группы железа (*Mn*, *Ni*, *Co*, *Ti*, *V*), высокое содержание *Cr* и особенно *Fe* и *Al*, с которыми трехвалентный хром образует изоморфные смеси.

Анализы сравнительно однородных, более или менее свободных от чужеродного материала, образцов (П-7, П-10, 5030. 5032) свидетельствуют об их принадлежности к классу ненасыщенных кремнекислотой, группе бедных и очень бедных щелочами пород.

Химические составы и числовые характеристики составов туфобрекчий пикритовых порфиритов даны в табл.10.

**Таблица 8**

**Распространенность некоторых аксессуарных минералов в  
глубинных ксенолитах и во вмещающих туфобрекчных  
пикритового состава из трубки взрыва «Кальтакуль», г/т**

<i>Проба</i>	<i>Циркон</i>	<i>Апатит</i>	<i>Барит</i>	<i>Пирит</i>	<i>Рутил</i>	<i>Анатаз</i>	<i>Карборунд</i>	<i>Галенит</i>	<i>Андалузит</i>	<i>Хромиты</i>	<i>Граниты</i>	<i>Порода</i>
5032	+	+	+	+	+					1,37		Пикритовые туфобрекчии
5034	++	++	+	+	+	+				0,38		То же
5036	+			+			+	+	++		+	То же
5037	+	+		+				+	+	96,4		Шпинелевый лерцолит

*Примечание.* + - единичные знаки; ++ - частые знаки.

**Таблица 9**

**Состав хромитов из шпинелевых лерцолитов вмещающих  
их туфобрекчии пикритового состава трубки взрыва «Кальтакуль»**

<i>№№ пр.</i>	<i>Порода</i>	<i>мас.%</i>					<i>г/т</i>									
		<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>	<i>Mg</i>	<i>Fe</i>	<i>Cr</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Co</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Zr</i>	<i>Cu</i>	<i>B</i>	<i>Be</i>
5032	ТП	0,2	>5	0,12	>5	>1	1	500	200	200	2000	50	100	1	200	1
5035	ШЛ	0,01	5	0,12	>3	>1	1	200	100	50	500	30	100	1	-	1
5037	ШЛ	0,3	>5	0,22	>5	>1	1	300	200	50	1000	50	100	1	100	5

*Примечание.* Породы: ТП – туфобрекчия пикритового состава; ШЛ – шпинелевый лерцолит.

**Химические составы (в %) и числовые характеристики  
состава из трубки**

<i>Оксид</i>	<i>П-7</i>	<i>П-10</i>	<i>5030</i>	<i>5032</i>	<i>5033</i>	<i>5028</i>	<i>5036</i>	<i>Сред.</i>
SiO <sub>2</sub>	37,36	39,88	36,64	41,92	47,33	47,48	48,23	42,69
TiO <sub>2</sub>	0,71	1,65	1,37	1,45	1,17	1,27	1,30	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,81	11,26	10,71	11,71	9,95	9,95	12,95	11,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	4,14	1,86	2,72	2,89	1,60	2,97	2,74
FeO	4,95	6,57	9,28	6,33	5,11	4,60	5,04	5,98
MnO	0,08	0,19	0,00	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10
MgO	13,18	8,84	5,70	9,60	4,10	6,70	5,13	7,61
CaO	10,08	10,04	14,56	10,22	10,66	10,32	12,60	11,21
Na <sub>2</sub> O	0,75	2,80	1,84	1,70	2,00	1,84	1,44	1,77
K <sub>2</sub> O	2,30	2,98	1,12	1,24	1,20	1,12	1,24	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,86	0,29	0,32	0,28	0,88	0,30	0,51
S <sub>общ.</sub>	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
CO <sub>2</sub>	0,00	5,32	7,74	6,86	6,32	7,92	2,20	5,19
H <sub>2</sub> O	1,02	0,00	0,04	0,50	0,21	0,47	1,90	0,59
п.п.п.	12,42	6,06	9,75	5,38	9,59	5,66	5,17	7,72
Сумма	99,56	100,59	100,90	100,06	100,92	99,93	100,58	100,36

Пикритовые порфириды отличаются от средних типов пикрита и анкарамита (по Р.Дэли) явным преобладанием кремнекислоты полевошпатовой извести и щелочей при заметно пониженном количестве железо-магнезиальных компонентов. Образцы пород, содержащие микроскопическое включения ксенолитов пород рамы (ан. 5028, 5033) характеризуются ненормативным химическим составом, приближая породы к среднему составу безоливиного габбро (Соловьев, 1970). В то же время усредненный химический состав пород (по данным 7 анализов)

Таблица 10

(по А.Н.Заварицкому) проб туфобрекчий пикритового  
взрыва «Кальтакуль»

Числ. хар-ки	П-7	П-10	5030	5032	5033	5028	5036	Сред.
S	48,70	50,07	49,60	54,48	60,42	59,69	60,48	54,78
a	3,75	10,10	6,64	5,89	6,77	6,21	5,46	6,40
c	7,78	4,40	4,98	5,42	3,95	3,92	4,47	4,99
b	39,70	35,43	37,76	34,10	28,10	30,18	29,58	33,55
c	15,20	24,59	40,20	22,94	45,24	32,12	41,07	31,62
m	63,50	45,25	28,77	50,80	26,59	40,68	31,96	41,08
S	21,30	30,16	31,02	26,25	28,16	27,20	26,97	27,29
N	49,40	65,22	71,43	66,66	28,88	71,40	63,51	59,50
φ	7,40	10,74	4,69	7,25	9,38	11,27	9,24	8,57
t	1,40	2,92	2,71	2,53	1,86	1,98	1,95	2,19
Q	-17,40.	-24,46	-19,04	-8,03	4,11	-7,04	-5,58	- 10,01
a/c	0,48	2,29	1,33	1,07	1,71	1,58	1,22	1,38

*Примечание. Пробы П-7, П-10, по данным В.Г.Нестерова, С.А.Естафьева, В.Г.Нестерова, Н.И.Саукова, А.А.Шванца, остальные пробы из коллекции М.М.Мамадвафоева.*

обнаруживает большое сходство с средним химическим составом щелочных оливиновых базальтов (Ставров, 1978).

В исследуемых породах отмечается устойчивое преобладание  $Na$  над  $K$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ca$  над  $Mg$ , а также необычайно высокие количества  $Ca$ ,  $CO_2$  и показателя «потери при прокаливании» (п.п.п.). Последнее обстоятельство обусловлено интенсивным постмагматическим изменением пород, выраженное, прежде всего, метасоматической ее карбонатизацией.

Шпинелевые лерцолиты из ксенолитов макроскопически представляют собой плотную, обычно средне-крупнозернистую, зеленовато-серую, до светло-серого цвета породы. Как правило, они отделены от вмещающих туфобрекчий и эруптивных брекчий пикритового состава каемкой кальцита, шириною от доли сантиметров до 1-2 см. Нередко устанавливается пронизывание ксенолитов и вмещающих базальтоидов тончайшими прожилками кальцита. Одновременно имеет место интенсивное метасоматическое замещение главных породообразующих минералов ксенолитов кальцитовым веществом.

Под микроскопом (шл. 5037а, 5037, 5037Г) порода обнаруживает средне- и мелкозернистую, местами крупнозернистую структуру и шпировую текстуру. Устанавливается интенсивное замещение первичных минералов серпентином (50-80%) и кальцитом (30-50%). Порода состоит из вкрапленников разложившихся минералов (серпентин-боулингит) и основной массы. Серпентин-боулингит (20-25%) образует пластинчатые зерна ( $Ng-Np = 0,017-0,019$ ;  $C:Ng = 0$ ; удлинение +), плеохроирует от бесцветного до зеленого (по  $Ng$ ) цвета. Кальцит развивается не только вдоль плоскостей спайности боулингита, но и повсеместно замещает первичные минералы породы. В ней отмечается также новообразования тонкозернистого хлорита (5-10%).

Основная масса породы (~ 60% объема шлифа) имеет пелльчатое строение и нацело карбонатизирована. Из аксессуарных минералов, по данным изучения шлифов, устанавливаются гранат, шпинель и рудный минерал. Кроме того, в искусственных протолочках (№ 5037; см.табл. 8) в виде единичных знаков установлены циркон, апатит, пирит, рутил, галенит, андалузит. В количестве до 96, 4 г/т установлены хромиты. Элементный состав хромитов даны в табл.9 (проба № 5037).

Гранат (2% объем шлифа) образует угловатые и неправильные формы зерна. Он разбит трещинами, вдоль которых развивается кальцит.

Рудный минерал (рутил) в виде различных выделений развивается вдоль трещин.

Шпинель темно-зеленая, почти черная, образует точечные и кучные скопления и ассоциирует, как правило, с хлоритом и карбонатом.

**Оливиновые пироксениты** – это плотные, массивного сложения среднезернистые породы зеленовато-серого цвета.

Под микроскопом (шл. 5035) порода обнаруживает неоднородное строение, порфировую и петельчатую структуру. Вкрапленники представлены нацело разложенным оливином и пироксеном. Вторичные – серпентин-хлорит, серпентин, карбонат. Аксессуарные: рутил, шпинель. Основная масса представляет смесь карбоната, серпентина, хлорит и рудного минерала.

Серпентин-хлорит (40-45%) образует пластинчатые зерна, размером 0,9-3,7 мм. Повсеместно замещен кальцитом с кучным выделением рудного минерала вокруг его зерна. Серпентин (до 1%) бесцветный, образует мелкие чешуйки и скопления: почти нацело замещен кальцитом. Кварц (вторичный), размером 0,3-0,17 мм, отмечается в тесном парагенезисе с серпентином. Кальцит нацело замещает первичные минералы (оливина, пироксена), а также серпентина. В нацело замещенных кальцитом зернах оливина устанавливается петельчатое строение, а у пироксена (0,15 x 0,3 мм; до 50%) – реликтные трещины спайности и зональное строение. Рудный минерал тесно ассоциирует с кальцитом. В виде единичных зерен отмечается рутил (0,09 x 0,18 мм).

Шпинель (0,07 x 0,15) в виде скелетных форм и единичных (меньше 1%) ромбовидных зерен отмечается в парагенезисе с карбонатом. Образован, видимо, при карбонатизации магнезиальных минералов (оливина, пироксена). По характеру вторичных минералов и структурно-текстурным особенностям описываемые оливиновые пироксениты близки к пикриту.

**Габброизированные оливиновые перидотиты** отмечены в виде округлых и овальных ксенолитов, размером до 20-30 см в диаметре. Они нередко отделены от вмещающих туфобрекчий



пикритовых порфириров кальцитовой оторочкой. Причем, кальцит (в виде прожилок от 0,5 до 1 см) пересекает обломки ксенолитов, но не пересекает туфобрекчии пикритовых порфириров. В одном из наиболее подробно изученных нодулей пироксенитов (размером 20 x 30 см) установлено, что краевая его часть на контакте с кальцитом шириною 1-1,5 см, имеет мелкозернистую структуру и полосчатую текстуру. Внутренняя же часть нодуля имеет мелко-среднезернистое строение. Макроскопически краевая часть нодуля представляет собой темно-зеленую, до зеленовато-серого цвета, породу с полосчатой текстурой и мелко-среднезернистую структуру. Под микроскопом установлено, что она неоднородна по составу и сложена (от периферии к центру) габбро-диоритом и почти нацело серпентинизированным и карбонатизированным пироксенитом.

**Серпентинизированные перидотиты** состоят из крупных листочков серпентина и боулингита, шпинели (пикотита) и рудного минерала. Серпентин бледно-зеленый, петельчатого строения. По «петлям» развивается карбонат, реже рудный минерал. Боулингит (30-35%) отмечается в виде пластинок, размером 1,5 x 2,7 мм. К серпентину и боулингиту приурочены зерна граната (0,25 мм). Характерно повсеместное и интенсивное замещение оливина и пироксена (авгит) серпентином и карбонатом. Основная масса, тонкозернистая по структуре, сложена карбонатом и пелитоморфным веществом (сосюрит).

**Габбро-диориты** карбонатизированы и сосюритизированы. В породе с трудом познаются зерна плагиоклаза и амфибола. Плагиоклаз (0,9 x 1,8 и больше) познается по частично сохранившемуся зональному строению и характерным двойникам.

Амфибол (0,5 x 0,8 – 10 x 0,8 мм) нацело карбонатизирован и хлоритизирован; определяется по следам сохранившейся спайности (под углом 50-60°).

Сведения о химическом составе шпинелевых лерцолитов и числовые характеристики их составов даны в табл. 11.

