

Министерство природных ресурсов Российской Федерации

Специализированный центр по геологоразведочным работам на уран

(СЦ "Геологоразведка")

ГП "Сосновгеология"

Экспедиция 324

*Л.П.Ищукова, Ю.А.Игошин, Б.В.Авдеев, Г.Н.Губкин,
Ю.А.Филипченко, А.И.Попова, В.П.Рогова,
М.Ф.Макушин, Б.Н.Хоментовский, Э.К.Спирин*

**ГЕОЛОГИЯ УРУЛЮНГУЕВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
И МОЛИБДЕН-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля / Л.П.Ищуква, Ю.А.Игошин, Б.В.Авдеев и др. — М., ЗАО "Геоинформ-марк", 1998.

Монография является первым полным обобщением материалов по геологическому строению крупномасштабных молибден-урановых месторождений, локализованных в Стрельцовской вулканотектонической кальдере в Юго-Восточном Забайкалье, и служит научным пособием и справочным материалом для геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением месторождений.

Утверждено к печати Специализированным центром по геологоразведочным работам на уран.

Под общей редакцией докт. геол.-минер. наук Л.П.Ищуквой и канд. геол.-минер. наук С.С.Наумова

Редакционная коллегия:

*доктор геол.-минер. наук Л.П.Ищуква, доктор геол.-минер. наук Г.Б.Наумов,
кандидат геол.-минер. наук И.В.Сычев, доктор геол.-минер. наук И.С.Модников,
доктор геол.-минер. наук И.В.Мельников, кандидат геол.-минер. наук М.Н.Кандинов*

*Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений
Стрельцовского рудного поля*

Редактор Г.Г.Дружков

*Технический редактор М.К.Кузьмина
Корректор Х.Х.Калимулина*

Подписано в печать с оригинал-макета 23.11.98

Формат 60 X90/8

Усл.печ.л. 65,5

Тираж 60 экз.

ЗАО "Геоинформмарк". 109172, Москва, ул.Гончарная, 38. Тел.ред. 915-60-84

Бумага картографическая

Усл.кр.-отг. 70,0

Заказ 89

Печать офсетная

Уч.-изд.л. 58,8

61. *Хасин Р.А.* Основные черты эволюции магматизма Монголии. В кн.: Магматизм и металлогения МНР. — М.: Наука, 1971. — С.7-40.
62. *Шатков Г.А.* Позднемезозойские вулканогенно-осадочные формации и возраст уранового оруденения Приаргуны (Восточное Забайкалье). В кн.: Геологические особенности месторождений урана СССР, связанных с вулканогенно-интрузивными формациями. ВСЕГЕИ, 1967.
63. *Шаткова Л.Н., Шатков Г.А.* О возможном источнике рудного вещества уран-флюоритовых месторождений // Геология рудных месторождений. — М., 1973. — № 4. — С.36-44.
64. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. — Л.: Недра, 1968.
65. *Яковлев П.Д.* Структурные типы месторождений молибден-урановой формации // Изв.АН СССР, сер.геол. — 1970. — № 8.
66. *Тетерин Ю.А., Кулаков В.И., Баев А.С., Невзоров Н.Б., Мельков И.В., Стрельцов В.А.* Изучение степени окисления урана в настуранах методом РСС // ДАН СССР. Т.255. — 1980. — № 2.

Содержание

Предисловие	3
Введение	4
Общие черты геологического строения Урулюнгуевского района (Л.П.Ищукова)	7
Изученность района на радиоактивное сырье и история открытия месторождений СРП	7
Геотектоническое положение района	9
Глубинное строение Урулюнгуевского поднятия (Филипченко Ю.А.)	14
Краткие сведения о истории развития района	17
Геологическое строение района	18
Нижний структурный этаж	18
Метаморфические комплексы	18
Пликативные дислокации	24
Гранитоиды района	25
Верхний структурный этаж	28
Особенности состава и распространения осадочно-вулканогенных формаций	28
Особенности строения впадин	39
Типы вулканических построек и аппаратов	42
Тектонические нарушения периода позднемезозойской тектономагматической активизации	44
Особенности металлогении района	48
Ураноносность района	53
Общая схема гидротермальных процессов	55
Возраст оруденения	56
Геологическое строение Стрельцовского рудного поля	57
Общая характеристика	57
Геолого-структурная позиция Стрельцовской вулканотектонической кальдеры	60
Особенности объемного строения Тулукуевской впадины и ее фундамента по геофизическим и петрофизическим данным (Филипченко Ю.А.)	61
Нижний структурный этаж СВТС	66
Метаморфические комплексы	66
Метасоматические преобразования и петрохимические особенности раннепротерозойских пород	83
Гранитоиды	86
Петрохимические особенности палеозойских гранитоидов	95
Радиогеохимические и геохимические особенности метаморфических пород, продуктов гранитизации и постгранитизационных метасоматитов	98

Строение фундамента Стрельцовской кальдеры	109
Верхний структурный этаж	110
Геологический разрез	110
Радиогеохимическая и геохимическая характеристика вулканогенных пород Стрельцовской кальдеры	117
Особенности проявления мезозойского магматизма	119
Тектоника Стрельцовской кальдеры	121
Влияние физико-механических свойств пород на тектонические условия рудоотложения	121
Тектонические условия	123
Рудоносность Стрельцовского рудного поля	128
Общие сведения	128
Структурно-геологические позиции месторождений	130
Морфологические особенности месторождений и рудных тел	133
Пневмогидротермальные и гидротермальные изменения пород и первичные ореолы рассеяния	138
Распространение и формы ореолов измененных пород	138
Постгранитизационные высокотемпературные преобразования пород	140
Зональность высокотемпературных метасоматитов	149
Средне- и низкотемпературные гидротермальные преобразования пород и состав руд	150
Эпигенетические изменения	151
Среднетемпературные изменения	152
Низкотемпературные изменения и стадии рудообразующего процесса	152
Описание минералов	170
Сопутствующая минерализация в урановых рудах	176
Зональность ореолов изменений пород и оруденения	177
Зона гипергенеза	182
Геохимические особенности руд и ореолов измененных пород	183
Распределение элементов в рудах месторождений	183
Технологические свойства и показатели переработки руд месторождений СРП (Э.К.Спирин, М.Ф.Макушин)	190
Технологические свойства руд	190
Технологические показатели переработки руд Стрельцовской группы месторождений	190
Месторождения урана (Л.П.Ищукова, Ю.А.Игошин, Б.В.Авдеев, Г.Н.Губкин, А.М.Попова, В.П.Рогова, М.Ф.Макушин)	196
Стрельцовское	196
Антей	229
Широндукуйское и Восточно-Широндукуйское	242
Октябрьское	252
Лучистое	268
Мартовское	281
Тулукуевское	293
Юбилейное	312
Мало-Тулукуевское	322
Новогоднее	335
Весеннее	343
Юго-Западное	347
Красный Камень и Пятилетнее	353
Аргунское, Жерловое	367
Дальнее	390
Безречное	406
Полевое	408

Рудопроявления урана в пределах Стрельцовской вулканотектонической кальдеры	412
Другие полезные ископаемые в СРП (М.Ф.Макушин)	413
Месторождение флюорита Гозогор	413
Проявления фосфора, олова, полиметаллов	414
Результаты бурения глубоких скважин (Л.П.Ищукова)	416
Общие сведения	416
Методика исследования при бурении глубоких скважин	417
Геологическое строение Краснокаменского структурного узла	421
Геологический разрез по глубоким скважинам 1с, 2с, 10с, 11с, кустов I, IA	423
Химический состав пород	430
Тектоника	435
Преобразующие процессы	436
Рудная минерализация Краснокаменского структурного узла	437
Радиогеохимические и геохимические особенности Краснокаменско- го структурного узла	439
Геологическое строение Антейского структурного узла	444
Рудоносность участка	447
Фактический материал и петрологические признаки пород фундамен- та по глубоким скважинам Антейского куста II	448
Особенности тектонического строения глубоких уровней Антейского структурного узла	453
Преобразующие процессы	454
Высоко- и среднетемпературные гидротермальные преобразования	454
Низкотемпературные гидротермальные преобразования	455
Рудная минерализация	456
Радиогеохимические и геохимические особенности Антейского структурного узла	457
Термобарогеохимические особенности Антейского структурного узла	462
Особенности миграции и концентрации урана в гранитоидах в околоруд- ном пространстве Краснокаменского и Антейского структурных узлов по данным нейтронно-осколковой радиографии	465
Закономерности распределения изотопов кислорода и углерода в рудоносных зонах Краснокаменского и Антейского структурных узлов	476
Результаты интерпретации петрофизических и геофизических исследова- ний (Филипченко Ю.А.)	481
Термобарогеохимические особенности формирования месторождений СРП	484
Проявленность ураноносных вулканотектонических структур в термобарогеохимических полях	484
Физико-химические условия гидротермального рудообразования на месторождениях СРП	486
Динамика рудоносных растворов (Л.П.Ищукова)	490
Гидрогеологические условия Стрельцовского рудного поля (Макушин М.Ф.)	492
Объемная геолого-генетическая модель Стрельцовского рудного поля (М.Ф.Макушин)	495
Методика геолого-разведочных работ (Игошин Ю.А., Хоментовский Б.Н., Ищукова Л.П.)	503
Заключение	515
Список фондовой литературы	517
Список опубликованной литературы	522

Предисловие

В южной части Восточного Забайкалья, в пределах внутриконтинентального позднемезозойского вулканического пояса в вулканотектонической кальдере образовались уникальные молибден-урановые месторождения, открытые в 1963 г. и уже через несколько лет ставшие в ряд крупнейших месторождений мира. Эти месторождения локализованы в небольшом блоке земной коры площадью около 140 км² и содержат значительные запасы богатых руд.

Девятнадцать гидротермальных месторождений, представляющих единое Стрельцовское рудное поле, расположены в экономически освоенном горно-рудном районе, но в связи с тем, что руды практически не имеют выходов на дневную поверхность, залегают в основном в интервале глубин 150-800 м, открытие этих месторождений геологами происходило в течение 15 лет.

В настоящее время эти месторождения являются единственной базой добычи уранового сырья в России. Уже на следующий год после их открытия определились значительные масштабы оруденения и началась проходка первой разведочной шахты, а в 1966 г. промышленная значимость детально разведанного Стрельцовского месторождения была утверждена Государственной комиссией СССР по запасам. В 1968 г. началось строительство первых добычных рудников, перерабатывающего горно-химического предприятия и города Краснокаменска.

Всестороннее изучение геологических особенностей месторождений и района проводилось силами геологов экспедиции 324 ПГО "Сосновгеология" и научно-исследовательских институтов — ИГЕМ и ГЕОХИ АН СССР, ВИМС, ВСЕГЕИ, ЗабНИИ, а также специалистами Приаргунского горно-химического комбината. Разработаны и научно обоснованы поисковые критерии и признаки слабопроявленного на поверхности оруденения, позволявшие выявлять ежегодно одно-два новых месторождения, а также прогнозировать и успешно вести поиски новых урановорудных районов.

Важнейшие результаты, касающиеся генетических вопросов и особенностей строения подрудных уровней наиболее глубокозалегающих крупных месторождений — Аргунского и Антей, получены по данным бурения двух кустов глубоких скважин глубиной 2500-2670 м.

В монографии отражены различные, нередко противоречивые, точки зрения на источники рудного вещества.

Высокая концентрация урановых руд в небольшом вулканотектоническом сооружении (ВТС) вызвала необходимость выяснения особенностей формирования рудообразующих гидротермальных систем на основе изучения истории геологического развития района в целом, его глубинного строения и металлогенической специализации.

В монографии изложены особенности гранитообразования, тектоники, процессов позднемезозойской тектономагматической активизации — основной эпохи рудообразования. Значительный объем занимает описание геологического строения Стрельцовской кальдеры, особенностей проявления рудоподготовительных и рудосопровождающих процессов, дано развернутое описание всех 19-ти молибден-урановых месторождений и других рудных проявлений. Особый раздел посвящен результатам бурения глубоких скважин. Важной частью монографии является характеристика гидротермальных процессов, радиогеохимических и геохимических особенностей пород и руд. Доказательно изложены новейшие представления о необходимых геологических условиях формирования крупномасштабных урановых месторождений в палеовулканических структурах и фундаменте.

В работе использованы практически все геологические отчеты и публикации, отражающие огромный фактический материал и научные исследования. В процессе изучения месторождений применялись новейшие технологии и методики исследований рудного вещества и различных типов метасоматитов.

Монография является единственным первым полным обобщением всех аспектов геологического строения молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля и Урулюнгуевского района.

Л. П. Ищукова

Введение

Стрельцовское урановорудное поле находится в Юго-Восточном Забайкалье в Южном Приаргунье на юге Читинской области (Россия). По географическим условиям район легко доступный для проведения поисковых работ, характеризуется мелкосопочным рельефом, степным ландшафтом, но в связи с тем, что месторождения не имеют выходов на дневную поверхность, для их выявления потребовалось применение особых методик.

Месторождения Стрельцовского рудного поля (СРП) являются наиболее яркими представителями гидротермальных низкотемпературных месторождений урана областей континентального вулканизма, сформировавшихся в заключительные этапы позднемезозойской тектономагматической активизации регионов.

В настоящее время с каждым годом возрастает потребность в энергетических носителях, и урану в этом отношении пока нет альтернативы. Разработка горным способом крупномасштабных урановых месторождений, сосредоточенных в небольшом объеме земной коры, отличается высокой экономичной эффективностью. В связи с этим изучение условий формирования таких рудных объектов имеет как научное, так и прикладное значение.

Уникальное по запасам и качеству руд Стрельцовское урановорудное поле служит минерально-сырьевой базой для крупного Приаргунского горно-химического предприятия. В рудном поле на площади около 140 км² выявлено 19 гидротермальных месторождений, 14 из них детально разведаны на двух-трех горизонтах подземными горными выработками и скважинами до глубины 900-1400 м от поверхности, 11 месторождений вовлечены в промышленное освоение. Подавляющая часть месторождений выявлена и разведана в кратчайшие сроки после открытия в 1963 г. первого из них — Стрельцовского — благодаря поисковым критериям и признакам глубокозалегающего оруденения, определенным на основе всестороннего изучения его геологического строения.

Руды месторождений комплексные, в качестве попутных компонентов в урановых рудах присутствует в промышленных концентрациях молибден, реже — флюорит. По рудоносности рудное поле сопоставимо со многими рудными полями бывшего Союза и зарубежных стран, а по запасам урана превосходит многие урановорудные провинции. Открытие этих месторождений имеет огромную практическую ценность. Кроме того, этими открытиями впервые в мировой практике была доказана высокая рудоносность палеовулканических структур областей тектономагматической активизации — нового промышленного типа крупномасштабного уранового оруденения.

Месторождения рудного поля, а также Урулюнгуевский район в целом изучались в течение 30-ти лет геологами стационарной геолого-разведочной экспедиции 324 ГГУ Министерства геологии СССР, позднее геологического концерна "Геологоразведка" Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр. Прогнозно-поисковые, разведочные работы и научные исследования проводились под руководством главного геолога экспедиции 324 доктора геол.-минер. наук, Заслуженного геолога РСФСР, лауреата Ленинской премии Л.П.Ищукковой, открывшей в 1963 г. Стрельцовское месторождение урана и в последующем многие другие месторождения в рудном поле.

В течение 30-ти лет ею изучался и был обобщен разносторонний материал во всех аспектах строения месторождений и района — от геологии, тектоники, морфологии месторождений до вещественного состава руд.