Таблица 11

**Химические составы (в вес.%) и числовые характеристики  
(по А.Н.Заварицкому) оливиновых пироксенитов  
из трубки взрыва «Кальтакуль»**

<i>Оксид</i>	<i>5037 (край)</i>	<i>5037/9 (край)</i>	<i>5037/4 (край)</i>	<i>5037/8 (центр)</i>	<i>5038</i>	<i>Среднее</i>
SiO <sub>2</sub>	12,19	13,90	21,00	23,80	18,80	17,94
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,35	0,50	0,35	0,30	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,46	4,52	4,70	4,70	3,98	4,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	7,41	2,69	3,17	2,30	3,59
FeO	4,96	-	5,04	4,86	6,94	5,45
MnO	0,23	0,28	0,28	0,28	1,70	0,55
MgO	4,83	4,83	5,00	5,73	3,83	4,84
CaO	37,20	36,12	31,50	28,84	30,92	32,92
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,40	0,30	0,20	0,20	0,26
K <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,10	0,05	0,03	0,06
S <sub>общ.</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	29,63	28,79	25,06	24,92	30,48	27,78
H <sub>2</sub> O	0,04	0,39	-	0,15	0,07	0,13
п.п.п.	31,42	31,35	27,69	26,85	31,43	29,75
<i>Сумма</i>	<i>98,64</i>	<i>99,80</i>	<i>99,00</i>	<i>99,18</i>	<i>100,70</i>	<i>100,56</i>
S	18,3	21,2	28,1	34,0	27,1	25,7
a	0,9	1,1	1,1	0,9	0,9	1,0
c	3,5	3,2	3,1	3,5	2,9	3,3
b	76,7	74,0	67,7	61,7	69,0	69,8
c	73,8	73,8	72,8	65,2	42,0	50,7
m	14,2	14,6	14,5	19,6	42,4	21,0
S	12,0	11,7	12,7	15,3	15,6	13,5
n	60,0	75,0	71,4	60,0	60,0	65,3
φ	3,4	11,2	4,0	5,4	3,5	5,5
t	2,9	1,7	1,7	1,0	1,3	1,7
Q	-67,4	-63,8	-49,0	-37,2	-50,3	-53,5
a/c	0,3	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3

В целом они принадлежат к классу ненасыщенных кремнекислотой, группе очень бедных щелочами, подгруппе меланократовых пород. Поскольку ксенолиты лерцолитов метасоматически сильно преобразованы, характеризуются ненормальным химическим составом. Так, из данных табл.11 видно, что на долю лишь двух компонентов Са и СО<sub>2</sub> – находится от 51,40 до 66,83% массы породы (в среднем 58,69%).

В связи с этим предпринималась попытка выяснить поведение в этом процессе породообразующих компонентов и элементов-примесей. Для этого был выбран один из наиболее крупных (20х 30 см в диаметре) нодулей и произведено его опробование по радиусу от периферии (пробы 5037, 5037/9, 5037/4) к центру (проба 5037/8) (табл.12).

**Таблица 12**

**Распределение золота и щелочных элементов в ксенолитах оливиновых пироксенитов из трубки взрыва «Кальтакуль», г/т**

<i>№№ проб</i>	<i>K, %</i>	<i>Li</i>	<i>Rb</i>	<i>Au</i>	<i>Положение пробы в теле ксенолита и его размеры</i>
5037-6	0,16	23	10	0,12	Край, 20х20 см
5037-7	0,10	25	10	0,10	То же
5037-5	0,16	26	10	0,005	То же
5037-2		25	10	0,005	То же
5037-3		26	10	0,005	То же
5037-1		27	10	0,005	То же
5037-9		30	10	0,005	То же
5037-10		26	10	0,005	То же
5037		32	10	0,005	Граница края и центра
5037-8		31	10	0,005	Центр, 10х10 см
Среднее	0,14	27	10	0,026	
II 5029		32	10	0,030	Центр, 10х15 см
III 5035		36	18	0,012	Центр, 5х7 см
IV 5031		35	50	0,015	Центр, 10х10 см
Среднее		34	26	0,019	

Результаты анализов, отобранных таким образом проб отчетливо свидетельствуют о закономерном убывании от края нодуля к его центру концентраций  $Ca$ ,  $Ti$ , а также  $CO_2$  и других летучих компонентов (о чем можно судить по величине «П.п.п.» в анализах). В то же время концентрации  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $MgO$  линейно убывают от его центра к периферии. Это свидетельствует, видимо, о выносе  $SiO_3$ ,  $Al_2O_3$  и  $MgO$  из нодуля в ходе углекислотного метасоматоза. Концентрация (и соотношения)  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  (характеризуя окислительно-восстановительную среду метасоматизирующих растворов) по разрезу нодуля распределены не закономерно, а  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $MnO$  имеют, видимо, равномерное распределение. Однако результаты пламенно-фотометрических анализов геохимических проб, отобранных по тому же разрезу (см.табл.12, нодуль № 1), как будто бы свидетельствуют о более высоком (в 2 раза -) содержании  $K$  и  $Na$ , в краевых частях нодуля, чем в его центре. Еще более отчетливо эта тенденция выражена у  $Au$ . Для  $Li$ , также как и для  $Mg$  – его кристаллохимического аналога-, намечается обратная закономерность: его концентрации от центра нодуля к его периферии падают. Содержания  $Cs$  по разрезу нодуля распределены сравнительно равномерно, а  $Rb$  - находятся ниже порога чувствительности анализа. Таким образом, можно считать, что относительно повышенные содержания  $K$ ,  $Na$  и  $Au$  в краевой части ксенолитов лерцолитов обусловлены воздействием на них пикритовой магмы и метасоматизирующих углекислотных растворов.

Об этом могут также свидетельствовать резко повышенное содержание  $K$ ,  $Na$ ,  $Au$  в более мелких по размерам нодулях лерцолитов (нодули №№ II,III,IV; табл.13) по сравнению с их содержанием в центральных частях более крупных нодулей (нодуль № 1); заметно более высокое среднее содержание  $K$ ,  $Na$ ,  $Au$  во вмещающих туфобрекчиях пикритового состава; наличие в эруптивных брекчиях пикритового состава акцессорного золота, и, наконец, постоянное присутствие высоких количеств золота в кальцитовых прожилках, секущих породы трубки взрыва. Так, в трех пробах (из пяти отобранных) кальцитов золото установлено в содержаниях 0,005-0,01 г/т, сопоставимых с его концентрациями во вмещающих эруптивных брекчиях пикритового состава.

Таблица 13

Содержание золота и щелочных элементов в туфобрекчиях  
 пикритового состава из трубки взрыва «Кальтакуль» (n=17), *с/м*

<i>№ пробы</i>	<i>K, %</i>	<i>Na, %</i>	<i>Li</i>	<i>Rb</i>	<i>Cs</i>	<i>Au</i>
5028	0,68	1,22	51	33	3,8	0,200
5028-1	0,45	0,93	46	29	3,8	0,015
5028-2	0,77	0,92	47	31	3,8	0,010
5030	0,62	1,55	40	30	1,9	0,020
5030-1	0,83	1,22	39	34	1,8	0,005
5030-2	0,41	0,85	39	38	2,8	0,015
5030-4	0,62	1,30	38	30	1,2	0,010
5032	0,75	2,07	70	43	1,9	0,005
5032-1	0,54	0,49	65	26	1,2	0,005
5032-2	0,70	0,66	39	49	7,6	0,012
5033	0,58	1,0	37	43	5,6	0,005
5036	0,87	1,11	40	49	5,7	0,030
5036-1	0,58	0,85	35	48	5,6	0,020
5036-2	0,67	0,68	35	50	5,7	0,015
5036-3	0,54	0,81	38	50	8,5	0,020
5036-4	0,70	0,82	69	41	2,8	0,015
5036-5	0,70	0,85	42	41	8,5	0,010
Среднее	0,65	1,02	45	39	4,2	0,025

В целом, исследуемые лерцолиты по среднему содержанию *Na* (см.табл.13) соответствуют аналогичным включениям из кимберлита, содержащих 0,23% *Na*, а по содержанию *K* (0,17%) почти в 10 раз превосходит их, в этом смысле практически соответствуют включениям дунитов и перидотитов, в базальтах (Ставров, 1978). Еще более резкое отличие устанавливается по содержаниям редких щелочей. Так, содержание *Li* в ультраосновных породах в

среднем варьирует от 1,3 (дунит, перидотит) до 4,1 г/т (эклогит, включения в кимберлите), а *Rb* от 0,13 г/т (альпинотитный дунит и перидотит) до 4,65 г/т (эклогит, включения в кимберлите) (Ставров, 1978). В исследуемых же лерцолитах среднее содержание составляет 2 г/т, а концентрации *Rb* варьирует от 18 до 50 г/т. Данные по цезию во включениях глубинных пород в литературе отсутствуют и приводимые нами величины являются в этом смысле оригинальными.

\* \*  
\*

## Глава 4 | УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ

### 4.1. Структурно-геологические, физико-химические условия локализации и возраст месторождения Пакрут

Вопросы геологии кварцево-сульфидно-золоторудного месторождения Пакрут в целом изучены сравнительно полно (В.Н.Ефименко и др., 1974; Н.Н.Кузнецов и др., 1975; А.В. Буряк и др., 1977; Хасанов и др., 1978, 1986; М.Умаров и др., 2008 и др.). Вместе с тем геохимические и физико-химические условия локализации оруденения на данном месторождении, равно как и сведения об его возрасте, до сих пор остаются слабо изученными. В настоящем разделе приводятся полученные авторами материалы по геохимии, физико-химии и возрасту месторождения.

Кроме того, здесь приводятся результаты исследований первичных ореолов кварцево-сульфидно-золоторудных жил Пакрутского месторождения.

Пакрутское кварцево-сульфидно-золоторудное месторождение локализовано среди кварцево-хлорит-серицитовых сланцев, содержащих прослой кварц-полевошпатовых песчаников, горизонты различных углеродосодержащих пород, а также пластовые тела метаморфизованных трахибазальтов, диабазовых порфириров и их туфов. Перечисленные образования по возрасту относятся к средне-верхнему ордовику (разская свита) и представляют верхнюю часть ягнобской метаморфической серии (Марковский, 1935). Тектоническая обстановка района определяется положением его в пределах Магиан-Барзангинской зоны смятия (Волочкович и др., 1973).

Для нее характерно наличие широких (1,5-2 км) и протяженных (до 10-20 км) складок, осложненных складчатостью второго порядка, локальной гофрировкой и плейчатостью. Региональные зоны смятия разбиты на отдельные блоки системами продольных и поперечных, часто сближенных, разрывных нарушений, сопровождаемых зонами интенсивной тектонической переработки и дробления, мощностью до 400-600 м. Рассматриваемое золото-кварцевое оруденение структурно тяготеет к одной из таких зон, выделяемой под названием Графитового разлома.

Все основные структуры района сформированы в верхнем палеозое, в герцинском этапе тектогенеза. Интенсивная среднекаменноугольная складчатость, осложненная серией разрывных нарушений, завершается на границе среднего и верхнего карбона мощной интрузивной деятельностью. В результате последней были сформированы крупные гранитоидные интрузии Южно-Гиссарского плутона, которые сопровождаются многочисленными жильными и гипабиссальными производными.

Непосредственно в районе рудопроявления магматические проявления имеют резко подчиненное значение и представлены единичными дайками и небольшими штоками гранодиорит-порфиоров, кварцевых диоритовых порфириров, гранит-порфиоров и лампрофиоров (керсантитов), подробно описанные в предыдущем разделе. Позже, в нижней перми, в эпигеосинклинально-орогенических условиях, произошли трещинные излияния кислой магмы и формирование вулканогенного комплекса дацит-липаритовой формации; непосредственно в районе месторождения отмечено несколько даек кварцевых порфиоров, принимаемых нами, по аналогии с соседними районами, за подводящие корни раннепермского покрова пород дацит-липаритовой формации. В аналогичных геотектонических условиях, в пермо-триасовое (по некоторым другим данным – юрское) время вдоль глубинных расколов земной коры происходит внедрение глубинной (мантийной) магмы субщелочно-базальтоидного состава, сформировавшей здесь серию даек (мощностью до 10-15 м при протяженности 1-1,6 км) и трубок взрыва. Они сложены трахиандезитами, трахи-



базальтами, камптонитами, мончикитами, лимбургитами, пикритовыми порфиритами и переходными разновидностями.

Внедрением перечисленных субщелочно-базальтоидных пород, по-существу, завершаются процессом магматизма данного региона.

Формирование различных магматических комплексов сопровождалось метасоматической деятельностью, приведшей к последовательному образованию региональных и локальных зон микроклинизации, альбитизации, грейзенизации, серицитизации, окварцевания и т.п., условия и последовательность формирования которых подробно рассматривались ранее (Хасанов, 1976). С окварцованными и серицитизированными метасоматитами, являющимися продуктами кислотного метасоматоза, связано, в частности, кварцево-сульфидно-золоторудное оруденение рассматриваемого месторождения.