В процессе разведочных работ в огромном коллективе выросли высокого уровня специалисты-разведчики и поисковики, а также научные работники, многие из которых удостоены почетных правительственных наград. Одними из главных исполнителей разведочных и поисковых работ являлись главный геолог ГРЭ-324 Л.П.Ищукова, а также В.А.Шлейдер, Р.Г.Карманов, Ю.Г.Рогов, возглавлявшие в качестве главных геологов по разведке коллективы экспедиций 324 и 32. В течение длительного времени в изучении месторождений рудного поля принимали участие геологи: Ю.А.Игошин (1963 г.), Г.Н.Губкин, В.И.Пулин, В.И.Воронцов, Б.В.Авдеев, А.Д.Кондратюкин, Ю.И.Куклин, Г.И.Щелчков, М.Ф.Макушин, Ю.К.Пимнев, Ю.А.Самойленко, А.И.Пушкаренко, А.Г.Евстратов, А.П.Семенов, В.Г.Миронов, А.И.Брель и другие. Минералогию месторождений изучали В.П.Рогова, М.В.Вампилов, О.И.Москалев, В.И.Ситникова, В.В.Остапенко, Т.В.Ковалева, О.Н.Корниенко, А.И.Попова, Л.В.Сердюк и другие. Радиогеохимические и геохимические исследования проводили Г.И.Кожевников, Г.П.Кизияров, В.П.Гришин, Т.Г.Саватеева, Г.П.Рябинина, А.М.Иванова, гидрогеологические — И.И.Максимов, З.К.Гаученова, Л.Л.Богданова. В поисково-разведочных работах применялись различные радиометрические, структурно-геофизические методы исследований под руководством в разное время главных геофизиков В.А.Солодовникова, А.П.Шакина, М.П.Кузнецова, В.К.Овсова, Л.В.Малевица, Ю.А.Филипченко.

Разведка месторождений осуществлялась в сжатые сроки благодаря применению прогрессивных технологий и высоким организаторским способностям начальников экспедиции 324 — К.А.Метцгера, Г.П.Гагарина, В.Г.Попова, экспедиции 32 — В.П.Зенченко. При организации горных и буровых работ применялись скоростные методы проходки выработок и скважин. При этом рекордные показатели достигнуты проходчиками — М.А.Олексюком, В.Е.Шефером, К.Е.Шефером, А.П.Сургиным, В.С.Бияковским, В.С.Богатовым, А.Н.Колтышевым, буровыми мастерами — И.С.Емельяновым, А.Н.Чмируком, С.Г.Погодаевым, И.В.Елизарьевым, И.Н.Маркевичем, Н.К.Ивановым. В организации работ оказывали помощь руководители СПГО — В.М.Степанов, Д.П.Бобрицкий, В.А.Гончаренко, технических служб СПГО — В.И.Круглов, Л.П.Грысюк, Т.П.Бронникова, Н.Г.Горнянский, зам. министра Министерства геологии СССР В.И.Кузьменко, начальник Первого ГГУ Н.Ф.Карпов, руководители и работники отделов Первого ГГУ — А.П.Рогожин, Д.П.Славягин, доктор геол.-минер. наук М.В.Шумилин, В.Е.Гриб, Н.И.Королев, А.А.Амосов, Е.А.Пятов, В.Я.Горст и др.

Высокие темпы геолого-разведочных работ обеспечили начало эксплуатации месторождений уже через 5 лет после их выявления, когда началось строительство первых рудников и перерабатывающего Приаргунского горно-химического комбината, руководителями которого являются доктор геол.-минер. наук С.С.Покровский и главный геолог доктор геол.-минер. наук Б.Н.Хоментовский.

Изучение процессов гранитообразования, а также систематические радиогеохимические, термобарометрические, минералогические, физико-химические и другие специализированные исследования проводились совместно большим коллективом геологов-производственников, занимавшихся детальной разведкой месторождений, и научными работниками центральных институтов. В научно-исследовательских работах принимали участие: руководитель отдела специсследований ИГЕМа АН СССР Ф.И.Вольфсон — профессор, доктор геол.-минер. наук, И.В.Мельников — доктор геол.-минер. наук, В.Н.Головин, О.В.Андреева (ИГЕМ АН СССР), И.С.Модников — доктор геол.-минер. наук, И.В.Сычев, К.В.Скворцова, Н.С.Трофимов, Н.Л.Белова, М.Н.Кандинов, А.Т.Костиков, И.Г.Жадовская, З.М.Алешина, Н.А.Перец (ВИМС), Г.Б.Наумов — доктор геол.-минер. наук, А.А.Никитин, А.Н.Салазкин, М.В.Мироненко, В.М.Моторина, О.Ф.Миронова (ГЕОХИ АН СССР), В.Е.Вишняков — доктор геол.-минер. наук (ЗабНИИ), Г.Т.Волостных, Ю.А.Шванов, А.О.Розенцвит (ВСЕГЕИ), Б.В.Бродин, А.А.Заварзин, И.Н.Егоров (ВНИИХТ). Геохронологические исследования проведены во ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина), в ВИМСе, ИГЕМе АН СССР. Большое научное значение имеют материалы, полученные при отра-

ботке месторождений рудничными геологами Приаргунского горно-химического комбината под руководством главного геолога предприятия Б.Н.Хоментовского.

В процессе разведки и углубленного изучения месторождений СРП был получен и обобщен ценнейший материал, имеющий научное значение. Многие вопросы по рудо-контролю, минеральной зональности, генезису, определению источников рудного вещества получили принципиально новое освещение, что способствовало целенаправленному ведению прогнозно-поисковых работ в других районах и разработке теоретических основ уранового рудообразования. Сделана попытка выяснения геологических причин столь высокой концентрации урана в небольшом блоке земной коры, каковым является Стрельцовская вулканотектоническая кальдера, вмещающая месторождения. Решение этих проблем не могло осуществиться на основе изучения рудоформирующих условий только верхнего структурного этажа; важные выводы получены при всестороннем анализе структурно-вещественных преобразований в фундаменте (в подрудном пространстве), изучение которых проводилось посредством бурения глубоких (до 2670 м) скважин, позволивших определить вертикальный диапазон гидротермального рудообразования, установить вертикальную зональность рудосопровождающих и предшествующих оруденению гидротермальных метасоматитов, выяснить физико-химические условия процессов рудообразования и радиогеохимические особенности околорудного и подрудного пространства.

В период 1983-1989 гг. пробурено два куста глубоких скважин (по 3-5 в каждом) глубиной до 2670 м в наиболее рудонасыщенных блоках Стрельцовского рудного поля. Скважины куста I (Краснокаменского) пробурены в пределах основного магморудоподводящего структурного узла, где локализовано четыре молибден-урановых месторождения, куста II (Антейский) — в пределах Аргунской — основной рудоконтролирующей зоны, на участке, где локализованы крупнейшие месторождения Антей в гранитах фундамента кальдеры и Стрельцовское в стратифицированной осадочно-вулканической толще.

В результате структурно-геологических, минералогических, геохимических, термобарогеохимических и геофизических исследований, проведенных на месторождениях СРП, получила дальнейшее развитие геолого-генетическая модель рудообразования, нашли подтверждение такие основные ее положения, как обусловленность масштабного оруденения процессами, протекавшими в глубинных оболочках земли, связь с которыми осуществлялась посредством глубинных зон разломов, являющихся каналами фильтрации магмо-флюидопотоков и последующих рудообразующих гидротермальных систем. Получен новый фактический материал, обосновывающий положение об источнике рудного вещества при формировании месторождений СРП.

Научные обобщения и разработки использовались для поисков месторождений и оценки рудоносности района.

Результаты разведочных и научно-исследовательских работ освещены в производственных геологических отчетах, обобщающих научных отчетах, составленных совместно с НИИ, опубликованы в различных журналах и сборниках, а также в докладах на общесоюзных геологических конференциях. В настоящее время многие из них хранятся в фондах предприятия и малодоступны для использования широкому кругу геологов, в связи с чем возникла необходимость обобщения и анализа накопленных материалов.

Настоящая монография составлена Л.П.Ищуковой. Материалы всех исполнителей геолого-разведочных работ и совместные отчеты положены в основу монографии. В составлении монографии приняли участие ведущие геологи геолого-разведочной экспедиции-324 — Г.Н.Губкин, геологи А.И.Попова, М.Ф.Макушин, начальник геологического отдела СПГО Ю.А.Игошин, ведущий геолог отдела Б.В.Авдеев, доктор геол.-минер. наук В.П.Рогова, главный геофизик экспедиции 324 Ю.А.Филипченко. Некоторые разделы составлены Б.Н.Хоментовским и заведующим ЦНИЛ доктором геол.-минер. наук Э.К.Спириним. Соавторы указаны в оглавлении.

Использованы также совместные научные разработки, выполнявшиеся коллективом геологов экспедиции 324 и научными работниками НИИ — докторами геол.-минер. наук: И.С.Модниковым, И.В.Мельниковым, Г.Б.Наумовым, В.Е.Вишняковым, ведущими специалистами НИИ — И.В.Сычевым, К.В.Скворцовой, В.Н.Головиным и другими.

Результаты исследований неоднократно обсуждались с главными геологами ПГО "Сосновгеология" — О.Н.Шанюшкиным, доктором геол.-минер. наук М.Д.Пельменевым, главными геологами Всесоюзного геолого-разведочного объединения А.П.Рогожиным и М.В.Шумилиным, докторами геол.-минер. наук Ф.И.Вольфсоном, Ю.М.Шуваловым, П.А.Строна, Г.А.Шатковым (ВСЕГЕИ), Г.Б.Наумовым (ГЕОХИ АН СССР) и многими другими специалистами НИИ. Значительную помощь в подготовке монографии оказали генеральный директор ГПП "Сосновгеология" В.Г.Попов и начальник экспедиции 324 А.Д.Кондратюкин.

Настоящая работа не могла быть выполнена без поддержки председателя правления концерна "Геологоразведка" С.С.Наумова, руководителя геологического отдела Е.А.Пятова, заместителя председателя правления концерна А.А.Комонова.

Авторы выражают благодарность всем лицам, проводившим работы на месторождениях Стрельцовского рудного поля и принимавшим участие в научных исследованиях, результаты которых обобщены в настоящей монографии, и в подготовке ее к изданию.

Особую благодарность автор выражает О.П.Верхотуровой, выполнившей основной объем компьютеризации текста, З.И.Хомченко, И.И.Першиковой, Т.И.Соболевой, выполнившими графические иллюстрации, М.Б.Флешлер, Л.В.Сердюк, Б.А.Лопатину, принявшими участие в техническом оформлении работы.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРУЛОНГУЕВСКОГО РАЙОНА

ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА НА РАДИОАКТИВНОЕ СЫРЬЕ И ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРП

Юго-Восточное Забайкалье, характеризующееся обилием разнообразных рудных месторождений, привлекло внимание геологов большими перспективами и на радиоактивные элементы. Поиски полезных ископаемых и их оценку в этом регионе систематически проводят экспедиции Читинского геологического управления (ЧГУ). В 1947 г. были начаты поиски месторождений радиоактивных руд в Южном Приаргунье вновь организованной для этих целей специализированной Сосновской экспедицией, впоследствии переименованной в производственное геологическое объединение "Сосновгеология" (СПГО), а позднее — ГПП "Сосновгеология".

Совместно со специалистами ЧГУ и СПГО вопросы региональной геологии и металлогении решали научно-исследовательские институты — ВСЕГЕИ, ИГЕМ АН СССР, ВИМС, ГЕОХИ АН СССР, ЗабНИИ и другие. В результате для территории Забайкалья были изданы государственные геологические карты масштабов 1:500 000 и 1:200 000. Большой вклад в познание рудоносности района внесли развивавшие идеи С.С.Смирнова о металлогенических поясах доктора геол.-минер. наук — Г.Л.Падалка, Ф.И.Вольфсон, В.С.Кормилицын, П.А.Строна. Изучением ураноносности Юго-Восточного Забайкалья, включая Южное Приаргунье, занимались также доктора геол.-минер. наук — Ю.М.Шувалов, Г.А.Шатков, Л.П.Ищукова, Ю.А.Игошин.

Наземные и аэрорадиометрические поиски в масштабах 1:50 000 и 1:25 000 проведены до 1963 г. практически на всей территории Южного Приаргунья. Всеми видами поисков было выявлено большое количество рудопроявлений урана и радиоактивных аномалий, подавляющая часть из которых сосредоточена в породах нижнего структурного этажа. Все проявления урана к этому времени получили отрицательную оценку, месторождений урана в этом районе не было выявлено и Южное Приаргунье было признано не перспективным для дальнейшего проведения поисковых работ на урановое сырье.

Касаясь открытия крупнейших месторождений урана Стрельцовой группы, необходимо отметить, что все они являются скрытыми, не выходящими на дневную поверхность, в связи с чем потребовалось 15 лет от начала поисков в этом районе до их откры-

тия, в течение которых у исследователей несколько раз менялись представления о перспективности этой территории на уран.

Первоначально (в 1948 г.) в восточной части Тулукуевской впадины было выявлено Стрельцовское месторождение флюорита. В 1950 г. Тургинской партией ЧГУ при радиометрическом обследовании выработок в шурфе обнаружена радиоактивность равная 260 мкР/ч. В 1954-1955 гг. на территории Южного Приаргунья Сосновской экспедицией (партия 325) проведены аэрогаммапоиски масштаба 1:25 000, в результате которых в Тулукуевской впадине были выявлены радиометрические аномалии, оценка которых с помощью проходки канав не привела к открытию месторождений.

В 1954-1957 гг. специализированная партия 109 Сосновской экспедиции проводила поиски урановых месторождений в Южном Приаргунье, которые сопровождалась радиометрическим обследованием всех горных выработок, пройденных геологическими организациями Читинского геологического управления. При обследовании канав и шурфов на Стрельцовском месторождении флюорита в нескольких выработках были установлены радиометрические аномалии (до 330 мкР/ч) и было рекомендовано [28ф] провести гамма-каротаж всех скважин, бурение которых планировалось ЧГУ для оценки флюоритовой жилы до глубины 100 м. В 1958 г. Мацневской партией ЧГУ в керне одной из пробуренных скважин в интервале 52,2-52,7 м было установлено содержание урана, составляющее 0,24%. Другими скважинами радиометрических аномалий не вскрыто. Дальнейшей оценке это проявление урана не подвергалось.

В 1962 г. Сосновской экспедицией (аэропоисковая партия 324, начальник — В.П.Зенченко, старший геолог — Л.П.Ищукова) были возобновлены поиски урана на этой территории, и при оценке аномалии на Стрельцовском месторождении флюорита с использованием скважин было подтверждено наличие уранового оруденения в локальном участке — в боку флюоритовой жилы на глубине около 50 м. Тогда у исполнителей работ сложились различные представления о перспективности на урановое оруденение Тулукуевской впадины и территории Южного Приаргунья в целом.

Начальник партии 324 В.П.Зенченко пришел к выводу и высказал особое мнение об отсутствии промышленного уранового оруденения в Южном Приаргунье, и аэропоисковая партия 324 по его инициативе была ликвидирована осенью 1962 г. Л.П.Ищуквой на основании предыдущих исследований и полученных результатов в 1962 г. были обоснованы "Предложения к плану работ Сосновской экспедиции на 1963 год" о продолжении поисков на этой территории и составлен проект [30ф] на проведение в 1963 г. работ в Тулукуевской впадине и, в первую очередь, на участках ранее выявленных аномалий. Эти предложения были поддержаны профессором, доктором геол.-минер. наук Ф.И.Вольфсоном (ИГЕМ АН СССР) и начальником Первого Главного управления В.И.Кузьменко, обеспечившим финансирование поисковых работ в 1963 г., которые были начаты в апреле организованной в новом составе партией 324 (начальник — Б.М.Журавлев, главный геолог — Л.П.Ищукова).

Учитывая наличие лишь локальных проявлений урана в верхних частях Стрельцовского месторождения флюорита и отсутствие значимых концентраций урана до глубины 100 м, первые скважины были пробурены на юго-восточном фланге с целью оценки ураноносности более глубоких уровней, и на глубине 220 м в разломе, вмещающем флюоритовую жилу, в 100 м ниже ее выклинивания по падению было установлено не выходящее на поверхность урановое оруденение в дацитах. Здесь содержание урана в интервале мощностью 40,5 м колеблется от 0,057 до 0,311%.

Так, в 1963 г. была выявлена первая глубокозалегающая урановорудная залежь, как выяснилось впоследствии, на крупнейшем месторождении урана, расположенном ниже Стрельцовского флюоритового, в связи с чем получившего название Стрельцовского месторождения урана [31ф]. Детальная разведка с применением буровых и горных работ этого месторождения была начата в 1964 г. и проводилась до 1976 г.

В процессе разведки детально изучены геологические условия и закономерности локализации оруденения и определены поисковые критерии и признаки проявленности оруденения на современной поверхности, которые позволили в пределах Стрельцовской кальдеры ежегодно выявлять одно-два месторождения. Эти критерии и признаки явились

основой успешного проведения поисков месторождений урана в областях позднемезозойского вулканизма и на других территориях, характеризующихся подобными геолого-структурными обстановками.

В последующий период, после открытия первого месторождения, поисковые работы в кальдере велись большим коллективом геологов экспедиции 324, а в 1966 г. была организована экспедиция 32 с целью ускорения поисково-разведочных работ в Тулукуевской впадине.