Рудоносные зоны месторождения представляют собой сильно окварцованные и гематитизированные кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями и гнездами сингенетического (метаморфогенного) сливного кварца, а также почти мономинеральные кварцевые метасоматиты. В последних содержится мелкая вкрапленность сульфидов: арсенопирита, пирита, галенита, реже- антимонита, киновари, составляющие 2-3% от общего объема рудоносных метасоматитов. Мощность окварцованных пород колеблется от 1,5 до 8-10 м. Они, как правило, приурочены к продольным и поперечным трещинам, а также к более мелким кулисообразным нарушениям.

Под микроскопом окварцованные породы состоят из кварца (75-95%), карбонатов (около 5%) и аксессуарных минералов: циркона, апатита, барита, флюорита, рудного. Структура породы обычно бластокатаклазитовая.

Наблюдения показывают, что рудопроявление сформировано в результате трех последовательных, разделенных тектоническими подвижками, стадий минерализации предрудной, рудной и послерудной

К прерудной стадии относится образование альбитизированных, серицитизированных и окварцованных метасоматитов, обычно развивающихся вдоль разрывных нарушений. Образования этой стадии (кварц-I, альбит, серицит) не несут существенную золоторудную минерализацию.

Продуктивная (рудная) стадия представлена двумя последовательными рудно-минеральными ассоциациями: а) кварцево-золото-сульфидная, представленная парагенезисом кварц II, арсенопирит, пирит, самородное золото, составляет основную продуктивную стадию минерализации рудопроявления; б) кварцево-сульфидная, состоящая из кварца III, галенита, антимонита и киновари. Золото в этой стадии минерализации находится в виде тонкодисперсной изоморфной примеси в пирите и арсенопирите, составляет незначительную часть общей массы золота и, следовательно, существенного значения в запасах золота не имеет.

Минералогические исследования показывают, что самородное золото представлено в виде тонкодисперсных и мелкокрапленых выделений, размером от 0,01 до 0,8-1,0 мм. Нередко оно находится в тонком сростании с кварцем, в трещинках и дробленных частях сульфидов- арсенопирита и пирита. Спектральным анализом в составе золота установлены примеси серебра, свинца, меди, бериллия, лантана.

Поздняя, безрудная, стадия представлена на месторождении кварц-барит-кальцитовой ассоциацией, почти без признаков золотоносности.

Таким образом, месторождение относится к жильному гидротермально-метасоматическому типу и по вещественному составу может быть отнесено к кварц-арсенопирит-золоторудной формации, широко представленной во многих золоторудных регионах Средней Азии.

Термобарогеохимическими исследованиями в кварцах вышеперечисленных генераций были установлены газовой-жидкие включения типа Жв >> Гв, с коэффициентом заполнения 0,7-0,8. Гомогенизация первичных включений в исследованных кварцах происходит в жидкую фазу в следующих интервалах температур: кварц I – 250-160°C, кварц II- 236-150°C, кварц III- 200-1200°C,

кварц IV – 150-1100°C. Исследования газовой фазы включений в самородном золоте показали наличие в ее составе (в порядке убывания): аммиака, воды, азота, кислорода.

Анализом водных вытяжек из мономинеральных проб кварца всех стадий минерализации устанавливаются катионы – *K*, *Na*, *Ca*, *Mg* и анионы *HCO<sub>3</sub>*, *SO<sub>4</sub>*, *Cr*. Соотношение анионов позволяет отметить, что рудообразующие растворы имели сульфатно-хлоридно-бикарбонатный состав.

Особый интерес вызывает вопрос о возрасте золоторудной минерализации рассматриваемого месторождения и прилегающих районов Центрального Таджикистана. Особенности геологического строения региона (отсутствие отложений моложе ордовик-силурийского возраста и т.д.) не позволяет более или менее однозначно определить время формирования оруденения. Однако, как нам, кажется, здесь может быть использовано взаимоотношения оруденения с жильно-магматическими образованиями, в частности, с дайковыми телами камптонит-мончикитового состава, возраст которых прямыми геологическими методами, главным образом, в прилегающих районах датируется как поздняя перм-ранний триас<sup>2</sup>.

Непосредственно на месторождении установлено четкое наложение окварцованных метасоматитов и гидротермального кварца с самородным золотом на дайку камптонит-мончикитового состава. Это прослежено как обычными наблюдениями, так и горными выработками. Об этом свидетельствует изменение химического состава пород дайки, в частности, значительное обогащение ее кремнекислотой.

Надо отметить, что продукты щелочно-ультраосновного магматизма, к которым относятся и камптонит-мончикитовые дайки района месторождения Пакрут, представляют разносторонний интерес и в последнее время подвергались детальному геолого-петрологическому и геохимическому изучению (Баратов, Кухтиков, Мушкин и др., 1970). Нижняя возрастная их граница уста-

---

<sup>2</sup> Некоторые исследователи пишут о раннепермском возрасте ханакинской свиты (Клепенштейн и др., 1976).

навливается в юго-западных отрогах Гиссарского хребта по пересечении субвулканических даек кварцевых порфиров и активному контакту с позднепермскими молассовыми образованиями ханакинской свиты. Верхняя возрастная граница определяется условно по трансгрессивному налеганию континентальных базальных отложений раннего мела на размытую поверхность дайки пикритового порфирита (Брейвинская, Файзиев, 1965) и отсутствию подобных образований среди мезозойско-кайнозойских отложений. Цифры абсолютной геохронологии щелочно-габброидных пород Южного Гиссара несколько разноречивы и находятся в пределах  $172 \pm 5$  –  $215 \pm 10$  млн.лет, и по усредненным данным они относятся к триас-юрским образованиям (Баратов и др., 1970). Следовательно, наложенные явления окварцевания и золоторудное оруденение можно было бы датировать по крайней мере как послетриасовое. Этот факт не противоречит некоторым данным о возрасте других золоторудных проявлений Средней Азии. Так, некоторые рудопроявления и месторождения золота Юго-Западного Гиссара и Кураминского хребта на основании определений абсолютного возраста минералов руд и метасоматитов относятся (Палей, Шер, 1970) к среднеюрским образованиям.

Интересны также находки самородного золота на ртутном рудопроявлении Зархок (Новикова, 1965), возраст которого отдельными исследователями (Розинов, 1970) считается мезозойским. Однако при решении данного вопроса следует иметь ввиду также то, что в прилегающей к площади рудопроявления территории нижнеюрские песчаники и гравелиты с размывом лежат на рудопроявлениях, содержащих оловянное, сурьмяное, висмутовое и золотое оруденение. В самих же юрских образованиях гидротермальная проработка и наложенная рудная минерализация не обнаружены.

С учетом вышеизложенного, время окварцевания пород и золотого оруденения района месторождения, может быть отнесено к границе триаса и юры. Представление о раннемезозойском возрасте окварцованных метасоматитов и золоторудного оруде-

нения не противоречит также общей хронологической последовательности рудно-метасоматических комплексов, установленных в целом для Центрального Таджикистана (Хасанов, 1976а, 1976б).

## **4.2. Первичные ореолы рассеяния кварцево-сульфидно-золоторудных жил Пакрутского месторождения**

### **а. Общие замечания**

Сведения о первичных ореолах золота и элементов-спутников золоторудных жил Пакрутского месторождения приводятся впервые. Эти данные являются актуальными, поскольку с их помощью представляется возможным:

а) выявление элементов-индикаторов золотого оруденения в целях использования их при поисках золотоносных рудных тел в районе месторождения;

б) установление вертикальной зональности распределения элементов в первичных ореолах с целью использования ее при оценке уровня эрозионного среза вдоль выявленных рудных зон.

Фактический материал был собран нами в течение полевых работ 1977 и 1979 гг. Кроме того, широко использовались результаты анализов проб из первичных ореолов и рудных зон, отобранных геологами Пакрутской геолого-разведочной партии. В итоге, статистической обработке и геохимическому исследованию подвергались анализы 1570 проб на *Au*, *Ag*, *As*, *Sn*, *W*, *Mo*, *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Sb*.

Геохимические особенности первичных ореолов изучены на примере Главной рудной зоны - рудной зона № 1 по трем сечениям (рис.5 и 6). Выявленные на примере Главной рудной зоны закономерности формирования первичных ореолов могут представить определенный интерес при дальнейших поисковых и разведочных работах на месторождении и районе в целом.

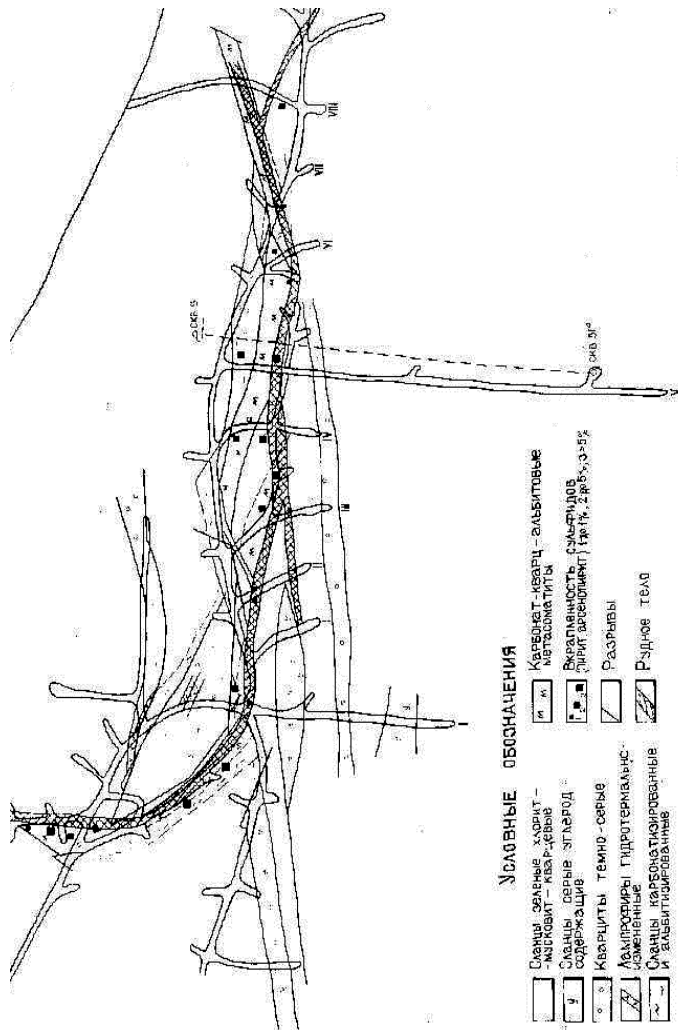
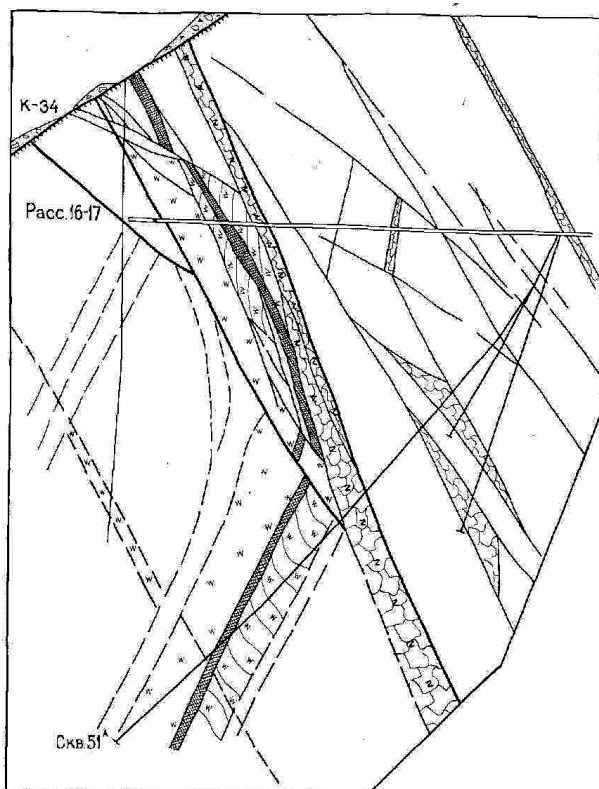


Рис.5. Схематическая геологическая карта горизонта штольни I



**Рис.6. Геологический разрез по Рудной зоне 1.**

## б. Описание первичных геохимических ореолов

Первичными материалами для исследования служили результаты спектрозолотометрических анализов на *Au* и *Ag*, и полуколичественные спектральные анализы на *Ag*, *As*, *Sb*, *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Sn*, *W*, *Mo*. Для изучения первичных ореолов производилось геохимическое опробование коренных пород как в естественных обнажениях, так и в горных выработках и буровых скважинах. Пробы отбирались, в основном, способом сплошного бороздового опробования с интервалом отбора от 1 до 2 м в подземных горных выработках и от 1 до 3-3, 5 м в скважинах и поверхностных выработках. По мере приближения к рудным телам интервалы опробования (длина бороздовой пробы) уменьшились и в зоне рудных тел составили от 1,0 до 0,5 м.