К 1967 г. Стрельцовское рудное поле определилось как крупный промышленно важный урановорудный район, уникальный по масштабу и качеству руд и представляющий надежную сырьевую базу для урановой промышленности. В 1968 г. началось строительство г. Краснокаменска, Приаргунского горно-химического комбината и первого рудника.

В период с 1964 по 1978 г. наряду с поисками в пределах Стрельцовской кальдеры поисковые работы в Южном Приаргунье проводились во всех вулканотектонических впадинах. В этот период были выявлены многочисленные рудопроявления урана, локализованные в осадочно-вулканогенных породах. Большая часть из них не имеет выходов на дневную поверхность, некоторые в связи с этим оценены не надежно и перспективы выявления рудных месторождений на ряде участков остаются достаточно высокими.

В процессе проведения поисковых работ специалистами экспедиций ПГО "Сосновгеология" и научно-исследовательских институтов составлены геолого-прогнозные карты на уран в масштабе 1:200 000 и 1:50 000. На основе использования специализированных на уран геолого-структурных карт масштабов 1:50 000 и крупнее для Южного Приаргунья в 1974 г. Л.П.Ищуковой с коллективом геологов составлена карта масштаба 1:200 000, а для большей части территории — обобщающие детальные карты масштаба 1:50 000, являющиеся геологической основой прогнозных карт. В период 1974-1992 гг. эти карты уточнялись в связи с проведением прогнозно-поисковых работ в пределах определившихся наиболее перспективных площадей.

Поисковые критерии и признаки уранового оруденения, применявшиеся для прогнозно-поисковых работ, постоянно совершенствовались в процессе углубленного изучения особенностей формирования уникальных месторождений Стрельцовской группы. Для создания геолого-генетической модели Стрельцовского рудного поля потребовалось детальное изучение литолого-структурных, минералого-геохимических условий формирования месторождений, изучение глубинного строения этого блока земной коры на основе структурно-геофизических методов исследования. С целью изучения подрудных уровней крупнейших месторождений пробурено два куста глубоких скважин.

Детальное изучение месторождений вызвало необходимость применения высокоточных методов исследований в лабораториях центральных институтов Москвы и Санкт-Петербурга.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА

В схеме структурного районирования Урулюнгуевский блок, территориально включающий площадь Южного Приаргунья равную 14 тыс.км², представляет собой гетерогенное сложно построенное сооружение, в пределах которого выделяются такие крупные геоструктурные элементы, как позднемезозойские впадины и разделяющие их купольные поднятия протерозой-палеозойских пород фундамента.

Урулюнгуевский блок в целом с геоструктурных позиций характеризуется рядом специфических черт, отличающих его в ряду других сводово-глыбовых сооружений Юго-Восточного Забайкалья и определивших его металлогению. Он прошел длительное развитие, причинно связанное со сложной эволюцией глубинных оболочек земли, обусловленной периодически активизирующимися астеносферными процессами.

Основные особенности металлогении района Южного Приаргунья определяются его нахождением в области проявления позднемезозойской тектономагматической активизации региона, наложенной на блоки ранней консолидации, к которым относится Приаргунское сводовое сооружение, развивавшееся в составе гетерогенного подвижного по-

яса Центральной Азии на протяжении протерозоя и палеозоя между Сибирской и Китайской платформами. Ряд исследователей рассматривают Приаргунский блок как часть крупного добайкальского геотектонического сооружения платформенного типа, распространявшегося на территории Восточного Забайкалья, Верхнего Приамурья, Восточной Монголии и Северного Китая [55, 88ф, 62, 89ф, 90ф].

В структурном плане рифейд Приаргунье представляло собой краевое геоантиклинальное поднятие (Алтухов Е.Н., 1973), при этом уже в нижнем протерозое этот блок был вовлечен в относительное воздымание, связанное с крупными восходящими движениями и процессами гранитизации, которые сопровождалось образованием протерозойских гранитогнейсовых куполов, получивших развитие и в Урулюнгуевском блоке.

В палеозое Урулюнгуевский блок приобрел стабильность, являясь срединным массивом (Мушников А.Ф., 1968), обрамленным палеозойскими геосинклинальными прогибами, или геоантиклинальным поднятием (Амантов В.А., 1966; Хасин Р.А., 1966; Зоненшайн Л.П., 1967; Нагибина М.С., 1963 и др.).

Систематические исследования, проводившиеся в Приаргунье в связи с поисками и разведкой урановых месторождений (Ищуква Л.П., Шлейдер В.А., Филипченко Ю.А., Карманов Р.Г. и др.; 40ф-55ф, 16-20, 93ф-103ф), показали проявленность в районе региональных метаморфо-метасоматических преобразований в связи с метасоматической гранитизацией раннепротерозойских эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ. Воздействие глубинных тепловых потоков и мантийных флюидов проявлялось в определенных и постоянных во все эпохи центрах, что привело к формированию гранитогнейсовых куполов. Процессы регионального метаморфизма и взаимосвязанные с ними процессы регионального метасоматоза, преимущественно гранитизации, способствовали преобразованию их в локальные купольные поднятия, в целом составляющие единое Урулюнгуевское сводовое поднятие, испытывавшее воздымание на протяжении всей истории развития. Оно включает четыре локальных купольных поднятия (Ищуква Л.П., 1976, 1989): Аргунское, Куладжинское, Маргучек-Кличкинское, Цаган-Олуевское (рис. 1).

В мезозойских структурах Забайкалья Южное Приаргунье является составной частью Монголо-Приаргунского внутриконтинентального вулканического пояса (Нагибина М.С., Шилов В.Н., 1978; Соловьев Н.С., Шатков Г.А. и др., 1977; Хасин Р.А., 1971), сформировавшегося в результате проявления весьма активных процессов позднемезозойской тектономагматической активизации.

Некоторые исследователи относят мезозойские структуры к остаточным мезозойским геосинклиналям завершающего этапа герцинид (Козеренко В.Н., 1956, Падалка Г.Л., 1958 и др.). Приаргунье при этом рассматривается в качестве краевой антиклинальной зоны мезозойского синклинального прогиба (Падалка Г.Л., 1964; Смирнов С.С., 1944; Козеренко В.Н., Старченко В.В., 1961) или относится к жесткому обрамлению мезозойской складчатой зоны. В возникновении мезозойских деформационных структур большинство исследователей признают главенствующую роль процессов активизации, которые рассматриваются в качестве самостоятельного типа развития, равноценного геосинклинальному и платформенному (Павловский Е.В., 1948; Белоусов В.В., 1962; Щеглов А.Д., 1963; Горжевский Д.И., Козеренко В.Н., 1964; Строна П.А., 1973; Карпова Е.Д., 1968, 1970). Одни из них тектоническую активизацию в Забайкалье связывают с развитием Тихоокеанского подвижного пояса (Нагибина М.С., 1963, 1967; Ицксон М.И. и др., 1960; Шувалов Ю.М., 1974) и считают, что и процессы тектонического развития отмеченного пояса, и тектономагматическая активизация в Забайкалье обусловлены общими глобальными причинами.

По представлениям ряда исследователей (Данковцев Р.Ф., 1975, 1976; Фогельман Н.А., 1968; Соловьев В.А., 1968; Томсон И.Н., 1977), главнейшими мезозойскими сооружениями являются крупные своды и разделяющие их прогибы геосинклинального типа, развившиеся в приразломные грабен-синклинальные впадины (Данковцев Р.Ф., 1972), или локальные своды, возникшие в ранний этап активизации, в последующем слившиеся в единый Восточно-Забайкальский мегасвод (Томсон И.Н., 1977). Автор [17, 18, 44ф, 46ф] рассматривает Урулюнгуевское сооружение в качестве блока ранней консолидации, представляющее собой сложное сводовое поднятие, развивавшееся на основе гранитогнейсо-

вых куполов. Блоковое строение, наблюдаемое в современном структурном плане Южного Приаргуны, вызвано тектоническими процессами позднемезозойской тектономагматической активизации, определившими особенности геологического строения и исключительно высокую металлогеническую продуктивность региона.

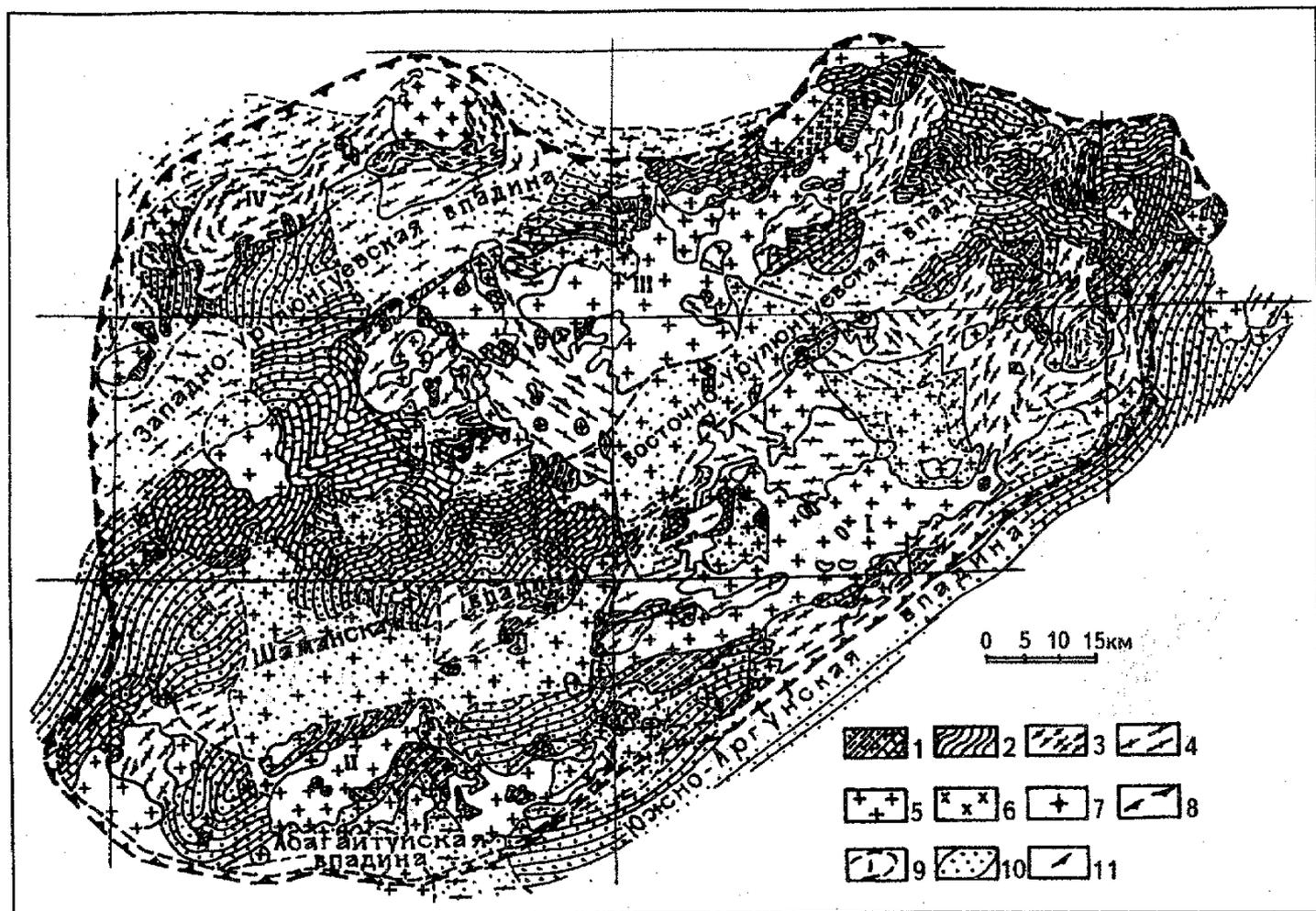


Рис. 1. Геоструктурное районирование домезозойского фундамента Южного Приаргуны (Составлено Л.П.Ищуковой по геологическим и структурно-геофизическим данным)

1 — протерозойские метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, сланцы, кварциты, известняки); 2 — метаморфические породы, слагающие фундамент впадин; 3 — гранитогнейсы; 4 — раннепалеозойский комплекс гранитоидов; 5-6 — позднепалеозойский комплекс: 5 — гранитоидов, 6 — диоритов; 7 — средне-верхнеюрские порфириновые граниты, гранит-порфиры, аляскитовые граниты кукульбейского комплекса; 8 — контуры Урулюнгуевского (Южно-Аргунского) сводового поднятия; 9 — локальные купольные поднятия: I — Аргунское, II — Куладжинское, III — Маргупек-Кличкинское, IV — Цаган-Олуевское; 10 — мезозойские впадины и кальдеры; 11 — элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности

Сформировавшийся в процессе тектономагматической активизации внутриконтинентальный Монголо-Приаргунский вулканический пояс, в составе которого находится Урулюнгуевское сводовое поднятие, простирается в северо-восточном направлении на многие сотни километров. Наложенный на различные структурно-формационные комплексы домезозойского фундамента, он представлен серией тектоновулканических сооружений, характеризующихся проявлением многостадийного полифациального базальтового, дацитового и ультракислого магматизма и сопряженных с ними юрско-меловых терригенных впадин, контролируемых преимущественно продольными глубинными разломами северо-восточного простирания. Глубинные разломы унаследовали зоны скрытых тектонических нарушений, возникших в эпоху пликативных дислокаций. В связи с дифференцированными перемещениями блоков по расколам в земной коре и проявлением интенсивного вулканизма опускающиеся блоки послужили началом формирования гра-

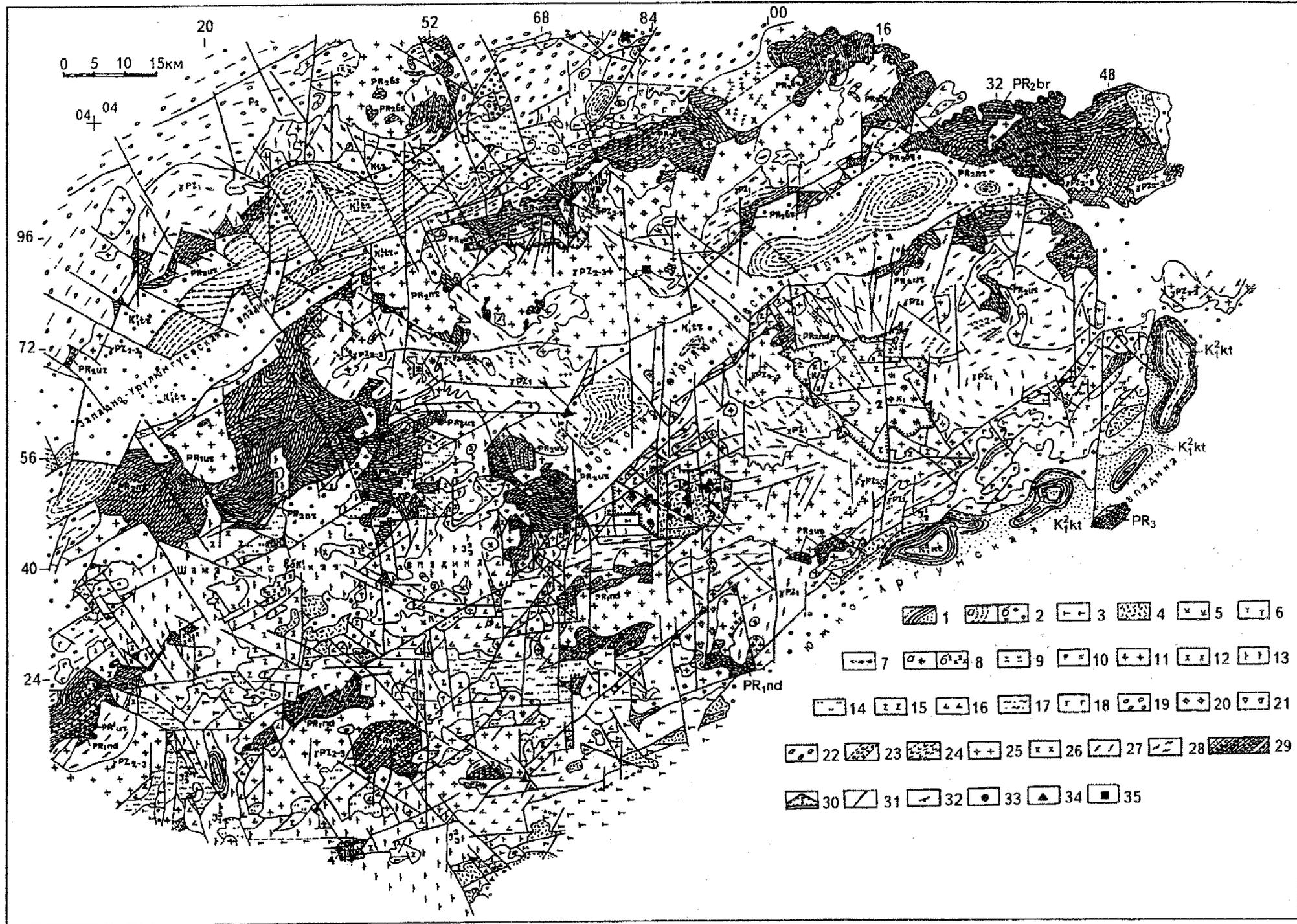


Рис. 2. Геолого-структурная карта Южного Приаргуны
(Составили Л.П.Ищуква, В.П.Марков, И.П.Иванова с использованием карт в масштабах 1:50 000 и крупнее экспедиции 324, партий 135 и 98, ГГП "Сосновгеология", ГГП "Читагеология", ВСЕГЕИ)

1-8 — Верхний структурный этаж: 1 — кутинская свита (K_1^2 kt) — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли; 2-8 — тургинская свита (K_1^1 tr): 2а — алевролиты с прослоями углей, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, 2б — конгломераты; 3 — базальты миндалекаменные; 4 — липариты, фельзиты, их лавобрекчии и туфы; 5 — липаритодациты; 6 — плагиопорфировые базальты, андезитобазальты; 7 — экструзивные субвулканические тела липаритов, кварцевых порфиров, липаритодацитов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров; 8 — интрузивные субвулканические тела: 8а — гранит-порфиров, 8б — сиенитодиорит-порфиров; 9-11 — экструзивные субвулканические и интрузивные тела мулинского комплекса: 9 — сиенитов, граносиенитов, сиенит-аплитов, 10 — габбро, габбро-сиенитов, 11 — трахитов; 12-19 — приаргунская свита (J_3): 12 — верхняя толща — андезитодациты, дациты, липаритодациты, 13-17 — средняя толща: 13 — базальты, андезитобазальты, 14 — песчаники, гравелиты, конгломераты, 15 — дациты флюидальные, стекловатые, их туфолавы, туфы, 16 — андезитобазальты, андезиты, 17 — переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты; 18-19 — нижняя толща: 18 — андезитобазальты, базальты, их лавобрекчии, 19 — песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые алевролиты; 20 — кукульбейский интрузивный комплекс ($J_{2.3}$) — гранит-порфиры, граниты морионовые; 21 — уртуйский субвулканический комплекс ($J_2?$) — гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 22 — верхнегазимурская свита ($J_{1.2}$) — конгломераты, гравелиты, прослойки песчаников; 23 — пермская система (P) — песчаники, граувакки, глинистые сланцы, кварциты, конгломераты, прослойки мраморизованных скарированных известняков; 24 — рассланцованные андезитобазальты, конгломераты, гравелиты (T — $J_1?$) — куладжинское поднятие; 25-26 — ундинский комплекс метасоматических-палингенно-анатектических гранитоидов варисского цикла гранитообразования: 25 — среднезернистые порфиробластовые граниты (УС), 26 — гранодиориты, диориты (У, С); 27 — урулюнгуевский комплекс метасоматических гранитоидов (PZ₁) — крупно-, гигантозернистые порфиробластовые гнейсовидные граниты, гранодиориты, диориты каледонского цикла гранитизации; 28 — протерозойские гранитогнейсы; 29 — метаморфические образования: алтачинская свита (Са1) — песчаники, алевролиты, феллитовидные сланцы, известняки, кварциты; быркинская свита (PR₂ br) — слюдисто-углистые, графитовые сланцы, известняки, доломиты, мергели, прослойки сланцев; урулюнгуевская свита (PR_{1.2} ur) — кварцевые конгломераты, аркозы, гравелиты, конгломераты, песчаники, мраморы, доломитизированные известняки; надаровская свита (PR₁ nd) — кварц-серицитовые сланцы, метамиты, высокоглиноземистые андалузит-ставролитовые с кордиеритом сланцы; AR? — гнейсы, плагиогнейсы, плагиогранитогнейсы, мигматиты; 30 — вулкано-песчаники, алевролиты линзовокарбонатных пород, кварциты; PR, nd — амфиболиты, метабазиты, кристаллические сланцы, доломитизированные известняки, доломиты, известняки, сланцы; нортуйская свита (PR₂ nr) — известняки, доломиты, мергели, прослойки сланцев; куладжинская свита (PR₁ kd) — известняки, доломиты, мергели, прослойки сланцев; 31 — тектонические нарушения; 32 — элементы гнейсовидности, тектонические кальдеры: 1 — Стрельцовская, 2 — Куйтунская, 3 — Екатерининская, 4 — Куладжинская; 33 — урана, 34 — флюорита, 35 — полиметаллов

слоистости; 33-35 — месторождения: 33 — урана, 34 — флюорита, 35 — полиметаллов

Бенообразных впадин, выпоненных стратифицированными вулканогенными и осадочными образованиями. Впадины также характеризуются блоковым неоднородным строением, от различных тектонических условий и различаются характером и интенсивностью вулканизма. Крупные впадины линейно вытянуты в северо-восточном направлении, соответствующим главным направлением пликативных структур. Они образовались в основном на месте палеосинклиналиных элементов складчатости. Локальным купольным поднятием, разделившим впадины, в современном рельефе соответствуют выступы графитоидов, содержащих ксенолиты метаморфических пород. Аргунское поднятие ограничено Южно-Аргунской и Восточно-Урулюнгуевской впадинами, Куладжинское — Шаманской и Абагайтуйской впадинами, Маргупек-Кличкинское — Восточно- и Западно-Урулюнгуевскими, последняя ограничивается с юго-востока Даган-Олуевское поднятие (рис. 2).

С процессами позднемезозойской активизации региона связано также образование локальных вулкано-тектонических структур типа кальдер обрушения в пределах поднятий гранитоидов. В Аргунском поднятии возникли Куйтунская кальдера и Тулукеевский прогиб, включающий Стрельцовскую кальдеру, а также небольшие вулканотектонические блоки, сложенные вулканогенными породами: в Аргунском и Куладжинском поднятиях — Саранагинский, Маркосика, Халкитойский и другие опущенные блоки типа кальдер, в Маргупек-Кличкинском поднятии образовался Екатерининский прогиб, ограниченный бортовыми разломами и по сути являющийся кальдерной структурой.

Следует заметить, что такие кальдерные структуры являются важными рудоконтролирующими для уранового оруденения. К их числу относятся рудоносная Стрельцовская кальдера.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРУЛЮНГУЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ

Выделяющиеся крупные структурные элементы находят отражение в строении глубинных частей Урулюнгуевского блока. Геологические представления об Урулюнгуевском блоке как гетерогенном структурно-формационном сооружении (рис. 3) согласуются с геофизическими данными о глубинном строении этой территории (Генко Г.А., Филиппченко Ю.А., 1978).

Современные представления о структуре земной коры Южного Приаргунья основаны на систематическом комплексном анализе непрерывно накапливающихся геолого-геофизических данных. Главными источниками информации о глубинном строении Южного Приаргунья как составной части Забайкалья являются данные МОВЗ (Булин Н.К., Заборников Г.И.), ГСЗ (Крылов С.В.), МТЗ, разномасштабных гравиметровых и магнитных съемок, петрофизических и геотермических исследований. Непосредственно на площади Южного Приаргунья ГСЗ не проводились.

Глубинные границы по данным сейсмологии, ГСЗ, МТЗ поверхности раздела гравитирующих и магнитоактивных тел не идентичны, пространственно индивидуализированы. В результирующем виде современная физико-геологическая модель тектоносферы (земной коры и верхней мантии Забайкалья) определяется как слоисто-блоково-очаговая (Менакер Г.И., 1990), которая является дальнейшим развитием четырехслойной модели земной коры, предложенной в 1969 г. Ф.С.Моисеенко для горного обрамления Сибири.

Блоки слоистого строения представляют собой среду, в пределах которой сформировались очаговые структуры. Очаговые структуры (мегасводы, сводовые и локально-купольные поднятия) — это отражение сложной взаимосвязанной системы пространственного и временного развития палеомагматических центров. Очаговые структуры низких порядков (от локально-купольных поднятий) сложены преимущественно гранитоидами (блоки сиалического профиля по Г.И.Менакеру).

В обобщенном разрезе верхней части коры в межочаговых блоках (зонах) выделяются: осадочно-эффузивный (ОЭС), осадочно-метаморфический (ОМС), диорит-метаморфический (ДМС) и базит-метаморфический (БМС, протобазальтовый) слой. Базит-метаморфический и весьма часто диорит-метаморфический слой являются "дном" блоков с очаговыми структурами.

По данным К.Н.Булина, в Забайкалье, и в частности в Юго-Восточном Забайкалье, на глубине 6-9 км (протяженность около 20 км) выделяются "волноводные зоны", которые состоят по простираению из линзовидной формы тел более пластичного (мягкого) материала; т.е. эти "зоны" тяготеют к уровням перехода ОМС на ДМС, ДМС на БМС, что служит основанием для выделения инверсионных слоев — гранитогнейсового и серогнейсового (тонолитогнейсового). На уровне перехода от верхней коры (ДМС) к нижней коре ("базальтовому" слою) выделяется наиболее регионально проявленный "волновод", который, по-видимому, можно рассматривать как реликты катархейских послонных гнейсов.

Охарактеризованный разрез земной коры принят и для Южного Приаргунья. Предполагаемые глубинные петрофизические неоднородности (слои, горизонты, ограниченные тела) лишь в самом общем виде могут быть сопоставимы со структурно-вещественными комплексами Монголо-Охотской складчатой системы, которые сформировались в венд-раннем палеозое, средне-позднем палеозое, мезозое и позднем мезозое-кайнозое на довендском (архей-протерозойском) фундаменте этой системы. Петрофизические неоднородности дискордантно охватывают различные геологические формации. Степень сходности петрофизических неоднородностей с вещественно-структурными комплексами возрастает в направлении к более молодым образованиям и (или) с уменьшением глубин залегания. По своим плотностным, электрическим параметрам, намагниченности, за исключением ОЭС, слои верхней коры мало различаются, что создает трудности, а подчас делает и невозможным разделение ОМС, ДМС, БМС без априорной геологической информации; к аналогичным выводам приходят исследователи различных регионов (Кольского, Кавказа). По сейсмологическим данным средняя глубина до границы М (раздел Мохоровичича), отождествляемой с подошвой земной коры, в Южном Приаргунье составляет около 35 км.

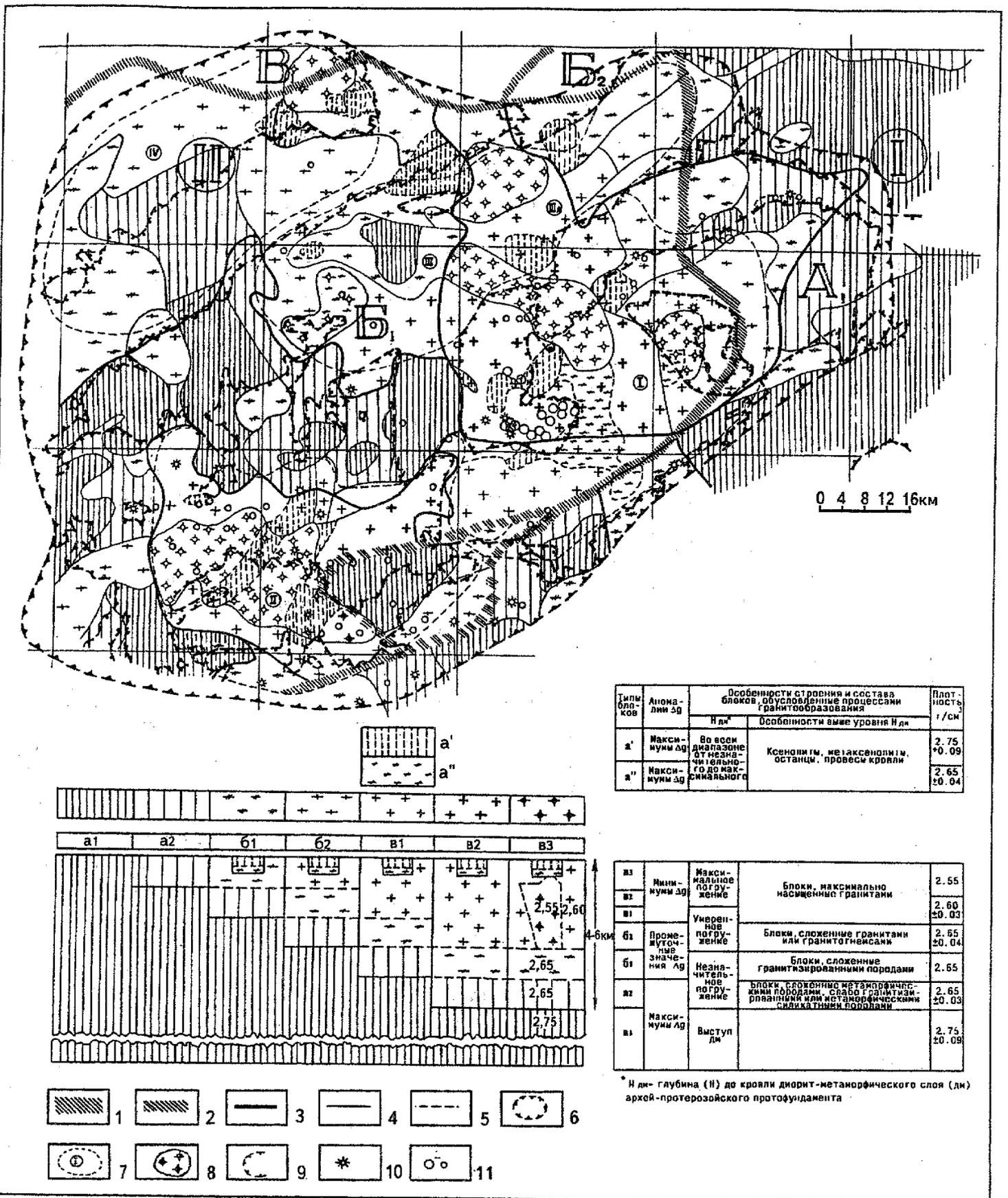


Рис. 3. Схема строения докембрийского фундамента по данным гравиразведки (Составили Г.А.Генко, Ю.А.Филипченко, Л.П.Ищукова)

1-5 — границы неоднородностей земной коры, различающихся по преимущественному составу слагающих их образований: 1 — границы областей (зон): I — Далайнор-Урюмканская, II — Урулунгуевско-Газимурская, 2 — границы мегаблоков: А₁ — Аргунский, Б₁ — Урулунгуевский, Б₂ — Солонеченский, В₁ — Газимурский, 3 — границы макроблоков, 4 — границы блоков, 5 — границы ксенолитов; 6 — внешний контур Южно-Аргунского сводового поднятия, 7 — локальные купольные поднятия: I — Аргунское, II — Куладжинское, III — Маргучекское, IIIА — Кличкинское, IV — Цаган-Олуевское; 8 — массивы лейкократовых гранитов; 9 — ареал развития вулканогенно-терригенных позднекембрийских отложений; 10 — вулканические аппараты; 11 — месторождения урана (а), рудопроявления и точки минерализации (б)

Наблюдается увеличение мощности коры в северном (Удино-Газимурский мегасвод), северо-западном (Агинский блок) направлениях до 39-40 км. Урулюнгуевский блок отделен от Удино-Газимурского (Восточно-Забайкальского) мегаблока Урулюнгуевско-Уровской зоной разломов. Урулюнгуевскому блоку соответствует область дифференцированного регионального максимума поля силы тяжести, а Восточно-Забайкальскому — региональный минимум с рядом локальных осложняющих максимумов и минимумов. Урулюнгуевский блок характеризуется гетерогенным строением. Большую его часть охватывает Южно-Аргунское (Урулюнгуевское) сводовое поднятие, вытянутое в целом в северо-восточном направлении. В северо-западной части блока находится Цаган-Олуевский гранитогнейсовый купол с Кондуевским мезозойским гранитным массивом в восточной части. Цаган-Олуевское сооружение является, вероятно, остатком древнего более протяженного гнейсового купола, восточные секторы которого испытали преобразования в пределах Восточно-Забайкальского мегасвода.