Поскольку опробование штолен, штреков и рассечек велось часто по обоим их стенкам и имело место даже трех-четырёхкратное опробование (особенно на рудных интервалах), профили были проведены нами по центру выработок. Это позволяет привлечь к дальнейшей обработке больше цифровых (аналитических) данных, тем самым, увеличивая достоверность геохимических результатов. На линию профиля проектировались интервалы опробования. Далее соответствующие содержания элемента в пробах, находившиеся на одном отрезке профиля опробования, на линии проекции нами были усреднены. Такой обработке подвергались данные о содержании 10 элементов (*Au*, *Ag*, *As*, *Sb*, *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Mo*, *W*, *Sn*), в 27 опробованных линиях (профилях), из которых были составлены 13 профилей.

Для оценки достоверности полученных геохимических результатов полезно оценить надежность аналитических результатов.

Сопоставление порога чувствительности анализов с кларками глин и сланцев по А.П.Виноградову (1962), свидетельствует (табл.14) о достаточно высокой надежности примененных методов анализа для уверенного определения фоновых концентраций



большинства проанализированных элементов. Вместе с тем крайне не достаточной оказалась чувствительность анализов на *Au*, а также на *W*, *As*, *Sb*. Подобный порог чувствительности анализов на перечисленную группу элементов обеспечивает обнаружение лишь контрастных геохимических аномалий, но недостаточна для выявления слабо выраженных ореолов.

**Таблица 14**

**Фоновые содержания золота и его элементов-спутников  
во вмещающих породах и чувствительность анализов,  $\text{г/т}$**

Элемент	Кларки для сланцев и глин (Виноградов 1962)	Фоновое содержание в сланцах района	Порог чувствительности анализов	Чувствительность в единицах кларка сланцев
<i>W</i>	2	22	5	2,5
<i>Au</i>	0,001	0,005	0,1	100
<i>Cu</i>	57	50-60	1	0,175
<i>Mo</i>	2	2	1	0,5
<i>As</i>	6,6	50	20	0,33
<i>Sn</i>	10	4,5	1	0,1
<i>Pb</i>	20	22	1	0,05
<i>Ag</i>	1	1,9	1	1,0
<i>Sb</i>	2	3	10	5,0
<i>Zn</i>	80	90	50	0,62

С целью выявления пространственных закономерностей в распределении концентраций элементов в первичных ореолах и определения основных параметров последних, нами изучены первичные ореолы рассеяния рудного тела № 1 по данным определения 13 разведочных сечений. Из них 12 сечений являются горизонтальными и прослеживают рудную зону вкрест ее простирания. Это- ствол штольни № 1, рассечки №№ 11, 13, 15, 17, 19, 19а, ствол штрека № 1, рассечки №№ 22, 27 и 33, расположенные гипсометрически на горизонте 2394 м. На поверхности, на гипсомет-

рическом уровне 2460 м изучение первичных ореолов осуществлено по данным опробования разведочных канав №№ 64, 67, 74, 77, вскрывающие рудную зону.

В результате исследований обнаружены аномалии широкого круга элементов: *Au, Sn, Mo, W, As, Ag, Cu, Zn, Pb, Sb*. Причем наиболее контрастные аномалии образуют *Au, As, Ag, W*. Последние характеризуются, кроме того, максимальной изменчивостью содержаний в пространстве.

При изучении эмпирических графиков распределение содержаний элементов в рудном теле и вокруг него (рис.7) выяснилось, что по мере приближения к рудному телу, содержание *Au, As, P, Ag* и *Sb* в общем скачкообразно повышается, тогда как концентрации *Mo, Cu* и *Zn* заметно понижается.

Анализ тех же графиков позволяет разделить выше приведенные элементы на две группы.

В первую группу входят *As* и *W*, которые проявляют одинаковое поведение с *Au*. Как видно из рис.7 по мере роста содержания *Au* концентрации *As* и *W* в ореолах также растут. Местами такая зависимость нарушается. Во вторую группу входят *Sn, Mo, Cu, Zn, Pb, Sb*. Характер их распределения в ореолах более сложное. Максимальные содержания этой группы элементов устанавливаются в некотором удалении от рудных тел. Особенно характерно это для *Mo*. Причем содержание *Mo* в рудном теле падает даже ниже уровня фоновое. При переходе же в ореолы концентрации *Mo* вновь возрастают. В меньшей мере такое поведение характерно для олова.

По размерам (ширине) первичные ореолы *Au* (и *As*) в несколько раз превышают размеры рудного тела (табл.15). Первичные ореолы этих элементов обычно отделены от рудного тела зоной относительно пониженных концентраций («ореолами выщелачивания»), что особенно характерно для *Au, Ag, As*. Кроме ореолов, образуемые ими обычно над рудным телом («центральные ореолы»), наблюдается еще несколько центров сравнительно высоких концентраций в некотором удалении от него.

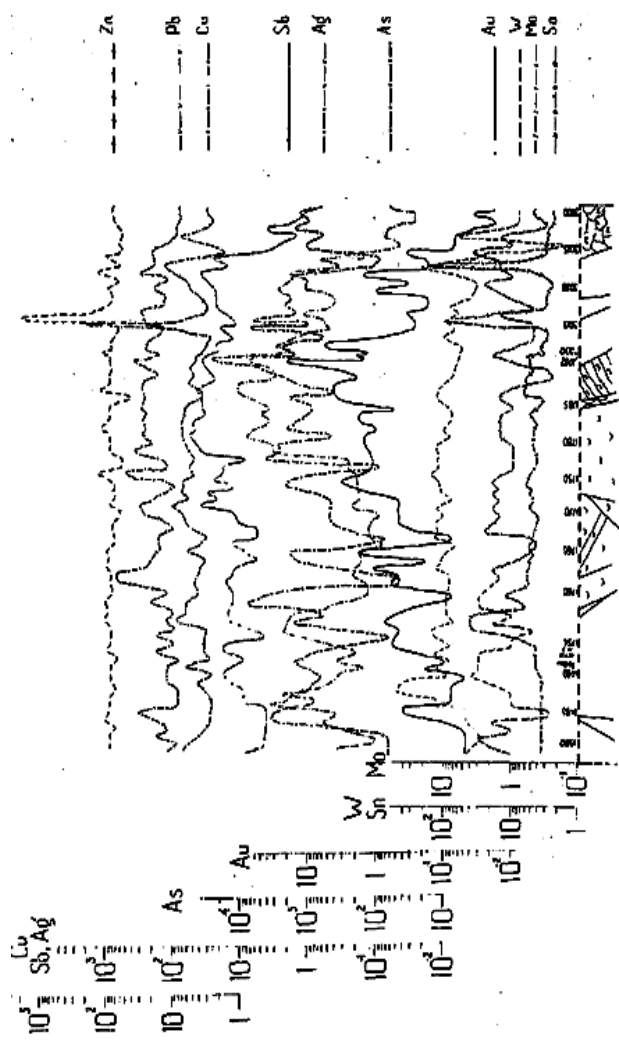


Рис.7. Распределение ореолообразующих элементов вокруг Рудной зоны 1.  
Условные обозначения - см. рис.5 и 6.

Таблица 15

Коэффициенты миграционной способности и ширина ореолов *Au* и *As*

Сечение	Уровень ореола, бок	<i>Au</i>		<i>As</i>	
		$1/\lambda$	ширина, м	$1/\lambda$	ширина, м
Штольня № 1	висячий	1,19	4,6	1,23	5,9
	лежачий	4,34	16,3	4,55	21,7
Рассечка № 15	висячий	4,89	18,9	5,32	25,3
	лежачий	5,54	21,4	4,23	20,1
Рассечка № 17	висячий	2,21	8,5	3,76	17,9
	лежачий	3,91	15,1	3,03	14,7

Подобное строение первичных ореолов обусловлено, очевидно, инфильтрационной природой их образования, т.к. в случае диффузионных ореолов следовало бы ожидать главное убывание содержаний ореолообразующих элементов по мере удаления от рудных тел.

Важным геохимическим показателем эндогенных ореолов, как известно, является коэффициент миграционной способности ( $1/\lambda$ ) элементов (табл.15) (Дубов, 1966). Определение этого параметра для большинства элементов-спутников золота из-за очень сложного характера графиков их содержаний оказалось практически невозможным. По кривым их содержаний, построенные за вычетом фоновых содержаний, обычно не удается провести усредняющие прямые. Это свидетельствует о том, что распределение подобных элементов не подчиняется экспоненциальной зависимости (Поликарпочкин, 1970).

Поэтому коэффициент миграционной способности был определен нами только для *Au* и *As* (см.табл.15). Анализ данных таблицы показывает, что для *Au* и отчасти для *As*, коэффициент миграционной способности, (а также ширина первичных ореолов, определяемая этим коэффициентом), постоянно более высок в лежачем боку ореола, чем в висячем. Возможно это объясняется

«экранирующей» ролью углеродосодержащих сланцев, отмечаемые висячем боку рудного тела. Иначе говоря, наличие органического вещества в породах висячего бока рудного тела возможно способствовала созданию восстановительной геохимической обстановки, приведшей к нейтрализации кислых металлоносных (золотоносных) растворов и отложению золота и халькофильных элементов.

### **в. О возможных формах нахождения элементов в первичных ореолах**

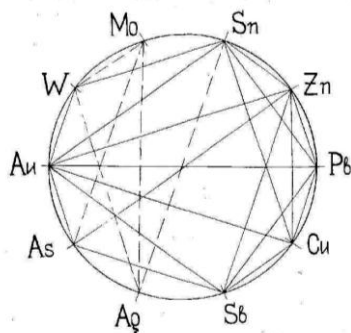
Определение форм нахождения элементов в первичных ореолах имеет большое значение для выяснения условий их образования. Кроме того, зная формы нахождения химических элементов в эндогенных геохимических ореолах, можно с уверенностью выбирать рациональные методы анализа проб, что позволяет более полно выявить первичные ореолы, увеличив тем самым глубинность поисков скрытого оруденения (Григорян, Янишевский, 1968).

О формах нахождения золота и элементов-спутников в первичных ореолах можно судить по данным изучения мономинеральных проб. Между тем минералогия данного месторождения изучена пока недостаточно. К настоящему времени установлен определенный, хотя и не полный набор минералов, слагающих рудные зоны и околорудные метасоматиты.

Золото в рудах находится в основном (на 95-98%) в свободном (самородном) состоянии. Небольшая часть *Au*, а также *Ag*, *Pb*, *Sb*, *Cu* и *Sn* связана в сульфидных минералах (в арсенопирите, пирите, галените, антимоните, киновари), количество которых в зонах минерализации колеблется от 1 до 5%, а местами превышая 5%. Основным носителем сульфидной минерализации являются гидротермально- измененные околожильные породы. Во вмещающих сравнительно свежих сланцах сульфидная вкрапленность (пирит, арсенопирит, галенит, киноварь, антимонит) составляет не более 1%.

Форма нахождения золота в общем случае определяется временем его выпадения из растворов по отношению к рудным и жильным минералам. Обычно господствует мнение, что рудное золото чаще всего находится в самородном виде. В последнее время экспериментально доказано, что золото иногда может преимущественно (до 75%) находиться в анионной форме, изоморфно замещая As в арсенопирите (Коробушкин, 1970; Бадалов, 1972).

На месторождении, как и во многих других золоторудных месторождениях, имеет место сквозной характер самородного золота. Об этом могут свидетельствовать значимые положительные корреляционные связи золота с другими элементами (рис.8), отлагающимися, видимо, в различные стадии минерализации ( $R_{Au-As} = 0,44$ ;  $R_{Au-W} = 0,42$ ;  $R_{Au-Sb} = 0,58$ ;  $R_{Au-Pb} = 0,51$ ;  $R_{Au-Zn} = 0,41$ ). Минералогические исследования показывают (Хасанов, Мамадвифоев и др., 1978), что золото в самородном виде образует мелкие включения неправильной, крючковидной, иногда изометрической формы, главным образом, в катаклазированном арсенопирите и пирите, а также в трещинках катаклаза кварца II. Количество Au в арсенопирите составляет 65-85 г/т, а в пирите – 5 г/т.



**Рис.8. Диаграмма корреляционных связей элементов**  
(сплошная линия – значимые положительные связи, пунктирная линия – значимые отрицательные связи)

Особое влияние на форму нахождения золота может оказать серебро. Большая дисперсия серебряно-золотого отношения (22,5) в полосчатых метасоматитах, вмещающих Главное рудное тело исследуемого месторождения, еще раз указывает на связь золота с несколькими минеральными ассоциациями. Аналогичная картина была установлена ранее Н.Н.Королевой (1971) для многих золоторудных месторождений Средней Азии, включая и месторождения кварц-сульфидно-золоторудной формации. При этом обращает внимание отсутствие корреляционной связи золота со серебром ( $R = 0,11 < R_{0,05} = 0,27$ ).

Серебро, обычно геохимически родственный с золотом, как известно, образует с последним твердый раствор (электрум). В отдельных случаях серебро, отставая во времени отложения от золота, входит в виде изоморфной примеси в структуру сульфидных минералов, в частности, галенита и халькопирита, в силу близости ионных радиусов со свинцом и, в меньшей степени - с медью. В более благоприятных условиях серебро, благодаря своей халькофильности, может выпадать в виде собственных минералов.