Южно-Аргунское сводовое поднятие включает Куладжинское, Аргунское, (Куйтунское по И.Н.Томсону), Маргуцекское, Кличкинское локально-купольные поднятия (ЛКП), к каждому из которых приурочены массивы лейкократовых гранитов — соответственно Куладжинский, Кибиревско-Идангинский и Куйтунский, Шакшольский, Кир-Киринский. Локально-купольные поднятия имеют северо-восточную ориентировку. По принятому (Ищукова Л.П., 1989) делению в состав Южно-Аргунского сводового поднятия включено Цаган-Олуевское локальное купольное поднятие.

Куладжинское и Аргунское ЛКП сопрягаются в районе Чиндачинской меридиональной зоны разломов. Причем Аргунское локально-купольное поднятие подвергнуто большей эрозии, по крайней мере в западной части, где над Кибиревско-Идангинским массивом практически отсутствуют ксенолиты. Это может свидетельствовать о более интенсивно проявленной многоэтапной гранитизации.

Куладжинский массив является наиболее крупным из всех упомянутых выше, он имеет наибольшую вертикальную мощность разуплотненной массы (около 6 км).

Куладжинское локально-купольное поднятие на юго-западе, в области замыкания валлообразным поднятием ДМС северо-западного простирания, отделяется от Манчжурского сводового поднятия, расположенного на территории Китая. Северо-восточное замыкание Аргунского локально-купольного поднятия вдается в блок, сложенный образованиями диорит-метаморфического слоя. Далее на северо-восток через узкие полосы гранитизированного субстрата Аргунское ЛКП сопрягается с Хауро-Дербуганским сводовым поднятием, которое расположено на территории Китая.

Маргуцекское ЛКП и Кличкинское ЛКП с изометричными Шакшольским и Кир-Киринским гранитными массивами также сопрягаются в зоне Чиндачинского-Цолотуйского разлома. Причем к западу от разлома мощность гранитоидов резко сокращается. Кличкинское ЛКП практически сливается с Аргунским ЛКП, создавая видимый элемент гранитизации меридионального простирания. То есть в Южно-Аргунском сводовом поднятии система очаговых структур отражает область гранитизации с вертикальной мощностью более 3 км, шириной 20-50 км, меняющей свое простирание с северо-восточного на меридиональное; далее эта область смыкается с Восточно-Забайкальским мегасводом в области распада Цаган-Олуевского гнейсового купола. Изгиб области гранитизации обусловлен, вероятно, наличием здесь крупной флексуры антиклинория метаморфических пород. Образовавшаяся тектонически ослабленная зона в пликативных дислокациях унаследована позднейшими разрывными нарушениями, пересекающими ДМС. В месте изгиба направления этой полосы гранитизации располагается Тулукуевская ВТС.

Исходя из характера распространения ксенолитов пород осадочно-метаморфического слоя (Красновеликанского (Даурского), Дырбылкейского, Чиндачинского (Соктуйского), Приаргунского (Заргольского), Чупинского, Кличкинского и др.), можно предположить, что Маргуцекское и Кличкинское ЛКП развились преимущественно в этих образованиях, тогда как Куладжинское и Аргунское ЛКП захватили в значительном объеме и образования диорит-метаморфического слоя.

В пограничной зоне развития образований ОМС к северо-востоку от Аргунского ЛКП сформировались массивы гранитоидов (Громовский и др.), соответствующие локальным купольным структурам более высокого порядка.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Особенности геологического строения Южного Приаргунья обусловлены его геологической историей, которая подразделяется на два крупных этапа: первый охватывает огромный промежуток времени и включает геосинклинальное и платформенное развитие, второй характеризуется позднемезозойской тектономагматической активизацией.

На первом этапе в раннепротерозойский период сформировались эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные комплексы пород, претерпевшие региональный метаморфизм, которому предшествовал мафитовый и ультрамафитовый магматизм. Метаморфизованные до амфиболитовой фации раннепротерозойские осадочные и вулканогенные основного состава породы в течение протерозойского и палеозойского периодов подвергались не менее чем трехкратной метасоматической гранитизации, что обусловило формирование крупного Урулюнгуевского сводового поднятия и консолидацию этого блока земной коры.

Второй этап ознаменовался текто- и магматической активизацией, приведшей к образованию крупных разломов и проявлению вдоль них вулканизма. Мезозойскими глыбовыми дислокациями Урулюнгуевское сводовое поднятие оказалось расчлененным на ряд блоков, испытывавших дифференцированные вертикальные перемещения. Устойчивое воздымание при этом продолжали испытывать сформировавшиеся в доактивизационный период локальные купольные поднятия, а в относительно опускавшихся блоках между ними сформировались в течение юры и мела впадины преимущественно северо-восточного простирания, заполнявшиеся осадочными и стратифицированными вулканогенными покровными и туфогенными образованиями. В конечные этапы активизации проявился вулканизм в локальных структурах, возникших как в пределах крупных впадин, так и в поднятиях между ними. Таким образом, осадочно-вулканогенные комплексы пород позднемезозойского активизационного периода, слагающие грабенообразные впадины и локальные вулканотектонические структуры (ВТС), составляют верхний структурный этаж, который образовался на протерозой-палеозойском гранит-метаморфическом фундаменте, слагающем нижний этаж. Многофазный вулканизм происходил вдоль глубинных разломов в многочисленных узлах, часть из которых унаследовали древние центры тепломассопотоков, обусловивших метаморфо-метасоматические преобразования и формирование локальных купольных поднятий. Длительная эволюция активных участков мантии и земной коры привела к крайней степени дифференциации магматических расплавов и к формированию в подобных долгоживущих узлах многоярусных магматических очагов.

Многоэтапные процессы метасоматического гранитообразования сменились постгранитизационными преобразованиями, вызванными продолжающимся вдоль глубинных разломов и узлов их пересечений неоднократным кремнещелочным метасоматозом, сменявшимся во времени пневматогидротермальными процессами кислотного выщелачивания; в результате этого в мезозойский период сформировались вдоль глубинных разломов протяженные зоны кремнекалиевых метасоматитов и грейзенизированных пород. Последующие этапы мезозойской активизации ознаменовались интенсивным вулканизмом базальт-дацитовой и базальт-липаритовой формаций. После завершения вулканизма вдоль этих же долгоживущих тектонических структур происходили многостадийные гидротермальные процессы, сформировавшие рудные месторождения. В пределах Урулюнгуевского поднятия, в узлах пересечения долгоживущих глубинных разломов, образовались крупные рудные узлы полиметаллической, флюоритовой и молибден-урановой минерализации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

В геологическом строении Южного Приаргуныя участвуют породы двух структурных этажей. Нижний этаж сложен протерозойскими и раннепалеозойскими метаморфическими породами, рифейскими и палеозойскими гранитоидами, длительное становление которых обусловило нарастающую консолидацию блока и его воздымание. Эти образования явились фундаментом для последующих преобразований в период позднемезозойской тектономагматической активизации. Породы кристаллического фундамента слагают основание мезозойских впадин и вулканотектонических сооружений, а также разделяющие впадины поднятия (см. рис.2).

Верхний этаж содержит мезозойские позднеюрско-меловые терригенные слоистые толщи осадочных и вулканогенных пород, выполняющих впадины и кальдеры, средне-верхнеюрские малые интрузии кукульбейского комплекса, субвулканические породы, генетически связанные с позднеюрским и меловым вулканизмом.

В приводимых ниже характеристиках геологических комплексов частично используются наименования свит, толщ, применявшиеся при проведении геолого-съёмочных работ до 1983 г. Читинским геологическим управлением. Так, для нижнемеловых образований принято название тургинской и кутинской свит, для верхнеюрских нами принято обобщающее название приаргунской свиты, при этом огромный объем бурения скважин, выполненный во всех впадинах с целью поисковых и разведочных работ на уран, позволил установить общие для всех впадин вулканические циклы и обосновать сопоставимость стратифицированных геологических разрезов осадочно-вулканогенных толщ для всего Южного Приаргуныя. Разработанное (1989-1994 гг.) расчленение мезозойских образований для приаргунской серии листов ГГП "Читагеолсъёмка" совместно с ВСЕГЕИ представляется усложненным в связи с присвоением местных названий для свит в каждой впадине без учета их сопоставимости.

Детальное изучение процессов гранитообразования позволило определить генетическую природу и время становления всех гранитоидных комплексов. Метаморфические породы изучены детально в фундаменте Стрельцовской кальдеры и на участках выходов ксенолитов в Аргунском локальном поднятии. Менее детально исследованы метаморфические породы в северной части Маргузец-Кличкинского поднятия фундамента, в связи с чем для их описания используется стратиграфическая схема, разрабатываемая в настоящее время ГГП "Читагеолсъёмка".

Нижний структурный этаж

Метаморфические комплексы

Метаморфические породы в Урулюнгуевском поднятии имеют ограниченное распространение, они слагают разобщенные, но достаточно крупные ксенолиты (десятки квадратных километров) в обрамлениях Восточно- и Западно-Урулюнгуевских, Шаманской, Абагайтуйской, Южно-Аргунской впадин, а также наблюдаются в виде мелких скиалитов среди метасоматических гранитоидов в поднятиях. В связи с этим воссоздание общего разреза представляет значительные трудности и лишь расположение ксенолитов в определенных реконструированных складчатых элементах позволяет решить с определенной долей вероятности вопрос о стратиграфической последовательности метаморфизованных пород.

Как показала реконструкция складчатых элементов, наиболее крупные ксенолиты сохранились на крыльях и в периклинальных замыканиях складок, размеры их достигают 0,5-2 км в длину и до 1 км по ширине; в ядрах антиклиналей распространены лишь небольшие реликты наиболее древних метаморфических пород.

До настоящего времени не разработано общепринятых стратиграфических подразделений докембрийских метаморфических комплексов в Урулюнгуевском блоке; особенно большие противоречия существуют в вопросах стратиграфии раннего докембрия, некоторыми исследователями ставится под сомнение вообще наличие древних комплексов на этой территории. Такое положение естественно, так как Южное Приаргунье является областью многократных метаморфо-метасоматических процессов, в связи с чем породы субстрата сохранились лишь в виде разрозненных реликтов среди полихронных метасоматических гранитоидов. Использование определений абсолютного возраста для решения вопросов стратиграфии докембрия также малоэффективно, так как радиологические данные фиксируют лишь время метаморфизма или гранитизации. Многочисленные определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом для одних и тех же комплексов метаморфических пород, но в разной степени гранитизированных показывают возраст от 700 до 1700-1800 млн лет (табл. 1).

В стратиграфических схемах раннего периода исследований (1940-1960 гг.) среди докембрийских образований на юге Приаргунья выделялись в архейскую свиту кристаллические и метаморфические сланцы, амфиболиты, а в протерозойскую — песчанико-конгломератовая свита.

Г.И.Князев [23] отнес кристаллические сланцы, гнейсы к уровской свите нижнего-верхнего протерозоя, а в составе верхнего протерозоя он рассматривает различные кварц-слюдистые сланцы, мраморы, амфиболиты, углисто-графитовые сланцы, метаэффузивы основного и среднего состава, метаморфизованные песчаники, гравелиты, конгломераты нортуйской, быркинской, урулюнгуевской свит.

Доломиты и известняки с прослоями песчаников, распространенные в хр.Кличкинском, относились к быстринской свите нижнего кембрия. Другие исследователи (Щежок М.И., 1965) нижние части докембрийского разреза объединяют в раннепротерозойскую урулюнгуевскую свиту, а к рифею относят нортуйскую и быркинскую свиты.

В стратиграфической схеме, разрабатываемой в период 1989-1993 гг. ГПП "Читагеолсъемка", раннедокембрийские метаморфические породы, представленные кристаллическими сланцами, меланократовыми гнейсами, плагиогнейсами, амфиболитами без подразделений на свиты отнесены к позднему архею и раннему протерозою. Надаровская свита, состоящая из различных сланцев, алевролитов, песчаников, гравелитов с прослоями конгломератов, доломитов и известняков, рассматривается в составе среднего рифея, а урулюнгуевская, дырбылкейская и нортуйская свиты, включающие терригенные осадочные отложения с прослоями сланцев, доломитов, отнесены к позднему рифею.

Архейские (?) метаморфические породы наиболее трудно диагностируются в мелких скиалитах среди метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов. Размеры скиалитов колеблются от 2-10 см до нескольких метров. Нередко они группируются в виде полос, соответствующих горизонтам пород субстрата, достигающих ширины 500-1000 м. Наиболее распространенными среди метаморфических пород, отнесенных к архейским, являются полнокристаллические плагиоклаз-биотитовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы с переменным количеством мелосомы и лейкосомы до плагиогнейсов и кварц-плагиоклаз-биотитовые гнейсы. Они установлены в фундаменте Стрельцовской кальдеры, к востоку от нее в водораздельных частях Аргунского хребта — в верховьях падей Барунская Рассошина, Зун-Данга, Бамбакайская. Подобные породы обнажаются у подножий склонов пади Караганатуй к западу от Стрельцовской кальдеры. В северном борту Куйтунской кальдеры распространены ксенолиты среди гранитизированных пород полнокристаллических кварц-биотит-кордиеритовых и андалузитовых гнейсов, которые, вероятно, тоже следует относить к архейским-нижнепротерозойским образованиям.

Учитывая размеры ареала встречаемости ксенолитов и скиалитов метаморфизованных самых древних пород среди гранитоидов, можно предположить, что их мощность составляла не менее 3-5 км.

Залегающие выше них метаморфические породы, распространенные в пределах Аргунского локального купольного поднятия, характеризуются существенно мафическим составом пород. Наиболее изучены разрезы в Стрельцовской кальдере. Они представлены меланократовыми гнейсами и амфиболитами с горизонтами мраморизованных доло-

Радиологический возраст пород и минералов

Номера проб	Количество проб	Место отбора пробы - скважина, глубина (интервал)	Название породы	Анализируемый материал	Радиологический возраст (млн лет), определяемый методами			Лаборатория
					свинцовым (Pb-Pb)	калий-аргоновым (K-Ar)	рубидий-стронциевым (Rb-Sr)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
555-89		СРП, скв. 2с-2441, 8 м	Гранитогнейс PR микроклинизированный грейзенизированный в MZ	Циркон	1800			ВИМС
7000-89		С-7000	Кристаллические сланцы PR ₁	"	1630			ВИМС
1119-89		Уч. Чиндачинский	Биотит-амфиболовый гнейс гранитизированный	"	800-600			ВИМС
1119-1-89	6	Уч. Чиндачинский	Гнейс гранитизированный	Порода			770 ± 50	ВСЕГЕИ
В-38-1	5	Хр. Аргунский	Гнейс гранитизированный	"			1111 ± 56	ВСЕГЕИ
1120-89	2	Уч. Чиндачинский	Гнейс гранитизированный	Циркон			770 ± 50	ВСЕГЕИ
1122-89	3	Обнажение "Раскрытая книга природы"	Q-Pl-Vi гнейс калишпатизированный	"	930-700			ВИМС
265-80		С-7483	Гранитогнейс PR грейзенизированный микроклинизированный	Ортоклаз		222 ± 10		ВИМС
10125-45	6	Обрамление СРП, скв. С-10125, 45 м	Амфиболит мелко-, среднезернистый	Порода			1050 ± 100	ВСЕГЕИ
1/85	2	С-5143, 383 м	Амфиболит	Микроклин		200 ± 50		ВИМС
С-7906-451 м	3	С-7906, 451-453 м	Мелко-, крупнозернистый амфиболит	Биотит		247 ± 9	222	ВСЕГЕИ
С-7856-95	2	Уч. Широндукуй	Амфиболит	Амфибол		235 ± 13		ВСЕГЕИ
С-7857	2	СРП, Широндукуй, С-7857, 96	Амфиболит крупнозернистый	Порода			1050 ± 100	ВСЕГЕИ
6617		Уч. Северный, С-6617, 686 м	Амфиболит крупнокристаллический	Циркон	970 ± 30		950 ± 30	ВСЕГЕИ
С-25022-30	2	Месторождение Аргунское	Амфиболит среднезернистый	Порода			790	ВСЕГЕИ
С-9368-885	7	Уч. Юго-Западный	Амфиболит мелкозернистый	"			778	ВСЕГЕИ
529-89		С-9934, 660 м	Гранит порфиروبластовый PZ ₁	Циркон	430			ВИМС
20/85	2	Стрельцовская кальдера, С-5140, 1116 м	Гранит порфиروبластовый PZ ₁	"	430 ± 10			ВИМС
4с-1911	2	Уч. Центральный 4с, 1911 м	Гранит среднезернистый PZ ₂	"	250			ВИМС
С-7095-995	3	Уч. Мало-Тулукуевский СРП	Гранит средне-, крупнозернистый	Кпш*		280 ± 8		ВИМС