На рис.7 можно видеть, что кривая содержания серебра не всегда обнаруживает полную аналогию с кривыми содержания золота или элементов-спутников. Форма кривых содержаний серебра повторяет местами форму кривых содержаний цинка, местами же – золота, либо свинца. Интересно, что в пределах рудного тела № 1 серебро часто достаточно хорошо коррелируется с золотом ( $R_{Au-Ag} = 0,55$ ), хотя в западном фланге того же рудного тела имеет место обратная картина.

В ореолах, в целом имеет место статистически незначимая корреляционная связь серебра с золотом ( $R_{Ag-Au} = 0,11$ ), что, видимо, связано с разными путями миграции этих элементов в рудогенезе.

*Мышьяк.* Анализ эмпирических графиков распределения содержаний мышьяка в ореолах и в рудном теле показывает, что поля высоких концентраций мышьяка пространственно совпадают с участками развития сульфидной минерализации, представленной, в основном, арсенопиритом. Ореолы в этом отношении

отличаются лишь тем, что в них по сравнению с рудным телом меньше развита вкрапленность арсенопирита, что и фиксируется относительным падением содержания мышьяка по мере удаления от рудного тела. Других минералов мышьяка в ореолах и рудном теле пока не установлено.

*Свинец, цинк, медь, сурьма, молибден.* По минералогии этих элементов по данному месторождению имеются пока скудные материалы. Это не позволяет более или менее уверенно охарактеризовать формы их нахождения в первичных ореолах. В рудных телах основная масса перечисленных элементов находится в виде собственных минералов - галенита, сфалерита, халькопирита, антимонита, шеелита и гюбнерита. Поэтому можно допустить (Сафронов, 1963), что и в эндогенных ореолах перечисленные элементы находятся в виде собственных минералов.

#### **г. О $Ag/Au$ отношении**

$Ag/Au$ -е отношение имеет большое теоретическое и практическое значение. В теоретическом аспекте значение этого отношения было рассмотрено еще В.А.Обручевым (1929), А.П.Виноградовым (1955, 1956). Наиболее полно значение  $Ag/Au$ -го отношения в геологии и геохимии изучено Б.В.Щербиной (1956). Изменение этого отношения им объясняется различиями особенностей  $Ag$  и  $Au$  при рудообразовании.

Б.Л.Шевкаленко (1971), изучая  $Ag/Au$  отношение на месторождении Школьное (Северный Таджикистан), установил пространственную зональность в характере этого отношения и пришел к выводу о том, что такая зональность в сочетании с другими методами может быть применено для оценки уровня эрозионного среза и определения глубин развития золотой минерализации. С.Т.Бадалов (1977) рассматривая  $Ag/Au$  –е отношение для золоторудных месторождений Узбекистана, предлагает использовать его как критерий для выявления источника рудообразующих растворов. Им показано, что при  $Ag/Au$  отношении менее, чем  $5+10$ , ис-



точником золота в рудных жилах следует считать вмещающие магматические породы.

Доказано, что на  $Ag/Au$  отношение существенное влияние оказывает пробность золота (Бадалов, Бадалова, 1964; Бакенов, 1963; Шевкаленко, 1971).

Для исследуемого нами месторождения пробность  $Au$  установлено лишь в одной пробе и соответствует 748.

Для определения отношения  $Ag/Au$  в рудах, мы поступали следующим образом: выбирали 19 проб, с содержанием  $Au$  свыше 1г/т, в контурах пород однообразного состава. По данным этих проб вычисляли коэффициент ранговой корреляции ( $R$ ) между  $Au$  и  $Ag$  (табл.16). В результате выяснилось, что связь статистически значимая и положительная. Поэтому можно утверждать о генетической связи  $Ag$  и  $Au$ , что подтверждается также непосредственным присутствием в самородном золоте изоморфной примеси  $Ag$ .

**Таблица 16**  
**Величина  $Ag/Au$  в метасоматитах месторождения Пакрут**

<i>Порода</i>	<i>n</i>	$R_{Au-Ag}$	$x_{Ag}$	$x_{Au}$	$Ag/Au$
Карбонат-кварц-альбитовые и альбит-серицитовые по- лосчатые метасоматиты	19	0,55	2,6	7,1	0,37

*Примечание. 95%-я зона значимости при  $R > = 0,43$ .*

Это дает основание вычислить параметр  $Ag/Au$  как показатель генетических условий образования золотого оруденения. Проведенные нами расчеты показали, что  $Ag/Au$  отношение в рудах данного месторождения составляет 0,37. Близкие цифры (0,15 + 0,65) получены Н.Н.Королевой (1971) для ряда месторождений кварц-сульфидно-золоторудной формации Средней Азии. Полу-

ченное для исследуемого месторождения низкое  $Ag-Au$  отношение свидетельствует о высокой пробности золота и, возможно, о магматическом источнике данного элемента. Косвенно изложенное подтверждается отчетливым наложением золотоносных кварцево-сульфидных жил на позднепермские дайки субщелочных базальтоидов, являющиеся в Гиссаро-Алае наиболее молодыми магматическими образованиями.

#### **д. Вертикальная зональность первичных ореолов**

Выявление окончательной картины вертикальной зональности первичных ореолов месторождения Пакрут встречает затруднения по той причине, что разведочные сечения не всегда выходят за пределы контура ореолов. Тем не менее, нам удалось выявить ряд основных закономерностей распределения ореолообразующих элементов.

Для выявления элементов-спутников золота (ореолообразующих элементов) особый интерес представляет исследование характера и тесноты корреляционных связей между золотом и сопутствующими элементами. Это позволяет выявить элементы-индикаторы золотого оруденения, могущих быть использованными при оценке уровня эрозионного среза эндогенных ореолов и рудного тела. Исходными данными послужили результаты анализов ореольных проб, отобранных по рудной зоне № 1, вскрытая рассечкой № 17. В табл.17 приведены оценки коэффициентов ранговой корреляции между золотом и элементами- индикаторами золотого оруденения.

Из данных табл.17 вытекает ряд важных геохимических следствий, а именно: на наиболее ранней стадии формирования первичных ореолов (и оруденения) золото тесно ассоциирует с  $Sn$  и  $W$ , о чем свидетельствует наличие статистически значимой положительной корреляционной связи в триаде  $Au - W - Sn$ . В дальнейшем золото образует довольно сильную положительную корреляционную связь с  $As$ , что подтверждается наличием изоморфной примеси  $Au$  в арсенопирите наиболее ранней (продуктивной) стадии минерализации.

Таблица 17

Матрица коэффициентов ранговой корреляции между содержаниями золота и элементов-спутников (n =64)\*

Элемент	Ag	W	As	Sb	Cu	Pb	Zn	Mo	Sn
Au	0,11	0,42	0,44	0,58	0,41	0,51	0,41	0,03	0,29
Ag		-0,07	0,22	0,24	0,17	0,18	0,25	-0,17	-0,10
W			0,14	0,08	0,14	0,14	0,08	-0,06	0,35
As				0,58	0,25	0,15	0,51	-0,08	0,21
Sb					0,25	0,48	0,48	0,22	0,25
Cu						0,42	0,40	0,19	0,54
Pb							0,45	0,14	0,40
Zn								0,11	0,21
Mo									0,21

\* Выделены значимые коэффициенты ( $R_{0,05} > 0,27$ ).

Из табл.17 видна статистически значимая положительная корреляционная связь Au с Cu, Zn, Pb, Sb, что является, видимо, результатом совместной их миграции в едином рудообразующем растворе. Об этом может свидетельствовать наличие в рудном теле парагенезиса:  $Au + Pbs + Sb^2 + Hgs$ , слагающие вторую продуктивную стадию рудоотложения и присутствие в самородном золоте изоморфной примеси Pb (а также Ag, Be, La). Обращает внимание, что Sn и Sb не коррелируя между собой, положительно коррелируют с Pb, Zn и Cu. Создается впечатление, что Pb, Zn, Cu в ходе рудоотложения занимают промежуточное положение между высокотемпературным оловом и низкотемпературной сурьмой (и ртутью). Приведенный материал дает основание утверждать, что в ходе образования руд и первичных ореолов золото выделялось на всем этапе эволюции рудоносных растворов, а именно: на более ранних этапах – совместно с Sb, W, (Mo), на ранней сульфидной, - совместно с As (и Ag) и, наконец, на поздней сульфид-

ной – совместно с *Cu, Zb, Pb, Sb* (и *Hg*). Перечисленные элементы (*Sn, W, Mo, As, Cu, Zb, Pb, Ag, Sb*) и использованы в работе как элементы-спутники золотого оруденения.

Зональность эндогенных ореолов изучалась нами несколькими способами (Сочеванов, 1964; Каблуков, Вертепов, 1960; Григорян, Янишевский, 1968; Абрамсон, Бондаренко, 1975).

Сперва проследим динамику изменения линейных продуктивностей элементов. В табл.18 приведено отношение линейных продуктивностей элементов-спутников к продуктивности *Au* в ореолах, вскрытых тремя сечениями (канавка № 34, рассечки № 16, 17, скв. № 51<sup>a</sup>) по падению рудного тела № 1.

**Таблица 18**

**Величины отношений суммарных продуктивностей основных рудообразующих элементов к суммарной продуктивности золота в ореолах рудного тела № 1**

Уровни ореолов	<i>Sn:Au</i>	<i>Mo:Au</i>	<i>W:Au</i>	<i>Cu:Au</i>	<i>Zn:Au</i>	<i>Pb:Au</i>	<i>Ag:Au</i>	<i>As:Au</i>	<i>Sb:Au</i>
Поверх									
I верх-ность	3,0	0,8	69,9	78,7	66,4	43,8	1,77	899	28,4
II Расс. 16-17	13,6	1,4	102,2	61,8	148,9	7,7	1,7	1687,5	13,1
III Скв. 51a	4,7	2,5	178,3	8,6	2,4	19,1	2,8	431,7	12,9

Выявлено, что по падению рудного тела линейные продуктивности элементов и их отношения к продуктивности *Au* изменяется не монотонно. В связи с этим для оценки вертикальной зональности ореолов были вычислены нормированные значения линейных продуктивностей и показатели каждого элемента (табл.19).

По величинам показателей зональности ореолов можно составить следующий ряд элементов (снизу вверх):

$$(Mo, W) \rightarrow (Sn, Zn, As) \rightarrow (Au, Ag, Sb, Pb, Cu)$$

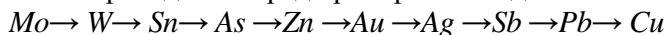
Таблица 19

**Величины нормированных значений линейных продуктивностей  
и показателя зональности золота и элементов-спутников  
на различных уровнях ореолов (снизу-вверх)**

Элемент	$K_n$	Нормированные значения линейных продуктивностей			Показатель зональности		
		Поверх- ность	Расс.16- Расс.17	Скв.51а	Поверх- ность	Расс.16- Расс.17	Скв.51а
Sn	100	$9,7 \cdot 10^3$	$6,6 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$	0,04	<u>0,13</u>	0,06
Mo	1000	$2,6 \cdot 10^4$	$6,6 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$	0,11	0,13	<u>0,29</u>
W	10	$2,1 \cdot 10^4$	$5,0 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^4$	0,09	0,10	<u>0,21</u>
Au	1000	$3,2 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$	<u>0,13</u>	0,10	0,12
Cu	10	$2,5 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^3$	0,10	0,06	0,01
Zn	10	$2,1 \cdot 10^4$	$7,2 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^2$	0,09	<u>0,14</u>	0,00
Pb	10	$1,4 \cdot 10^4$	$3,7 \cdot 10^3$	$5,3 \cdot 10^3$	<u>0,06</u>	0,01	0,02
Ag	1000	$5,7 \cdot 10^4$	$8,3 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^4$	0,23	0,16	0,22
As	1	$2,9 \cdot 10^4$	$8,2 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^4$	0,12	<u>0,16</u>	0,16
Sb	10	$9,1 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^3$	0,04	0,02	0,02

*Примечание. Подчеркнуты максимальные для каждого из элементов значения показателя зональности.*

Для дальнейшего уточнения местоположения элементов, заключенных в скобках, подсчитывались показатели изменчивости (Беус, Григорян, 1975) и с учетом наклона результирующих прямых вышеприведенный ряд приобретает вид:



Значительный сдвиг ореолов *Pb* и *Cu* вверх возможно обусловлена наложением более низкотемпературной полиметаллической стадии рудоотложения на более высокотемпературную, несущую соединения мышьяка и золота. Вместе с тем не полное совпадение полученного ряда зональности с универсальным рядом (Григорян, Янишевский, 1968), может быть объяснено тем, что разведочные профили, как правило, не ходят за пределы эндогенных ореолов. Поэтому для получения более обоснованного

ряда зональности ореолов нами были вычислены средние содержания золота и элементов-спутников (табл.20), отношения средних содержаний элементов-спутников к среднему содержанию *Au* (табл.21) на каждом из трех уровней сечения ореолов, а также частные коэффициенты контрастности (табл.22).

**Таблица 20**

**Величины средних содержаний золота (усл.ед) и элементов-индикаторов (в г/т) в ореолах рудного тела № 1**

<i>Уровни</i>	<i>W</i>	<i>Au</i>	<i>Cu</i>	<i>Mo</i>	<i>As</i>	<i>Sn</i>	<i>Pb</i>	<i>Ag</i>	<i>Sb</i>	<i>Zn</i>	
I Поверхность (канавка 34)	86,0	0,7	92,6	1,5	1626	5,6	37,3	1,6	52,9	121,4	
II (р.16-р.17)	92,6	0,7	70,6	1,5	1326	15,2	27,4	1,6	25,3	111,5	
III (скв. 51а)	107,7	0,5	31,2	2,6	331	4,9	24,2	1,2	13,4	80,4	
КК	$\frac{I}{II}$	0,9	1,0	1,3	1,0	1,2	0,4	1,4	1,0	2,1	1,1
	$\frac{II}{III}$	3,5	2,0	8,0	5,0	7,0	1,0	9,0	3,5	10,0	6,0
КК	$\frac{I}{II}$	0,9	1,4	2,3	0,6	4,0	3,1	1,1	1,3	1,9	1,4
	$\frac{II}{III}$	2,0	4,5	8,0	1,0	10,0	9,0	3,0	6,0	7,0	4,5
КК	$\frac{I}{III}$	0,8	1,4	3,0	0,6	4,9	1,1	1,5	1,3	3,9	1,5
	$\frac{II}{III}$	2,0	4,0	8,0	1,0	10,0	3,0	4,0	5,0	9,0	6,0
Сумма рангов	7,5	10,5	24,0	7,0	27,0	13,0	19,0	14,5	25,0	16,5	
Средний ранг	2	3	8	1	10	4	7	5	9	6	

**Таблица 21**

**Величина отношений средних содержаний элементов-спутников (г/т) к среднему содержанию золота (усл.ед) в первичных ореолах рудного тела № 1**

<i>Сечение</i>	<i>W:Au</i>	<i>Cu:Au</i>	<i>Mo:Au</i>	<i>As:Au</i>	<i>Sn:Au</i>	<i>Pb:Au</i>	<i>Ag:Au</i>	<i>Sb:Au</i>	<i>Zn:Au</i>
I	128,4	138,2	2,2	3421,0	8,4	55,7	2,3	79,0	181,3
II	126,8	96,7	2,0	1816,3	20,8	37,5	2,3	34,7	152,3
III	203,2	60,2	4,9	625,4	9,3	45,7	2,2	25,3	151,7
КК	0,6	2,3	0,5	5,5	0,9	1,2	1,1	3,1	1,2

По возрастающим суммам порядковых номеров в частных рядах (табл.22) и по наклону усредняющих линий, можно наметить следующий ряд вертикальной геохимической зональности ореолов (снизу вверх):

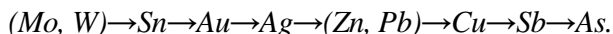


Таблица 22

**Величины нормированных значение средних содержаний и показателя зональности золота и элементов-спутников на различных уровнях ореолов (снизу вверх)**

Элемент	$K_H$	Нормированные значения средних содержаний			Показатель зональности		
		Поверхность	р.16-р.17	скв. 51а	Поверхность	р.16-р.17	скв.51а
<i>Sn</i>	100	561	1516	493	0,02	<u>0,06</u>	0,03
<i>Mo</i>	1000	1500	1490	2600	0,05	0,05	<u>0,14</u>
<i>W</i>	10	860	926	1077	0,03	0,03	<u>0,06</u>
<i>Au</i>	10000	6700	7300	5300	0,21	0,26	<u>0,28</u>
<i>Cu</i>	100	9260	7061	3190	<u>0,29</u>	0,26	0,17
<i>Zn</i>	10	1214	1112	304	0,03	0,04	<u>0,04</u>
<i>Pb</i>	100	3733	2738	2420	0,12	0,10	<u>0,13</u>
<i>Ag</i>	1000	1570	1680	1170	0,05	0,06	0,06
<i>Sb</i>	1	1626	1326	331	<u>0,05</u>	0,05	0,02

*Примечание. Подчеркнуты максимальные для каждого из элементов значения показателя зональности.*

Для определения в этом ряду более точного местоположения *Zn*, *Pb* и *Ag* используем величины показателей зональности (табл.23), по которым можно составить следующий ряд:

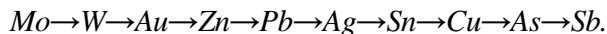


Таблица 23

**Результаты сравнения характера распределения *Au*  
и элементов-спутников**

<i>Уровни</i>	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>As</i>	<i>W</i>	<i>Sb</i>	<i>Cu</i>	<i>Pb</i>	<i>Zn</i>	<i>Mo</i>	<i>Sn</i>
<i>I-III</i>	24,1	21,4	68,9	24,7	74,3	45,5	7,6	54,0	7,9	58,9
<i>II-III</i>	17,3	13,7	38,4	17,6	65,9	45,0	29,7	43,0	8,5	57,4
<i>I-II</i>	2,01	10,9	20,1	35,1	6,4	22,4	7,8	1,0	8,01	43,9
<i>v</i>	4	4	5	4	6	5	4	5	3	3
$\chi^2$	9,49	9,49	11,07	9,45	12,59	11,07	9,49	11,07	7,8	7,8

*Примечание.* *v* - число степеней свободы;  $\chi^2$  - критерий согласия Пирсона.

Для выявления «надрудных» и «подрудных» элементов-индикаторов золотого оруденения нами дополнительно применен способ сопоставления частот встречаемости различных концентраций элементов (Абрамсон, Бондаренко, 1975). В результате выяснилось (табл.24), что между сечениями ореолов наблюдается резкое различие в характере распределения элементов, а именно: наиболее высокие концентрации *W*, *Mo* и, в меньшей степени *Sn*, тяготеют к более низким горизонтам рудной зоны, тогда как концентрации остальных элементов (в том числе и *Au*) по этому направлению в общем падают. Этот способ не позволяет установить ряд вертикальной зональности. Он позволил лишь разделить элементы на группу возрастающей с глубиной (*W*, *Mo*, *Sn*) и убывающей (*Au*, *Cu*, *Zn*, *Pb*, *Ag*, *As*, *Sb*) в том же направлении.

Как следует из всего выше изложенного, как по показателям зональности первого порядка, так и по способу градиентов (в верхнем сечении) и показателей зональности и изменчивости, в целом получаются малоустойчивые ряды зональности.

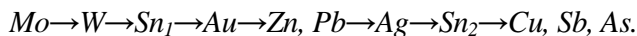


Таблица 24

Величины линейной продуктивности *Au* и элементов-спутников в рудном теле и коэффициент контрастности зональности рудного тела

Уровни ореолов	<i>Sn</i>	<i>W</i>	<i>Au</i>	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>	<i>Pb</i>	<i>Ag</i>	<i>Sb</i>	<i>As</i>	
<i>I</i>	3,8	747,0	199,3	121,0	1803,0	364,6	126,4	354,4	189985	
<i>II</i>	37,5	579,0	48,2	45,6	153,0	75,3	44,5	244,5	46080	
<i>III</i>	1,0	539,0	23,8	1,0	56,2	82,9	16,5	17,6	5170	
Частные коэффициенты контрастности	$\frac{I}{III}$	3,8	1,4	8,4	121,0	32,1	4,4	7,7	20,1	36,7
	$\frac{II}{III}$	37,5	1,1	2,0	45,6	2,7	0,9	2,7	13,9	8,9
	$\frac{I}{II}$	0,1	1,3	4,1	2,7	11,8	4,8	2,8	1,4	4,1

Наиболее надежным представляется нам ряд вертикальной зональности ореолов, полученный по способам сравнения средних содержаний элементов-индикаторов и показателей зональности. По этим данным, обобщенный ряд вертикальной геохимической зональности эндогенных ореолов исследуемого месторождения выглядит следующим образом:



Положение *Au* и элементов-спутников в данном ряду зональности за немногими исключениями (место *Cu* после *Zn*) соответствует универсальному ряду прямой вертикальной геохимической зональности гидротермальных месторождений любого метального состава (Овчинников, Григорян, 1970). Высокое положение *Cu* и *Zn* в ряде зональности обусловлено, по-видимому, многообразием форм их нахождения в ореолах. Вероятно, *Cu* и *Sn* кроме соответственно халькопирита и касситерита, обнаруженные в рудах, находятся в ореолах и в иной форме.

Поведение рудообразующих элементов в ореолах достаточно наглядно прослеживается и при рассмотрении геохимических спектров ряда сечений ореолов (рис.9-10). Как видно, вдоль паде-

ния ореолов рудной зоны № 1 наблюдается монотонный рост концентраций *W* и *Mo* и падения средних концентраций *Sn*. Дефицит концентрации отмечают для *Cu*, *Zn*, *Pb*, *Ag*, *Sb*, *As*. Такое поведение элементов, по существу, является отражением вертикальной зональности ореолов.

При анализе геохимических спектров поперечных сечений (рис.9-10) представляющие рудное тело № 1 выяснилось, что по этому вектору также элементы четко разделяются на две группы:

В первую группу входят *Sn*, *W*, *As*, *Sb*, концентрирующиеся в средней части ореолов. По фланговым ореолам их среднее содержание более низкое. Интересно, что в тех же направлениях уменьшается и суммарная мощность рудного тела. Поэтому можно считать, что распределение этой группы элементов зависит от мощности рудного тела. Изложенное наглядно доказывается графиками зависимостей параметров ореолов и рудного тела.

Во- вторую группу входят *Mo*, *Cu*, *Pb*, *Zn* и *Ag*. Распределение этих элементов по простиранию ореолов крайне сложное: зоны высоких их концентраций неравномерно чередуются с зонами более низких содержаний.

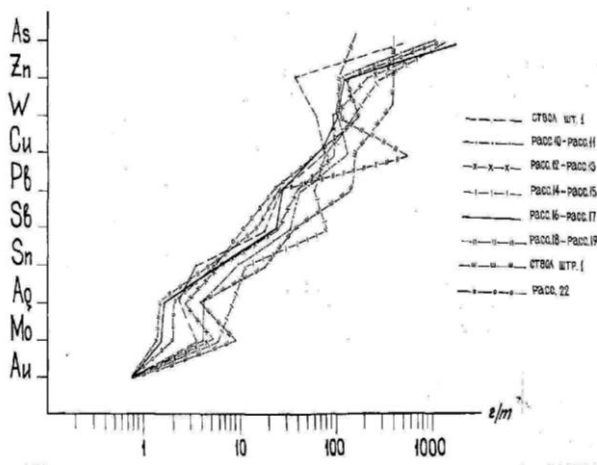
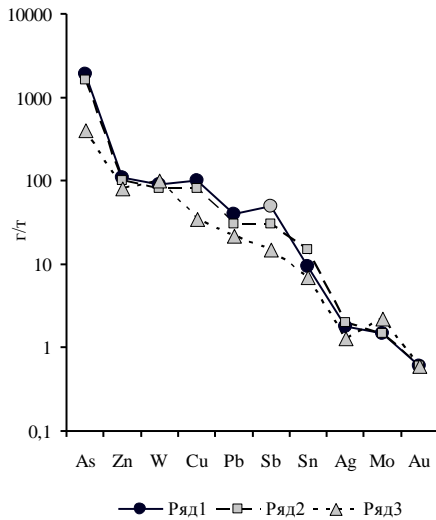
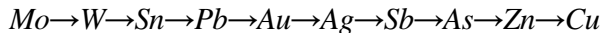


Рис.9. Геохимические спектры сечений I-VII.



**Рис.10. Геохимические спектры I,II,III сечений**

Известно, что зональность первичных ореолов отражает зональность рудных тел. Вертикальная зональность рудного тела № 1 выявлена нами в тех же сечениях. Из анализа таблиц 24, 25 вытекает наличие в рудном теле вертикальной зональности, которая выглядит следующим образом:



Высокое положение *Zn* и *Cu* в этом ряде вертикальной зональности элементов обусловлено, вероятно, наложением низкотемпературной минерализации (*Cu*, *Zn*, *Pb*) на более раннюю высокотемпературную (*Sn*, *W*, *Au*, *As*).

Установленный ряд вертикальной зональности эндогенных ореолов и оруденения является в своей основе зональностью отложения (по Ю.А.Билибину, 1961), несколько осложненная пульсационной зональностью.