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11/64	3	Хр.Аргунский	Биотитовый гранит PZ ₂	Биотит	248 ± 8			ИГЕМ
4135	4	Цаган-Олуевская площадь	Биотит-амфиболовый гнейс (юрский песчаник по Синица)	Порода			228 ± 10	ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина, 1987)
99-63		Уч.Сокгуй-Милозан	Андезитобазальт	"		155 ± 9		ВСЕГЕИ (Н.С.Соловьев)
П-144	3	Уч.Абагайтуй	Базальт	"			165	ВСЕГЕИ
П-4016	3	СРП	Трахидациит	Биотит		169 ± 7		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина, 1984)
П-4016		СРП	Трахидациит	Плагиоклаз		168 ± 8		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина, 1984)
1086	4	СРП	Трахидациит	Биотит		155 ± 7		То же
6/64		СРП, С-49495	Базальт нижний	Порода		150 ± 7		ИГЕМ АН СССР
42а	2	СРП, С-1949-175	Дациит	Биотит		170 ± 14		ИГЕМ АН СССР
32а		СРП	Трахидациит	Кпш		156 ± 7		ИГЕМ АН СССР
33а		СРП, С-1946, 203М	Трахидациит нижний	Биотит		173 ± 14		ИГЕМ АН СССР
17а		СРП	Трахидациит	Кпш		156 ± 7		ИГЕМ АН СССР
7/64		СРП, С-216,650 м	Трахидациит нижний	Биотит		149 ± 6		ИГЕМ АН СССР
18а		СРП	Базальт средний	Порода		150 ± 12		ИГЕМ АН СССР
26а		СРП	Трахидациит верхний	Биотит		176 ± 10		ИГЕМ АН СССР
19а		СРП	Трахидациит верхний	Кпш		160 ± 20		ИГЕМ АН СССР
5/64		СРП, С-192,60 м	Базальт	Порода		149 ± 7		ИГЕМ АН СССР
13а		СРП	Фельзит	Кпш		158 ± 7		ИГЕМ АН СССР
1/64		СРП	Фельзит	Порода		153 ± 6		ИГЕМ АН СССР
13-63		Шаманская впадина	Липаритоациит	"		122 ± 7		ВСЕГЕИ (Соловьев)
38а		Падь Шиварда	Сиенит-порфир	Биотит		150 ± 6		ИГЕМ
П-3410		СРП, Кольцевая дайка	Граносиенит-порфир	"		146 ± 10		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина)
П-3987	4	СРП	Граносиенит-порфир	Кпш		141 ± 7		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина)
П-3987	2	СРП	Граносиенит-порфир	Основная масса		132 ± 8		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина)
1564		СРП	Липарит покровный	Кпш		140 ± 10		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина)
1210		СРП	Липарит покровный	Биотит		130 ± 10		ВСЕГЕИ (Ю.П.Шергина)
К-1-8	2	Макросиха	Липарит санидин-морионовый	Санидин		110 ± 6		ИГЕМ АН СССР

1	2	3	4	5	6	7	8	9
9/64		Макросиха	Кварцевый порфир	Порода		132 ± 5		ИГЕМ
П-1460		Уч. Болбой	Липарит	"			146 ± 2	ВСЕГЕИ (Ю.П. Шергина)
АБ-56		Абагайтуйское м-ние	Жила флюорита	Адуляр			122 ± 5	ВСЕГЕИ (Ю.П. Шергина)
411		Абагайтуйское м-ние	Жила флюорита	"		123 ± 6		ВСЕГЕИ (Ю.П. Шергина)
П-3992		СРП	Стекловатый липарит	Порода			128 ± 3	ВСЕГЕИ
ЮП-535		СРП	Гранит-порфир, дайка	"			134 ± 3	ВСЕГЕИ
Р-300		СРП, г.М-Тулукуй	Липарит	Биотит		140 ± 8		ВСЕГЕИ (1987)
2а		СРП	Липарит	Кпш		152 ± 5		ИГЕМ
10-64		СРП, С-739	Сиенит-порфир экструзивный	Биотит		156 ± 6		ИГЕМ
34а		СРП, Западный Тулукуй	Липарит экструзивный	Порода		146 ± 7		ИГЕМ (1964)
3/64		СРП, С-176-90	Базальт	"		124 ± 8		ИГЕМ
10/64		СРП	Липарит	"		108 ± 5		ИГЕМ
4/64		СРП, С-171-40	Липарит	"		108 ± 5		ИГЕМ
362-68		СРП, Зап.уч.	Руда в базальте	Настуран			124 ± 5	ИГЕМ (Голубев)
360/68		СРП, Центр.уч.	Руда в трахидците	Полуматовый настуран			130 ± 5	ИГЕМ (Голубев)
359/68		СРП, Центр.уч.	Руда в базальте	Настуран смоляно-черный			130 ± 7	ИГЕМ (Голубев)
358/68		СРП, Центр.уч.	Руда в базальте	Настуран блестящий			110 ± 2	ИГЕМ (Голубев)
355/68		СРП, Центр.уч.	Руда в плагиобазальте	Настуран полуматовый			122 ± 5	ИГЕМ (Голубев)
355а/68		СРП, Центр.уч.	Руда в плагиобазальте	Настуран смоляно-черный			101 ± 2	ИГЕМ (Голубев)
368/68		СРП, Центр.уч.	Руда в даците	Колломорфный настуран смоляно-черный			132 ± 5	ИГЕМ (Голубев)

*Кпш - калиевый полевой шпат.

митизированных известняков и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, прорванных габброидными, субвулканическими экструзиями. Эти образования составляют нижнюю часть разреза раннепротерозойских пород. По составу это преимущественно осадочно-вулканогенные образования, характеризующие эвгеосинклинальный формационный тип отложений. Осадочные породы представлены слоистыми песчаниками, алевролитами, доломитами, гравелитами, кварцитами, сформированными в прибрежно-морских условиях. Вулканогенные образования, имеющие более широкое распространение, представлены метаэффузивами основного состава, среди которых распространены metabазальты, метадиабазы, метагабброиды, габбро-амфиболиты и амфиболиты неясного генезиса. Минеральные ассоциации гнейсов соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма, возможно с реликтами гранулитовой фации.

Минеральные парагенезисы осадочной толщи пород, в которых отмечается андалузит, кордиерит, гранат, силлиманит, также свидетельствуют о метаморфизме в условиях амфиболитовой фации. При этом в гнейсах и сланцах отмечаются теневые реликты структур осадочных пород, присутствует графитизированное углистое вещество и турмалин.

В центральных частях и на юго-восточных склонах Маргуцек-Кличкинского поднятия гранитоидов так же, как и в Аргунском поднятии, картируются многочисленные небольших размеров ксенолиты метасоматически мигматизированных амфибол-биотит-плагиоклазовых гнейсов, амфиболитов с прослоями доломитов, которые являются реликтами раннепротерозойских, возможно и архейских, комплексов среди палингенно-метасоматических гранитоидов. В восточной части Кличкинского рудного поля наблюдаются постепенные переходы от меланократовых гнейсов и амфиболитов через плагиопорфиробластовые метасоматические мигматиты до неравномернозернистых диоритов и гранодиоритов, сохранивших теневые гнейсовидные текстуры пород субстрата.

Мощность толщи раннепротерозойских образований, определяемая суммированной мощностью ксенолитов и зон распространения реликтов метаморфических пород среди гранитоидов, составляет не менее 3 км.

Толщи, сложенные эффузивами основного состава и габброидами, в ядрах антиклиналей более интенсивно метаморфизованы и во многих случаях кристаллические сланцы и амфиболиты утратили признаки генетической принадлежности первичных пород. Слабее проявился метаморфизм в синклинальных складках и на крыльях антиклиналей, где среди на вид однородных блоков кристаллических сланцев распознаются различные эффузивные, осадочные, туфогенные и интрузивные образования; степень гранитизации в этих условиях значительно ниже.

Регионально метаморфизованные до амфиболитовой фации раннедокембрийские осадочные и вулканогенные основного состава породы в дальнейшем в связи с процессами метасоматической гранитизации, мигматизации, сопровождавшимися частичным анатексисом, приобрели черты ультраметаморфических пород, среди которых широкое развитие в переходных зонах от амфиболитов к метасоматическим гранитам получили палингенно-метасоматические плагиограниты, диориты и кварцевые диориты формации мигматит-плагиогранитов и связанный с ними плагиоклазовый порфиробластез. В связи с тем, что химические изменения при метаморфизме являются метасоматическим процессом (Жданов В.В., 1982), разграничить процесс метаморфизма и метасоматоза практически невозможно. В Южном Приаргунье прослеживается ряд последовательных преобразований, имеющих пространственную зональность. Максимальной интенсивности изменения достигли в ядрах антиклинальных складок, где наблюдаются гранито-гнейсы и мигматиты по гнейсам субстрата. На крыльях в контактах с ксенолитами метаморфитов повсеместно присутствуют такие зоны переходных пород, имеющие мощность от нескольких метров до десятков и сотен метров. Мощность зон зависит от интенсивности и количества проявленных этапов гранитизации.

Вышележащая часть разреза метаморфических комплексов, распространенных в северной части Маргуцек-Кличкинского поднятия, согласно схемы расчленения протерозойских и палеозойских образований для приаргунской серии государственной геологической карты, разработанной ГГП "Читагеолсъемка", сложена среднерифейскими осадочными породами надаровской свиты — гравелитами, конгломератами, аркозовыми пес-

чаниками с прослоями мраморов. Позднерифейские отложения представлены урулюнгуевской свитой — конгломератами, песчаниками, углистыми алевролитами с прослоями известняков, доломитов, дырбылкейской свитой, в составе которой присутствуют массивные белые, серые пелитоморфные и мраморовидные доломиты с линзами песчаников, кварцитов, прослой мергелей, филлитовидных сланцев, песчаников, горизонт строматолитсодержащих доломитов. Верхняя часть позднерифейского разреза сложена темно-серыми, черными известняками и доломитизированными известняками. Отложения венда представлены быркинской серией, в которую включены колторотуйская толща песчаников, конгломератов, филлитовидных сланцев, кличкинская свита, сложенная углисто-серичитовыми сланцами, алевролитами, прослоями песчаников, метариолитов, зеленокаменных сланцев с линзами карбонатных пород, песчаников, конгломератов, белитуйская свита, состоящая из алевролитов, песчаников, конгломератов с прослоями углистых сланцев, доломитов и известняков.

Породы, распространенные в этой части Урулюнгуевского блока, характеризуются более низкими ступенями метаморфизма; минеральные парагенезисы этих пород соответствуют эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма. Филлитовидные сланцы и доломитизированные известняки, кварцсодержащие гравелиты и конгломераты, интенсивно гранитизированные, которые обнажены на северо-западных склонах Аргунского поднятия в районе поселка Досатуй, вероятно, следует относить к урулюнгуевской свите.

Пликативные дислокации

В связи с тем, что докембрийские метаморфические породы сохранились в ограниченном объеме в виде ксенолитов среди гранитоидов, установить количество циклов складкообразования не представляется возможным. В пределах Урулюнгуевского блока реконструируется крупное антиклинальное сооружение, состоящее из ряда антиклинальных и синклинальных складок.

Анализ замеров элементов залегания слоистости, сланцеватости и гнейсовидности в ксенолитах метаморфических пород и в метасоматических гнейсовидных гранитоидах показывает преобладающую роль северо-восточных субширотных ориентировок в осевых частях антиклинория с переходами к северо-западному близмеридиональному простиранию на участках флексурных изгибов, установленных на северо-западных склонах Аргунского локального купольного поднятия пород фундамента. Антиклинали осложнены складками более высоких порядков, среди которых развиты брахиантиклинальные, реже изоклинальные и опрокинутые. Характерны резко выраженные ундуляции осей складок. По разрозненным выходам метаморфических пород, сохранившихся на склонах купольных поднятий гранитоидов, восстанавливаются крылья бывших антиклиналей, преобразованных эволюционирующей орогенной палингенно-метасоматической гранитизацией в Аргунское, Маргуцек-Кличкинское, Куладжинское поднятия. Крупные флексурные изгибы в северо-западном направлении установлены в районе Стрельцовской и Куйтунской вулканотектонических кальдер. Северо-западное и близмеридиональное простирание элементов складчатости характерно также для метаморфических пород, распространенных и в Маргуцек-Кличкинском поднятии. Разрядка динамических напряжений, вызванных ростом и воздыманием сводового сооружения, происходила в основном вдоль тектонических ослабленных зон на крыльях складок, обусловив разгнейсование гранитоидов и кливаж метаморфических пород, интенсивность которых ослабевает от периферийных к сводовым частям. В местах максимального воздымания поднятий картируются опрокинутые складчатые элементы метаморфических пород, как это имеет место вдоль Южно-Аргунской зоны.

Локальные купольные поднятия, выделяющиеся в Урулюнгуевском сводовом поднятии, судя по гравиметрическим данным, представляют собой очаговые структуры, возникшие над участками разуплотненной верхней мантии, в пределах которых максимально проявились процессы полихронной гранитизации. С процессами гранитизации, регионального метаморфизма, динамометаморфизма сопряжено формирование гранитогнейсовых куполов, сводовых поднятий, определяющих своеобразие строения докембрийского фундамента и имеющих важнейшее значение в формировании промышленно ураноносных ВТС в областях тектономагматической активизации.

С наибольшей интенсивностью процессы разновозрастной гранитизации проявились в пределах Аргунского купольного поднятия, с которым обнаруживают тесную пространственную связь все известные крупнейшие гидротермальные месторождения урана и флюорита.

Исследователи, изучавшие гранитоидные комплексы Приаргунья, высказывают различные точки зрения относительно времени и условий их формирования. Становление гранитогнейсовых куполов в инверсионно-складчатый этап эволюции подразумевает начало процессов метасоматической гранитизации уже в раннем протерозое [37ф-46ф, 17, 18, 67ф, 68ф, 17, 18]. Гранитообразование продолжалось в течение всего протерозоя и палеозоя и имело характер ультраметаморфогенного гранитообразования областей вздымания. Процессы метасоматического кремнещелочного замещения пород субстрата под воздействием трансмагматических пневматогидротермальных флюидов привели к формированию обширных тел палингенно-метасоматических гранитоидов, которые в наиболее длительно активных зонах эндогенного теплопереноса (локальные поднятия) перешли в палингенно-анатектические и интрузивно-анатектические.

Проводившиеся детальные исследования в Урулюнгуевском блоке в связи с поисками урановых месторождений [15ф-17ф, 36ф-55ф, 18, 19, 36] позволили достоверно выделить не менее трех основных периодов гранитообразования, которое происходило в протерозое и палеозое главным образом по типу палингенно-метасоматического и в меньшей мере интрузивно-анатектического. Телескопирование нескольких этапов гранитизации и последующих высокотемпературных преобразований обусловило формирование сложных метасоматитов и таких промежуточных продуктов гранитизации, как кварцевых диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов, имеющих постепенные переходы между разновозрастными разновидностями, в результате при картировании гранитоидов возможно установить лишь преобладающий среди них генетический тип и их принадлежность к определенному циклу гранитообразования.

В первый этап процесс гранитизации, начавшийся в раннем протерозое и завершившийся, вероятно, в рифее, привел к образованию плагиомигматитов, всех переходных разновидностей диоритового комплекса, плагиогранитов, плагиогранитогнейсов, которые в чистом виде (слабо подвергшиеся последующим преобразованиям) отмечаются весьма локально, как правило, на крыльях гранитогнейсовых куполов в краевых частях ксенолитов метаморфических пород; кроме того, они сохранились в ядрах сводовых поднятий в виде мелких скиалитов. При этом проявление плагиогранитизации во времени сменяется метасоматической гранитизацией калиевого ряда. В связи с этим в центральных частях купольных поднятий, являющихся наиболее активными зонами воздействия метасоматических процессов, наибольшее распространение получили конечные продукты гранитизации — гранитогнейсы, гнейсовидные граниты, граниты, в отличие от плагиогранитогнейсов, кварцевых диоритов, диоритов — на склонах поднятий в переходных зонах вблизи ксенолитов метаморфических пород.