Таблица 25

**Величины отношения линейных продуктивностей элементов  
к линейной продуктивности Au в рудном теле**

<i>Уровни ореолов</i>	<i>Sn:Au</i>	<i>W:Au</i>	<i>Cu:Au</i>	<i>Zn:Au</i>	<i>Pb:Au</i>	<i>Ag:Au</i>	<i>Sb:Au</i>	<i>As:Au</i>
I Поверх- ность	0,02	3,9	0,6	9,1	1,8	0,6	1,8	903,0
II расc.16-17	0,8	12,0	1,0	3,2	1,6	0,9	5,1	956,0
III скв.51а	-	22,7	-	2,4	3,5	0,7	0,7	217,8

Вышеизложенное подтверждается фактом о многостадийности образования месторождения (Хасанов, Мамадвафоев и др., 1978). Установленная прямая вертикальная зональность ореолов и оруденения, как видно, практически совпадает с последовательностью выпадения концентраций элементов вокруг охлаждающихся интрузивов (Ферсман, 1937) и с единой вертикальной зональностью эндогенных ореолов месторождений различных минеральных типов (Овчинников, Григорян, 1970). Отсюда следует некоторый параллелизм между упругостью паров ореолообразующих элементов или их сернистых соединений (Ферсман, 1937, стр.286) и положением последних в вертикальном сечении эндогенных ореолов. Однако эти соображения должны приниматься как предварительные, так как существуют и другие факторы, оказывающие влияние на местное распределение элементов.

Приведенные выше результирующие ряды вертикальной зональности первичных ореолов и оруденения Пакрутского месторождения, отвечающие типу зональности отложения (Билибин, 1961), определяются вероятнее всего относительной термодинамической устойчивостью комплексных соединений, в форме которых осуществляется миграция рудогенных элементов в постмагматических растворах (Барнс, Чаманский, 1970; Хельгесон, 1967; Онтюев, 1974; Овчинников, Григорян, 1970; и

др.). Поэтому можно считать, что отмечаемый на месторождении факт взаимного пересечения минеральных ассоциаций выделяемых стадий минерализации является «...скорее всего результатом пространственной, нежели временной дифференциации единого рудообразующего раствора» (Беус, Григорян, 1973; стр. 129), поступающего непрерывно на фоне всплеск трещинообразования. Об этом может свидетельствовать наблюдаемая в районе исследуемого месторождения вертикальная зональность различных типов сульфидного оруденения, находящихся в парагенетической связи с золотым оруденением. Так, в направлении с юго-запада на северо-восток имеет место смена малосульфидной кварц-золоторудной минерализации (месторождение Пакрут; абсолютные высоты 2200-2400 м) на кварц-золото-полиметальной (рудопроявление Руфигар; 2400-3200 м) и далее, на кварц-полиметально-антимонитовой (рудопроявление Кальтакуль; 2700-31 м) и наконец, - на мономинеральной ртутной (рудопроявление Захоб; около 4200 м).

Минералогические исследования указывают на большое сходство вещественного состава перечисленных проявлений.

Прежде всего, это касается месторождения Пакрут и рудопроявления Руфигар. Последний расположен в 2-3 км восточнее Пакрутского месторождения. Здесь золото в виде примеси в количестве 10 г/т, устанавливается в арсенопирите, пирите, антимоните, кварце, церрусите и скородите. Кроме того, отмечается и самородное золото. Обращается внимание, что количество сульфидных минералов здесь заметно больше, чем на месторождении Пакрут. К тому же возрастает роль более низкотемпературных соединений, в частности, антимонита. Поэтому, видимо, не случаен тот факт, что восточнее от данного рудопроявления, на расстоянии около 2-х км, располагается сурьмяное рудопроявление (рудопроявление Кальтакуль). Здесь на абсолютных высотах 2700-3100 м среди тех же кварцево-хлорит-серицитовых сланцев ордовика отмечаются кварц-антимонитовые жилы, несущие аномаль-

ные содержания ртути (20-25 г/т). Жилы ориентированы в субширотном направлении, мощность отдельных жил достигает 0,8-1 м, при протяженности до 20 м. Содержание сурьмы в жилах варьирует от 2-3 до 22%.

Аналогичные сурьмяные с полиметаллами жилы и линзы отмечаются в 3-х км к западу от развалины Руфигар, в бассейне р. Чарби-Дара. Кварц-антимонит-полиметалльные (кварц-сульфидные) жилы и линзы отмечаются на гипсометрическом уровне 3100 м, т.е. на тех же высотных уровнях, что и сурьмяное рудопроявление Кальтакуль. Минеральный состав жил прост. Помимо преобладающего кварца (30-35% массы жил и линз) присутствуют также халькопирит, сфалерит, галенит и антимонит. Выделяются как секущие, так и согласные жилы и линзы. В секущих кварц-полиметалльных жилах и прожилках содержание сурьмы достигает 0,25-0,30%, а ртути- 20-50 г/т. В согласных кварц-полиметалльных линзах содержание сурьмы составляет (в %): 1,2-0,4, свинца- 0,32-9,21, а цинка- 0,13-7,4. Размеры отдельных линз составляют 2x15 м.

Собственно полиметаллическое (кварц-полиметаллическое) оруденение гипсометрически занимают промежуточное положение между проявлениями кварц-сульфидно-золотого оруденения с одной стороны (месторождение Пакрут) и кварц-полиметалльно-антимонитовыми (рудопроявление Кальтакуль) и кварц-антимонитовыми (рудопроявление Чарби-Дара) жилами - с другой стороны. Оно известно на правом берегу р. Сардаи Миена, восточнее развалины Руфигар, в сае «Рудном» (рудопроявление «сай Рудный»). Кварц-полиметаллические (халькопирит, галенит, сфалерит) жилы здесь содержат аномальные количества Ag. Так, в галените устанавливается Ag в количестве 600 г/т.

Легко заметить, что по вещественному составу все перечисленные рудопроявления обнаруживают тесную парагенетическую связь. Последняя подтверждается и фактором структурного контроля оруденения: все перечисленные рудопроявления приурочены к южному крылу Кальтакульской антиклинали и контролируются

ются зоной Гиссаро-Каратегинского разлома. К этой же зоне, несколько северо-восточнее, в 7-8 км от сурьмяного рудопроявления Кальтакуль, приурочено ртутное рудопроявление Захоб. Последнее находится на гипсометрическом уровне около 4200 м.

Таким образом, в районе Пакрутского месторождения намечается отчетливая вертикальная зональность оруденений. Разобщенность по площади продуктов отдельных стадий единого процесса рудообразования обусловлена очевидно различием в уровне эрозионного среза отдельных участков района. Последний закономерно возрастает в направлении с востока (северо-востока) на запад (юго-запад), т.е. при переходе от ртутного рудопроявления Захоб к сурьмяному рудопроявлению Кальтакуль и далее, к золото-сульфидно-антимонитовому рудопроявлению Руфигар и, наконец, к рудопроявлению золота Пакрут.

Изложенный выше материал по вертикальной зональности первичных ореолов кварцево-сульфидно-золоторудного месторождения Пакрут, а также вертикальной зональности оруденения в районе данного месторождения с несомненностью свидетельствует о смене с глубиной в пределах единой структуры низкотемпературной сульфидной минерализации (*Sb*, *Hg*) на более высокотемпературную, несущую промышленные концентрации золота (рудопроявление золота Руфигар, месторождение Пакрут). Исходя из изложенного, к числу перспективных на золото площадей следует отнести рудопроявления золото Руфигар и рудопроявление сурьмы Кальтакуль, на глубоких горизонтах которых возможно обнаружение промышленной золотой минерализации.

В заключении можно отметить следующие основные выводы:

1. Исследуемое месторождение относится к кварц-сульфидно-золоторудной формации (по классификации М.И.Петровской (1973)) и по возрасту предположительно относится к позднему палеозою- раннему мезозою ( $P_2-T_1$ ).

2. По температурным условиям образования месторождение относится к разряду средне-низкотемпературных золоторудных формаций.

3. Изучение эндогенных ореолов рассеяния данного месторождения позволили выявить элементы-индикаторы золотого оруденения, которые могут быть использованы при интерпретации геохимических ореолов. Установлено, что для надрудных ореолов характерны более высокие коэффициенты контрастности  $A_s$  и  $S_b$ , а для подрудных ореолов-  $W$ ,  $Mo$ ,  $Sn$ . Эти особенности вертикальной зональности ореолов могут быть использованы на практике при оценке уровня эрозионного среза вновь выявленных золоторудных тел.

4. В районе Пакрутского месторождения выявлена вертикальная зональность оруденения: смена с глубиной монометальной ртутной минерализации (рудопроявление Захоб) на сурьмяной (рудопроявление Кальтакуль), золото-полисульфидной с антимонитом (рудопроявление Руфигар) и наконец, из малосульфидной кварц-золотой (рудопроявление Пакрут). Используя эту закономерность можно по-новому оценить перспективы золотого оруденения на рудопроявлениях Кальтакуль и Руфигар и всего района месторождения Пакрут.

\* \*  
\*



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и анализ проведенных исследований с учетом литературных и фондовых материалов позволяет сделать следующие выводы.

1. На основе детального петрохимического и кристаллооптического исследования впервые получены сведения о петрографическом типе и петрохимических особенностях дайковых образований бассейнов рр.Пакрут и Кальтакуль. Наиболее подробно изучены породы лампрофирового ряда, показана их принадлежность к группе субщелочных габброидно-базальтоидов (мончикит-камптонитов).

По петрохимическим особенностям субщелочные габброиды-базальтоиды занимают промежуточное положение между средними типами мончикитов и камптонитов и обнаруживают тесную петрохимическую связь с щелочно-известковыми ассоциациями трахибазальт-трахидолеритового ряда.

Геохимическими исследованиями установлена отчетливая обедненность камптонит-мончикитов в отношении «базальтоидных элементов и обогащенность их гранитофильными (литофильными) элементами (*W, Be, Ba, Pb, As*), а также сидерофильным золотом. Эта особенность субщелочных габброидов – базальтоидов как бы в миниатюре отражает главнейшие геохимические особенности однотипных лампрофиров Южного Гиссара в целом и, следовательно, характеризуется первично-магматическими чертами их геохимии.

Установлена тесная пространственная и структурная связь даек камптонит-мончикитов и кварцево-сульфидно-золоторудной минерализации района, что может свидетельствовать, по-видимому, об их парагенетической связи.

Впервые получены наиболее детальные геологические, петрографические, петрохимические, акцессорно-минеральные и геохимические сведения о трубке взрыва пикритового состава бассейна р.Кальтакуль; охарактеризованы петрографические, пет-

рохимические и геохимические особенности глубинных (мантийных) нодулей пироксенитов и оливиновых пироксенитов, отмечаемых среди пород трубок взрыва; обращается внимание на кремневый и углекислотный метасоматоз нодулей пироксенитов- их габброизации и диоритизации; показано распределение по разрезу нодулей пироксенитов щелочных элементов и золото; дано геохимическое сопоставление исследуемых включений пироксенитов с однотипными включениями из алмазоносных кимберлитовых трубок. Показано, что сравнительно более высокое содержание *K*, *Na* и *Au* в краевых частях крупных нодулей пироксенитов (по сравнению с центральными их частями), сопоставимое с их содержанием в более мелких однотипных нодулях является результатом взаимодействия на глубинных (мантийных) включений вмещающей пикритовой магмы. Наличие во вмещающих нодулях эруптивных брекчиях пикритового состава аксессуарного золота может свидетельствовать о парагенетической связи с субщелочными базальтоидами района кварцево-сульфидно-золоторудной минерализации.

2. Кварцево-сульфидно-золоторудное оруденение месторождения Пакрут обнаруживает тесную пространственную и структурную связь с камптонит-мончикитовыми дайками и контролируется зоной Гиссаро-Каратегинского разлома (Графитовым разломом). Оруденение сформировано в поздней перми (по А.Х.Хасанову – на границе триаса и юры), в ходе трех последовательных стадий минерализации; по условиям образования руды относятся к средне-низкотемпературным, сформировавшимся на малых глубинах, и, по классификации Н.Б.Петровской (1973), соответствуют малосульфидной кварц-золоторудной формации.

Исследованиями первичных ореолов и рудных тел на месторождении впервые установлена вертикальная зональность ореолов и оруденения и намечены элементы-индикаторы «надрудных» и «подрудных» зон. Установлено, что для верхних частей рудных зон и первичных ореолов характерными элементами-индикаторами являются *Cu*, *Sb*, *As* (*Hg*), продуктивности и средние содержания которых с глубиной падают, а для нижних частей (сечений) ореолов и рудных тел наиболее типичны *Mo*, *W*,

*Сп.* Содержания и продуктивности, последних с глубиной, наоборот, растут. Полученные закономерности, подробно изложенные в работе, могут быть использованы на практике при оценке уровня эрозионного среза вновь выявленных золоторудных зон.

Поскольку в районе месторождения Пакрут имеет место вертикальная зональность оруденения – смена с глубиной монометальной ртутной минерализации (рудопроявление Захоб) на сурьмяной (рудопроявление Кальтакуль), золото-полисульфидной с антимонитом (рудопроявление Руфигар) и, наконец, на мало-сульфидной кварц-золоторудной (месторождение Пакрут), к числу перспективных на золотое оруденение участков следует отнести глубинные горизонты месторождения Пакрут, рудопроявления Руфигар и Кальтакуль, на глубоких горизонтах которых высока вероятность обнаружения промышленной минерализации.

\* \*  
\*

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамсон Г.Я., Бондаренко Н.В. К вопросу о выявлении элементов-индикаторов молибденового оруденения/Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. Москва: Изд-во АН СССР, 1973.
- Айвазян С.А. Статистическое исследование зависимостей. Москва: Металлургиздат, 1968.
- Арапов Ю.А. Основные черты истории геологического развития, вулканизма и металлогении Алайской горной системы// Тр. ВСЕГЕИ, 1953.-№ 10.
- Бадалов С.Т. О единстве источников породобразующих компонентов при образовании их природных концентраций/Геохронология и проблемы рудообразования. Москва, 1977.
- Бадалов С.Т. О причинах концентрации золота в сульфидных минералах//Узб. геол. журнал, 1972.- № 1.
- Бадалова Р.П., Бадалов С.Т. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях//Узб. геол. журнал, 1964.- № 5.
- Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В., Брейвинская В.М., Кутенец В.А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе: Дониш, 1970.
- Баратов Р.Б., Лутков В.С., Мельниченко А.К. и др. О раннепермской дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань)//ДАН Тадж.ССР, 1974.- Т. XVII.- № 6.
- Барнс Г.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных элементов/Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Москва: Мир, 1970.
- Беус А.А., Григорян С.Б. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Москва: Недра, 1975.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений//ЗВМО, 1961.-Ч. LXXX, № 2.
- Бондаренко В.Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. Москва: Недра, 1967.
- Брейвинская В.М. Геолого-петрографическая характеристика субщелочных габброидных и базальтоидных пород трубок взрыва Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Автореф. дисс..., канд. геол.-мин. н., Душанбе, 1969.
- Брейвинская В.М., Капков Ю.Н., Мамадвафоев М.М. Геохимические особенности малых интрузий и экструзивных образований щелочно-ультраосновного и базальтоидного состава Южного Гиссара//Зап. ЛГИ, 1974.- Т. LXIV, Вып. 2.
- Брейвинская В.М., Файзиев А.Р. К вопросу о возрасте пикритовых порфиритов Южного Гиссара//Докл. АН Тадж.ССР, 1965.-Т. 8.-№ 10.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре//Геохимия, 1956.-№ 1.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. МГК, 1955.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры//Геохимия, 1962.-№ 7.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Москва: Изд. АН СССР, 1959.
- Виноградов П.Д. О некоторых формах проявлений тектоники в Цен-

тральном Таджикистане//Изв.геол.-хим. и техн. Наук АН Тадж.ССР, 1963.-Вып.1 (10).

Вистелиус А.В. О функциях распределения фосфора в гранитоидах Швейцарии, Гвианы, Экваториальной Африки//ДАН СССР, 1963.-Т. 152.-№ 6.

Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д. и др. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. Москва: Наука, 1973.

Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндеогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Москва: Недра, 1968.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм/Петрология верхней мантии. Москва: Мир, 1968.

Дубов Р.И. Оценка размеров геохимических ореолов и подвижности химических элементов/Математические методы геохимических исследований. Москва: Наука, 1966.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Ленинград: Недра, 1983.

Каблуков А.Д., Вертепов Г.И. Ореолы рассеяния элементов вокруг урановых рудных тел//Геология рудных мний, 1960.-№ 22.

Капков Ю.Н., Мамадвафов М.М. Геохимические особенности формации субщелочных ультраосновных и базальтоидных пород Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань) и некоторые аспекты ее металлогении/Тезисы республиканской конференции молодых ученых. Душанбе, 1977.

Коробушкин И.М. О форме нахождения «тонкодисперсного» золота в пирите и арсенопирите//Изв. АН СССР, 1970.-Т.192.- № 5.

Клеппенштейн В.Я., Масумов А.С. и др. О верхней возрастной границе варисийского магматизма в Тянь-Шане//Узб.геол. журнал, 1976.-№ 1.

Королева Н.Н. О связи величины серебрено-золотого отношения с минеральными ассоциациями//Геохимия, 1971.-№ 3.

Куголин В.А. Статистическое изучение химизма базальтоидов разных формаций. Москва: Наука, 1969.

Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И. К вопросу о возрасте ягнобских сланцев/Новые данные по геологии Таджикистана. Вып.2. Душанбе, 1973.

Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И., Лелешус В.Л. и др. Силурийская система. Кн. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.

Мадалиев Н.М. Материалы по геологии сурьмяного месторождения Уч-Кадо (Гиссарский хребет)//Изв. АН Тадж.ССР. Отд. физ.мат.и геол.-хим. Наук. 1961.-Вып. 1 (3).

Мамадвафов М.М., Хасанов А.Х. Субщелочные оливиновые долериты Ягноб-Руфигарского дайкового поля (Зеравшано-Гиссарская зона)/ Тез. докл. научно-теорет.конф. ТГУ, 1993.

Марковский А.П. Зеравшано-Гиссарская горная область/Тр.ППЭ, 1935, Москва: Изд.АН СССР, 1937.

Мушкин В.И., Брейвинская В.М. Об анальцимовых диабазах южного склона Гиссарского хребта и некоторых родственных им породах/Вопросы геологии Таджикистана. Т.ХХ1Х, Вып.2. Душанбе, 1965.

Новикова Т.И. О находке самородного золота в ртутном рудопроявлении Зархок//ДАН Тадж.ССР, 1965.-Т.8.- № 8.

Новикова Т.И., Вазиров К.В. Проявление базальтоидного вулканизма на флангах месторождения Кончоч и отношение к нему сурьмяно-ртутного оруденения//ДАН Тадж.ССР, 1975.-Т.ХVIII.-№ 1.

Нюппенен Т.И. О первичных ореолах одного из сульфидных медно-

никелевых месторождений северо-запада Кольского полуострова//Зап.ЛГИ, 1966.-Т.51, Вып. 2.

Обручев В.А. Рудные месторождения. Москва-Ленинград, 1929.

Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строение первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений/Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. П сессия, Иркутск, 1970.

Овчинников С.К., Тарасенко А.Т. Геологическое строение южной половины трапеции J-42-43, южная часть Западного Каратегина (Таджикистан). Сталинабад, 1948.

Онтоев Д.О. Условия и главнейшие факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях/Зональность гидротермальных месторождений. Т. 2, Москва, 1974.

Палей Л.З., Шер С.Д. Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана/Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9, Москва, 1970.

Петровская Н.Б. Самородное золото. Москва, 1973.

Поликарпочкин В.В. и др. Зональность гидротермальных месторождений, как основа поисков глубокозалегающих рудных тел/Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. П сессия, Иркутск, 1970.

Пустыльник Е.Н. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. Москва: Наука, 1968.

Разумовский Н.К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности//Записки ЛГИ, 1948.-Т.20.

Родионов Д.А. Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. Москва: Наука, 1964.

Розинов М.И. К вопросу о возрасте сурьмяно-ртутной минерализации Зеравшано-Гиссарского ртутного пояса (Гянь-Шань)/Геология рудных месторождений. 1970.-Т.ХП.- № 1.

Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Ленинград: Недра, 1963.

Смирнов В.И., Дунин-Барковский В.Н. Курс теории вероятностей и математической статистики. Москва: Наука, 1965.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Ленинград: Недра, 1970.

Сочиванов Н.Н., Каблуков А.Д., Боголюбов А.Н. и др. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений. Москва: Недра, 1964.

Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. Москва: Недра, 1978.

Таджибеков М. Важнейшие закономерности геологического строения и история формирования внутригорных впадин Юго-Восточного Средней Азии на новейшем этапе. Автореф... дисс..., канд.геол.-мин.н., Алматы, 2006.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977.

Тейлор С. Геохимия андезитов//Распространенность элементов в земной коре. Москва, 1972.

Угаров В.А., Смыслов А.А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород. Тр.ВСЕГЕИ, Т. 164, Ленинград: Недра 1968.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т.Ш. Москва: Госхимиздат, 1933.

Ферсман А.Е. Геохимия. Избранные тр. 1У. Москва: Изд-во АН СССР, 1959.

Хасанов А.Х. Возраст и особенности генезиса эпitherмальных месторождений Гиссаро-Алая в связи с общей последовательностью рудно-метасоматических формаций//ДАН СССР, 1976.-Т.228.

Хасанов А.Х. Геотектонические условия образования субщелочно-базальтоидных трубок взрыва в складчатых областях (на примере Гиссаро-Алая)//ДАН СССР, 1972.-Т.204.

Хасанов А.Х. Краткая геолого-петрографическая характеристика интрузивных образований Гиссаро-Алая/Вопросы геологии Таджикистана, вып. 1У. Душанбе: Изд-во ТГУ, 1975.

Хасанов А.Х. Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976а.

Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Ефименко В.Н. и др. Новые данные о геологии и возрасте кварц-золоторудного рудопроявления Гиссарского хребта//Изв. АН Тадж.ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим.наук. 1978.-№ 4 (70).

Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Низов А.С. Вертикальная зональность эндогенных ореолов на одном из золоторудных проявлений и ее использование при поисках и разведке//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.мат., геол. и хим. н., 1983.- № 4(90).

Хельгесон Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Москва: Мир, 1967.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Москва: Госгеолтехиздат, 1957.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. Москва: Недра, 1965.

Шевкаленко В.Л. О практическом значении Ag/Au-го отношения в рудах

месторождения Школьное (Северный Таджикистан)//ДАН Узб.ССР, 1971.-Т.3.

Шевкаленко В.Л. Пробность золота и Ag/Au-е отношение на месторождении Школьное//Изв. АН Тадж.ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим.наук, 1971.- № 1.

Щербина В.В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au//Геохимия, 1956.-№ 1.

Юфа Г.Я., Гурвич Ю.М. Применение медианы квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля//Геохимия, 1964.- № 8.

Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы/Кора и верхняя мантия Земли (Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК, Проблема № 1). Москва, 1968.

Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов/Химия земной коры. Москва: Наука, 1965.-Т.II.

Ahrens L.X. The Lognormal distribution of elements // Geohim. et Cosmochim. Acta, V 6. № 2/3, V 5, № 2, 1954. P. 191–197.

Aubrey K.V. Frequency distribution of elements in igneous rocks // Geohim. et Cosmochim. Acta, V 9. № 1/2. 1956. P. 30–47.

Jisba Z.V. Frequency distribution of elements in igneous rocks // Geohim. et Cosmochim. Acta, 1959. V 16. № 1/3. P.79–82.

Rogers J.J.W., Adams J.A.S. Lognormality of thorium Concentration in the Conway Granite // Geohim. et Cosmochim. Acta. № 7. V 27. 1963. P.775–787.

Shaw D.M. Elements distribution laws in geochemistry // Geohim. et Cosmochim. Acta.1961. V 23. № 1-2. P.49–54.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА .....	7
Глава 2. МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ .....	18
2.1. Методика отбора и анализа проб .....	18
Глава 3. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ТРУБОК ВЗРЫВА ВОСТОЧНОГО ГИССАРА .....	29
3.1. Общие замечания .....	29
3.2. Геолого-петрографическая характеристика даек .....	30
3.4. Геохимические особенности и генезис камптонит-мончикитовых даек .....	44
3.5. Геолого-петрографическая характеристика и петро-геохимические особенности трубок взрыва пикритового состава .....	48
Глава 4. УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ .....	62
4.2. Первичные ореолы рассеяния кварцево-сульфидно-золоторудных жил Пакрутского месторождения .....	68
а. Общие замечания .....	68
б. Описание первичных геохимических ореолов .....	71
в. О возможных формах нахождения элементов в первичных ореолах .....	76
г. О $Ag/Au$ отношении .....	79
д. Вертикальная зональность первичных ореолов .....	81
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	96
ЛИТЕРАТУРА .....	99



Тематический план выпуска изданий  
НПЦ «НЕДРА» в 2008 г. (монографии)

Научное издание

Мамадвафоев М.М., Ниезов А.С.,  
Хасанов А.Х., Кривощескова Н.И.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ ДАЕК И ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Монография печатается в авторской редакции

---

Научный редактор  
Мамадвафоев М.М.

Утверждено в печати  
НТС Научно-производственным центра «НЕДРА»

Редакторы Мамадвафоев М.М., Мамаджанов Ю.  
Компьютерная верстка Г.И.Обертинская

---

Подписано к печати 12.12.08.  
Формат 70х100/16. Бумага тип. № 2.  
Печ.л.12,25. Уч.-изд.л. 9,10. Тираж 200 экз. Заказ 94

---

Душанбе, 33, 7-й км Айнинского шоссе, зд.2.  
Типография «Недра»