Следующий этап гранитизации проявился в раннем палеозое. Гранитоиды этого цикла имеют наиболее широкое распространение, слагают крылья и сводовые части антиклинальных сооружений; вблизи контактов с метаморфическими породами и гранитогнейсами они имеют постепенные переходы через порфиробластовые гранитогнейсы или гибридные породы диоритового ряда к крупно- и гигантозернистым порфиробластовым гнейсовидным гранитам, содержащим переменное количество (15-45%) замещаемого суб-

страта. Кроме того, они встречаются в виде ксенолитов среди позднепалеозойских гранитов. Именно эти гранитоиды относятся к урулюнгуевскому комплексу и вызывают у исследователей наиболее противоречивые взгляды на их генезис и возрастное положение.

Третий этап гранитообразования ознаменовался формированием пермских гранитоидов ундинского комплекса, слагающих центральные части сводовых поднятий. Они представлены среднезернистыми биотитовыми и мелкозернистыми порфириовидными гранитами, биотит-амфиболовыми гранитами, порфиробластовыми гранодиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, габбро. В эндо- и экзоконтактах гранитов широко распространены жилы аплитов и пегматитов. Большинство исследователей все породы этого комплекса относят к интрузивным образованиям. Однако детальное картирование и изучение гранитоидов показало, что их фациальное разнообразие обусловлено особенностями генезиса. Наиболее широко распространены в сводовых частях поднятий, в современном рельефе на водоразделах Аргунского и Кличкинского хребтов, среднезернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, характеризующиеся слабогнейсовидной текстурой, отражающей реликтовую текстуру метасоматически замещаемых пород субстрата. Палингенно-метасоматическое происхождение этих гранитоидов не оставляет сомнения и при изучении приконтактных зон гранитов с крупными и мелкими ксенолитами метаморфических пород. По данным бурения многочисленных скважин в фундаменте Стрельцовской кальдеры и бурения глубоких скважин (до 2600 м), а также скважин глубиной до 600-700 м на площади Кличкинского рудного поля в переходных зонах между амфиболитами и меланократовыми гнейсами образовались в результате плаггиомигматизации и последующей метасоматической гранитизации промежуточные продукты, представленные последовательно от амфиболитов метагабброидами, плаггиопорфиробластовыми диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, меланократовыми и мезократовыми гранитами, биотитовыми гранитами. Все породы в переходных зонах отличаются неравномерным составом и гнейсовидными текстурами и содержат многочисленные скиалиты метаморфических пород субстрата. Несмотря на явные признаки палингенно-метасоматического генезиса габброидов, диоритов и гранитов в переходных зонах, составители современных геологических карт относят их в первую и вторую фазу интрузивного комплекса.

В Урулюнгуевском поднятии широко распространены граниты, образовавшиеся в позднем палеозое в результате метасоматической гранитизации гранитоидов ранних этапов. В протерозойских гранитогнейсах проявился порфиробластез, минеральные парагенезисы (кварц, олигоклаз, биотит) при этом соответствуют составу позднепалеозойской гранитизации и между порфиробластовыми мелкозернистыми гранитогнейсами существуют постепенные переходы к среднезернистым гранитам. При метасоматическом воздействии кремнекалийнатриевых растворов на раннепалеозойские палингенно-метасоматические крупно- и гигантозернистые граниты образуются весьма неравномернозернистые средне-, крупнозернистые граниты, отличающиеся гломеропорфиробластовой структурой и слабо выраженной гнейсовидной текстурой. По внешним признакам такие породы трудно отнести к ранне- или к позднепалеозойскому циклу гранитообразования и лишь по количественному соотношению вновь образованных и замещаемых минеральных ассоциаций представляется возможным определить время окончательного становления подобных гранитов.

В сводовых частях купольных поднятий наряду с палингенно-метасоматическими гранитоидами имеют место интрузивно-анатектические среднезернистые биотитовые, реже лейкократовые граниты. К этим образованиям относятся также широко распространенные жилы аплитов и пегматитов. При этом, даже при наличии резких границ между аплитами и метаморфическими породами, нередко наблюдаются постепенные переходы, обусловленные тем, что мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат насыщает межзерновое пространство замещаемого субстрата. В зонах длительного воздействия гранитизирующих тепломассопотоков в результате высокотемпературного замещения и селективного плавления исходного субстрата фемического состава образовались анатектиты диоритового ряда. Такие палингенно-анатектические диориты образуют небольшие тела, большая часть которых имеет постепенные переходы к метасоматическим гранитоидам;

при незначительном перемещении расплавов отмечаются резкие интрузивные контакты диоритов с породами кровли.

Время проявления процессов гранитизации, определяемое радиологическими возрастными урансодержащих минералов (свинец-свинцовый метод) и возрастными породообразующих минералов рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами, не отражает абсолютного времени проявления этих процессов, а лишь может свидетельствовать о их относительной хронологической последовательности.

В пределах Урулюнгуевского блока геохронологические исследования проводились в значительном объеме различными геологическими организациями и НИИ (см. табл. 1). Метасоматическая природа гранитов, образовавшихся в течение не менее трех циклов гранитообразования, телескопированных в единых структурных элементах, затрудняет их хронологическую диагностику. В большей части определений полученный абсолютный возраст не соответствует истинному в связи с омолаживающим воздействием как последующих гранитизационных циклов, так и кремнекалийнатриевых пневматогидротермальных преобразований, поскольку при этом происходит смешение изотопов и усреднение их состава. Последующие процессы вызвали интенсивное перераспределение микроэлементов, в том числе и урана. Изучение зональных цирконов показало, что внутренние и внешние зоны цирконов характеризуются совершенно разными содержаниями урана с резкими границами между ними. Абсолютный возраст гранитизированных метасоматических пород, равный 1050-1700 млн лет, свидетельствует о проявлении гранитообразования уже в раннем протерозое. И эти граниты были вовлечены в процессы складкообразования, разгнейсования и метаморфизма совместно с толщей терригенно-карбонатных пород. К этому циклу относятся мелкозернистые гранитогнейсы. Определения абсолютного возраста по циркону и по валовой пробе метасоматических крупнозернистых гранитов, в которых замещаемый субстрат представлен мелкозернистым гранитогнейсом, составляющим более 50% породы, показывают возраст 640-860 млн лет (пробы 421, С-7001, С-7002, С-2с и др.), что соответствует омоложенному времени раннепротерозойского гранитообразования. А возраст выделенных из этих гранитов порфириобластовых зерен ортоклаза составляет 540-405 млн лет, что указывает на раннепалеозойский этап гранитизации и становления метасоматических крупнозернистых гнейсовидных гранитов. Более определенно датируется позднепалеозойский этап гранитообразования по образцам (9790, С-7095, 9617 и др.) среднезернистых метасоматических и интрузивно-анатектических гранитов. Пробы метасоматических среднезернистых гранитов, в составе которых сохранилась значительная часть замещаемых раннепалеозойских гранитов, показывают возраст полевых шпатов и биотита 330 млн лет, т.е. возраст раннепалеозойских гранитов, омоложенных в связи с позднепалеозойской гранитизацией. Такие метасоматические гибридного состава граниты широко распространены в фундаменте Стрельцовской кальдеры, к северу от участка Октябрьского месторождения, и в южном и юго-восточном обрамлении кальдеры на водоразделе Аргунского хребта.

Суммируя кратко изложенные данные о домезозойских гранитоидах, слагающих Урулюнгуевское сводовое поднятие, следует подчеркнуть их крайнюю неоднородность как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Среди гранитоидов отсутствуют типичные интрузивные породы, за исключением небольших (не более 1-2 км²) массивов интрузивно-анатектических гранитов, диоритов и жильных тел. Разнообразие пород, обусловленное их генетическими особенностями, находит отражение и в их химическом составе. Полихронное гранитообразование вызвано неоднократно проявлявшимися процессами кремнещелочного метасоматоза. Ранние гранитоиды преимущественное развитие получили на крыльях антиклинальных сооружений, а в их сводовых частях распространены позднепалеозойские гранитоиды. Процессы гранитизации в протерозое обусловили становление гранитогнейсовых куполов. В последующие циклы гранитообразования они были преобразованы в сводово-купольные поднятия, испытывавшие устойчивое воздымание на протяжении всей истории развития.

Верхний структурный этаж

Особенности состава и распространения осадочно-вулканогенных формаций

Процессы позднемезозойской тектономагматической активизации на территории Приаргунья происходили в четыре этапа, каждому из которых соответствуют определенные тектонические процессы и комплексы осадочных и магматических образований, слагающих впадины. Геологические разрезы всех впадин коррелируются между собой (табл. 2, 3; рис. 4, 5).

Наиболее ранними проявлениями магматизма периода позднемезозойской активизации являются, вероятно, породы уртуйского комплекса, радиологический возраст которого, по данным разных исследователей, датируется от 610 до 190 млн лет, в связи с этим время становления их можно предполагать лишь по косвенным геологическим данным. Породы уртуйского комплекса, представленные субвулканическими экструзивными, редко интрузивными телами гранит-порфиров и кварцевых порфиров с развитыми в контактах эруптивными брекчиями, приурочены к крупным разломам, образовавшимся в ранний этап позднемезозойской тектономагматической активизации. Все породы этого комплекса интенсивно грейзенизированы и несут оловянное оруденение; при этом минеральный состав грейзенов (кварц, мусковит, топаз, турмалин, флюорит, олово, уран) характерен для позднемезозойских комплексов (шахтаминского, кукульбейского) и не соответствует составу развитых в районе позднепалеозойских грейзенов, в которых преобладает кварц-турмалиновая ассоциация. Приуроченность уртуйского комплекса пород к мезозойским разломам и состав грейзенов указывают на их наиболее вероятный мезозойский возраст. Верхняя возрастная граница уртуйского комплекса устанавливается как доверхнеюрская вполне определенно на основании нахождения гальки милонитизированных грейзенизированных уртуйских кварцевых порфиров в верхнеюрских конгломератах, распространенных в пределах Уртуйской зоны. Эти данные показывают, что образование пород уртуйского комплекса наиболее достоверно может быть связано с первым этапом позднемезозойской тектономагматической активизации (J_2).

В сводовых частях купольных поднятий распространены интрузивные магматические породы кукульбейского комплекса, образовавшегося в ранний этап позднемезозойской активизации (J_{2-3}). Они слагают многочисленные дайки и небольших размеров штоки, наиболее крупным из которых является Кир-Кириный массив. Породы представлены лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, заметно грейзенизированными, и характеризуются редкометалльной специализацией (литий, олово, вольфрам) и высокими концентрациями урана (до 25 г/т) и тория (до 40 г/т).

Мезозойские осадочные и вулканогенные образования, слагающие верхний структурный этаж, выполняют крупные впадины: Западно- и Восточно-Урулюнгуевские, Южно-Аргунскую, Шаманскую, Абагайтуйскую и ряд тектоновулканических сооружений меньших размеров — Тулукуевскую впадину, включающую Стрельцовскую, Куйтунскую кальдеры, Кличкинский грабен и др.

Породы верхнего структурного этажа разделяются на два яруса: нижний, включающий верхнеюрскую приаргунскую свиту и нижнемеловую тургинскую свиту, верхний ярус, сложенный нижнемеловыми угленосными отложениями куйтинской свиты (см. табл. 3).

Осадочно-вулканогенные образования приаргунской свиты, распространенные во всех впадинах, расчленяются по преимущественному составу вулканитов на три толщи: нижнюю — базальтовую, среднюю — базальт-дацитовую, верхнюю — дацитовую. Определения абсолютного возраста базальтов, дацитов показывают от 175 до 146 млн лет (см. табл. 1).

Тургинская свита, включающая осадочные (слабоугленосные) туфогенно-осадочные отложения, покровы липаритов, базальтов и соответствующие им субвулканические экструзивные образования, по многочисленным определениям абсолютного возраста эффузивов (135-110 млн лет) формировалась в нижнем мелу. Определения флоры свидетельствуют о верхнеюрском — нижнемеловом возрасте, а определения фауны однозначно указывают на меловое время.

Этапы позднемезозойской тектономагматической активизации

Геологические процессы	Этапы			
	J ₂ , J ₂₋₃	J ₃	K ₁ ¹	K ₁ ²
Тектоника	Тектонически ослабленные зоны на границах гранитогнейсовых куполов, образование зон катаклизмов и трещиноватости. Разломы. Начало глыбовых дислокаций по разломам СВ и широтного простирания. Образование милонитов. Начало проседания блоков	Блоковые движения, образование грабеобразных впадин рифтового типа. Основные направления разломов - северо-восточные, широтные, меридиональные, второстепенные - северо-западные	Обособление локальных вулканотектонических сооружений, образование кальдер проседания. Подновление северо-восточных, широтных, меридиональных тектонических нарушений; образование новых разломов преимущественно меридионального и северо-западного простирания	Подновление разломов северо-восточного меридионального, широтного простирания. Проседание центральных частей впадин - образование наложенных мульд
Магматизм	Гранитоиды цаган-олуевского, шахтаминского, кукульбейского интрузивных комплексов (J ₂₋₃). Гранит-порфиры, кварцевые порфиры ургуйского интрузивно-субвулканического комплекса (J ₂)	Базальт-андезит-дацитовый вулканизм, формирование во впадинах приаргунской осадочно-вулканогенной свиты. Субвулканический экструзивный комплекс (сиенитодиорит-порфиры)	Базальт-липаритовый вулканизм, завершившийся базальтовым; формирование во впадинах тургинской свиты. Субвулканический экструзивный и интрузивный комплекс пород кислого и субщелочного состава, образовавшийся до завершающего базальтового вулканизма; жерловые фации кислых эффузивов, дайки и экструзии липаритов, липаритодацитов, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, трахидацитов, гранодиорит-порфиров	
Терригенные отложения	Осадочные тонко- и грубообломочные отложения	Озерно-русловые отложения	Озерно-болотные отложения с прослоями углей. Формирование Ургуйского месторождения углей	Угленосные отложения кутинской свиты
Гидротермальные процессы	Альбитизация, микроклинизация			
Изменения вмещающих пород	Грейзенизация - кварц-серицит-турмалин-флюоритовые изменения, проявленные вдоль зон в ургуйских кварцевых порфирах, в кукульбейском комплексе. Альбитизация I, микроклинизация		Пропилитизация. Аргиллизация: каолинизация, цеолит-монтмориллонитовая и хлорит-монтмориллонитовая фация, гидрослюдистая фация. Рудосопровождающие и пострудные изменения	
Рудные проявления	Олово, вольфрам		Месторождения: Pb, Zn, Sn, Mo, Mo-U, F, проявл. Au	

Схема расчленения мезозойских образований Южного Приаргуны (составила Л.П.Ищукова)

Таблица 3

Район распространения пород	Приаргунская свита J ₃			Тургинская свита J ₃ -K ₁ ¹			Кутинская свита K ₁ ²
	нижняя толща (андезит-базальтовая)	средняя толща (андезит-дацитовая)	верхняя толща (дацитовая)	первая толща (нижняя липаритовая)	вторая толща (фельзит-липаритовая)	третья толща (туфогенно-осадочная с покровами липаритов и базальтов)	
1	2	3	4	5	6	7	8
Тулукуевский прогиб	-	Переслаивание базальтов, трахидацитов и маломощных горизонтов осадочных отложений	-	Вулканогенно-осадочные отложения: нижний покров липаритов, осадочные отложения, плагиобазальты	Конгломераты, покров фельзитов, верхний покров липаритов, экструзивные липариты, сиенит-порфиры, гранит-порфиры, прослой алевролитов с линзами каменного угля	Осадочные отложения с прослоями слабо углефицированных алевролитов, с горизонтами туфов кислых эффузивов и покровами базальтов	-
Восточно-Урулунгуевская впадина	-	Осадочные, туфогенно-осадочные отложения с покровами трахидацитов и андезитобазальтов	-	-	Покров фельзитов, верхний покров липаритов (вдоль юго-восточного борта)	Осадочные отложения с горизонтами туфов, кислых эффузивов и покровами базальтов, углистые алевролиты, пласты углей	(?) Тонкообломочные фации осадочных отложений
Куйтунская кальдера	-	Покровы дацитов, базальтов с прослоями туфогенно-осадочных пород, в основании осадочные породы	-	Плагиоклазовые базальты	Экструзивные сиенит-диорит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранит-порфиры, в краях переходящие в фельзит-порфиры	-	-
Южно-Ар-гунская впадина	Осадочные отложения, переслаивающиеся с покровами андезитобазальтов	-	-	-	Верхняя эффузивная толща (перлиты, лавовые брекчии, липариты), осадочные отложения	Осадочные отложения и туфы кислого состава, покровы базальтов	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, содержащие пласты бурого угля
Абагайтуйская впадина:							
Северо-западный блок	-	Андезитобазальты с маломощными прослоями дацитов, в основании осадочные отложения	-	-	Маломощные покровы липаритов и их туфов; экструзивные тела кварцевых порфиров, липаритов	-	-
Юго-восточный блок	Осадочные отложения, переслаивающиеся с покровами андезитобазальтов	Андезитобазальты с прослоями туфогенно-осадочных пород и дацитов; в основании осадочные породы	-	-	Покровы липаритов, экструзивные липариты и дациты	Покровы базальтов	-

Маиевская впадина	Песчаники, конгломераты, базальты с прослоями туфов и песчаников	Покровы дацитов с прослоями туфов, в основании андезитобазальты и песчаники	Покровы дацитов (андезитодацитов)	Покровы андезитобазальтов, плагиобазальтов, липаритодацитов, прослой осадочных и туфогенных отложений; экструзивные дациты	Экструзивные сиенит-порфиры	-	-
Утта-Хадинский блок	Покровы андезитобазальтов, переслаивающиеся с осадочными отложениями, в основании песчаники и конгломераты	Переслаивание трахидацитов, андезитобазальтов и осадочных отложений	-	Покровы базальтов, липаритодацитов	Экструзивные липаритодациты	-	-
Кангурский блок	-	Покровы андезитобазальтов с прослоями туфов трахидацитов	Покровы дацитов	Покровы андезитов, базальтов, липаритодацитов, туфогенно-осадочные отложения	Покровы липаритов, экструзивные липаритодациты, в основании осадочные отложения	-	-
Соктуй-Милосанский блок	-	Переслаивание андезитобазальтов и трахидацитов	Песчаники и лежащие выше дациты	-	-	-	-
Умькийский блок	-	Переслаивание базальтов, трахидацитов и маломощных горизонтов песчаников, в основании осадочные породы	-	Плагиоклазовые базальты	Покровы базальтов, осадочные отложения	Тонкообломочные осадочные отложения	-
Мулинский блок	-	Андезитобазальты, базальты, осадочные отложения, дациты и туфы дацитов	Осадочные отложения, маломощные прослой туфолав дацитов	Плагиобазальты, липаритодациты	Покровы липаритов, экструзивные липариты, кварцевые порфиры, сиениты, переходящие в габбро-сиениты	Осадочные отложения, базальты	-

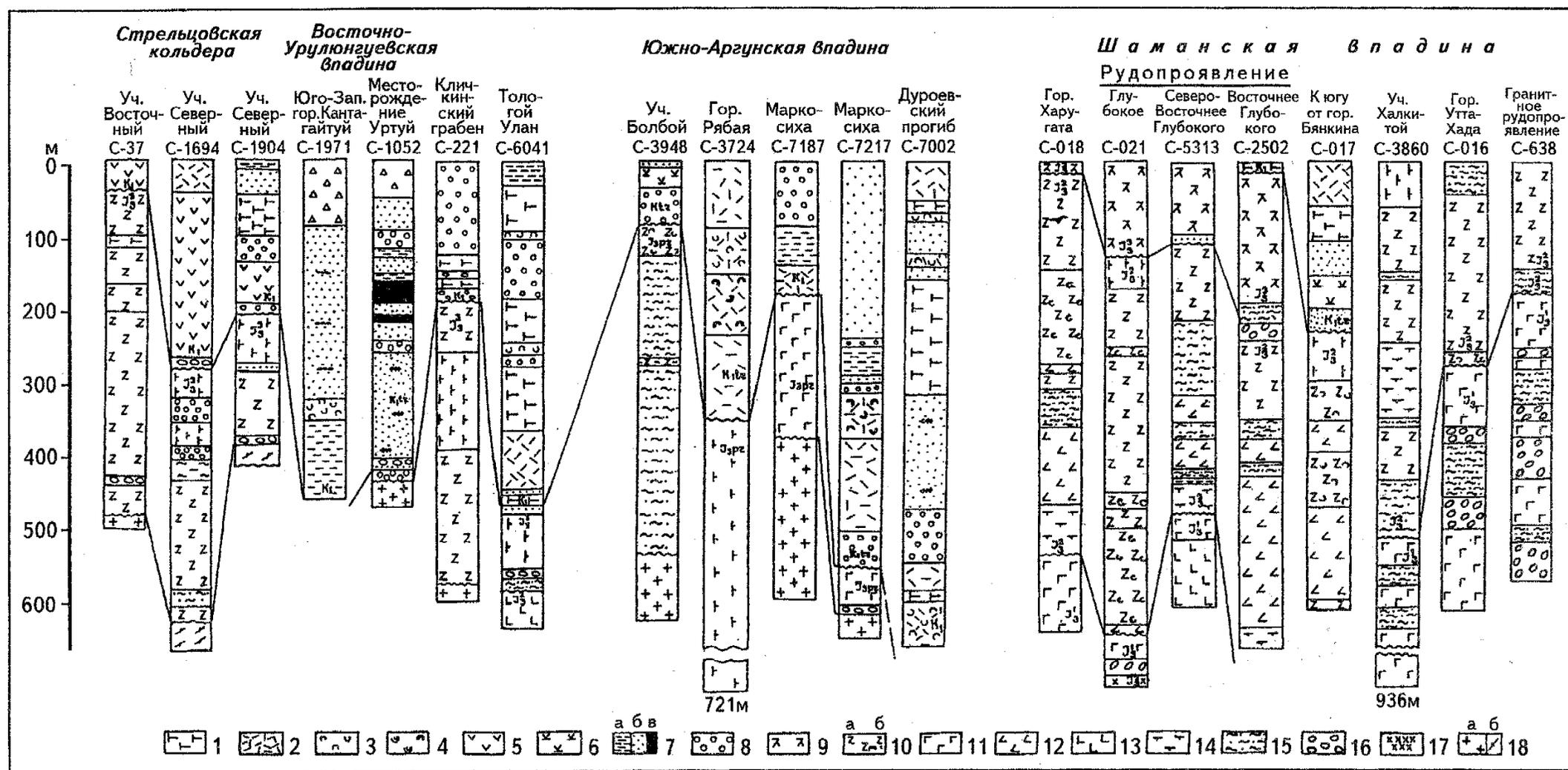


Рис. 4. Разрезы позднемезозойских вулканогенно-осадочных образований различных впадин Южного Приаргуныя
(Составила Л.П.Ищукова по опорно-поисковым скважинам)

1-8 — тургинская свита (K_1tr): 1 — базальты; 2 — липариты; 3 — туфы липаритов; 4 — вулканические стекла кислого состава; 5 — фельзиты; 6 — липариты болбойского и бянкинского комплексов; 7 — алевролиты (а), песчаники с прослоями углистых алевролитов (б), угли (в); 8 — конгломераты; 9-17 — приаргунская свита (J_3pr): 9 — андезитодациты; 10 — дациты (а), туфы дацитов (б); 11 — базальты; 12 — андезитобазальты; 13 — базальты (нижние покровы); 14 — крупновкрапленные плагиобазальты; 15 — алевролиты, песчаники, прослои гравелитов; 16 — конгломераты; 17 — сиенитоидориты; 18 — гранитоиды: ундинского комплекса (а), урулюнгуевского комплекса (б)

Верхний ярус слагают угленосные отложения кутинской свиты, которые образовались в наложенных мульдах в пределах впадин.

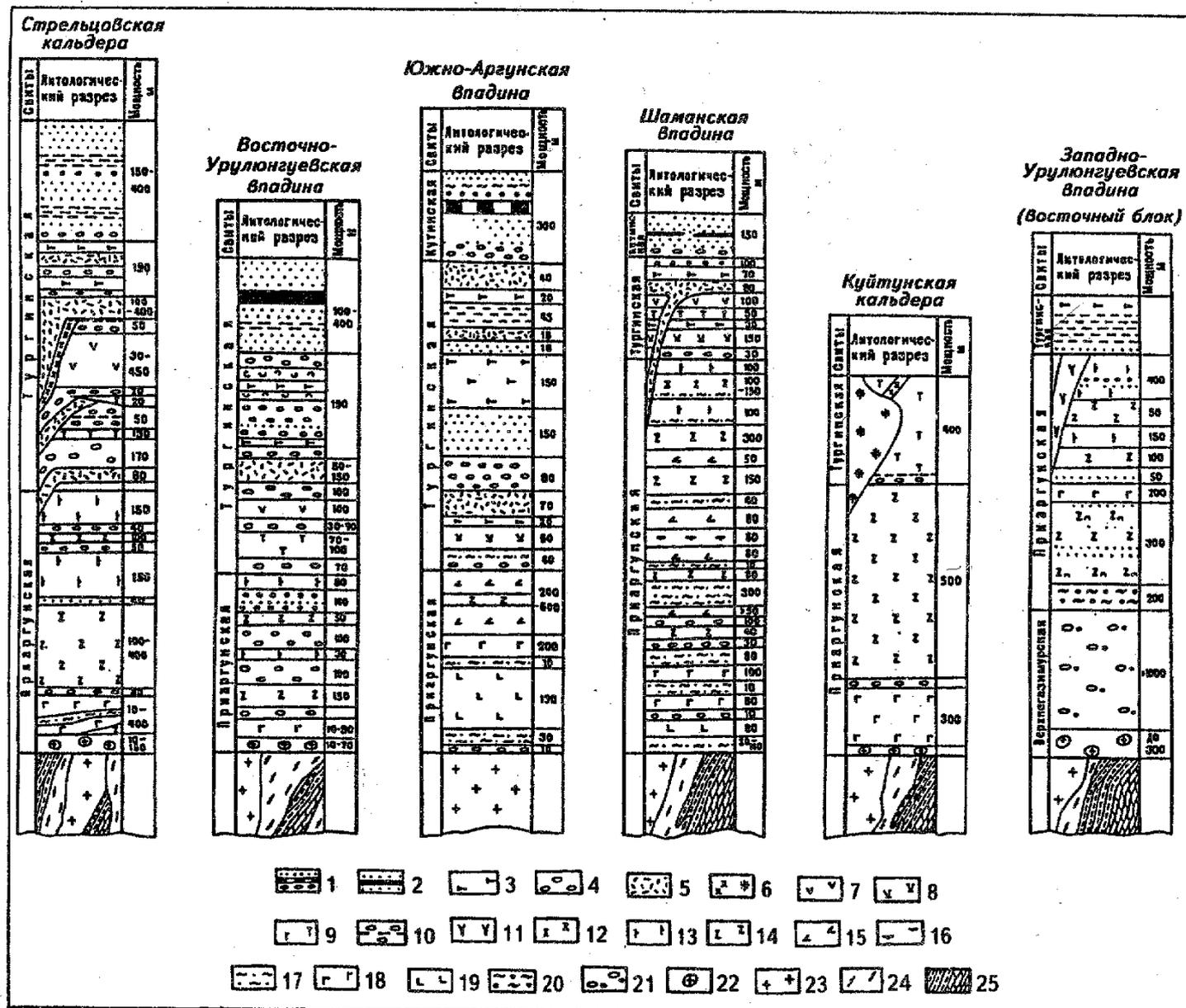
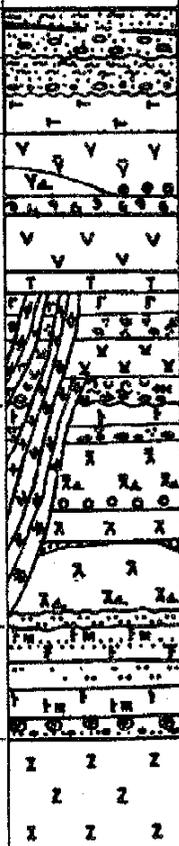
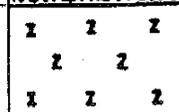


Рис. 5. Обобщенные разрезы различных впадин Южного Приаргуныя

1 — Кутинская свита — песчаники, бурые угли, конгломераты; 2-11 — тургинская свита: 2 — песчаники, алевролиты, углистые алевролиты, угли (Уртуйское месторождение), 3 — базальты, 4 — конгломераты, 5 — липариты, 6 — сиенит-порфиры, гранит-порфиры, 7 — фельзиты, 8 — биотитовые липариты, 9 — плагиопорфировые трахибазальты, 10 — конгломераты, песчаники, углистые алевролиты, 11 — экструзивные липариты; 12-22 — приаргунская свита: 12 — андезитодациты, 13 — базальты, 14 — дациты, трахидациты, 15 — андезиты, 16 — базальты, 17 — алевролиты, 18 — базальты, 19 — андезитобазальты, 20 — алевропесчаники, 21 — конгломераты, гравелиты, 22 — базальные конгломераты; 23 — позднепалеозойские гранитоиды; 24 — раннепалеозойские гранитоиды; 25 — метаморфические комплексы

Приведенное расчленение мезозойских образований является обобщающим для стратифицированных разрезов всех впадин Приаргуныя и базируется на огромном фактическом материале, полученном в результате бурения опорных, картировочных и поисковых скважин, выполненного в период 1962-1980 гг. в процессе проведения поисковых работ на уран ГПП "Сосновгеология". Это расчленение имеет существенные отличия от схем, предложенных ВСЕГЕИ [88ф, 62]. В большей степени оно согласуется с рабочей опорной легендой приаргунской серии листов государственной геологической карты РФ масштаба 1:50 000, принятой ГПП "Читагеолсъёмка" в 1993 г. Согласно последней схеме

Отдел	Свита* (серия)	Толща, пачка	Свита*	Литологическая колонка	Мощность, м	скважин, вскрывших породы	Породы стратифицированные: осадочные озерно-болотных и русловых фаций, вулканогенные покровных и эксплозивно-осадочных фаций (туфы, игнимориты)	Породы экструзивные жерловых фаций							
Неоген-палеоген															
И	Ту р г и н с к а я	Ку т л и н с к а я	Тулукуевская				Конгломераты, алевролиты, аргиллиты, углистые алевролиты, прослой угля								
							Конгломераты, алевролиты, аргиллиты								
							Базальты								
							Липариты санидиновые, лавобрекчии липаритов. Вулканические стекла липаритов.								
							Песчаники, алевролиты, туфы								
							Трахиллипариты, липариты, биотит-, санидин-содержащие								
							2858	Плагноклазовые андезито-базальты							
							базальты массивные, оливинсодержащие, миндалекаменные								
							Песчаники, алевролиты, туффиты, конгломераты с фауной К ₁								
							100-200	017	Биотитовые липарито-дациты, лавобрекчии липарито-дацитов	Фельзит-порфиры, липарито-дациты					
							30	017	Песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы с углефицированной органикой, туффиты	Гранит-порфиры					
							от 50-100		Андезиты, андезито-базальты						
У н д и н о - Д а н и с к а я J ₃	Верхняя дацитовая	Караганатуйская J ₃					Песчаники, туффиты, гравелиты, конгломераты								
							Верхний покров дацитов: дациты массивные и флюидальные, лавобрекчии								
							60	3740, 021, 2662	Трахидациты массивные, лавобрекчии трахидацитов						
								3740, 021, 732 (Летнее)	Андезито-дациты трахитоидные, крупновкрапленниковые, лавобрекчии						
							80	3740, 021	Андезиты, андезито-базальты, базальты миндалекаменные, массивные, с прослоями песчаников						
							35	3740	Песчаники среднезернистые, слоистые, полимиктовые						
								3740, 021, 2208	Андезиты массивные и миндалекаменные						
									Песчаники тонкослоистые						
							в а я							Средний покров дацитов (основной продуктивный): дацит мелковкрапленниковый, массивный и флюидальный	
														300 200	021 3740 2208

В е р х н и я	П р и а р г у н с к а я	Средняя - андезит - дацит	Х а л к и т о й с к а я	J ₂	Лавобрекчии дацитов					
					Песчаники, андезиты					
					Флюидальные дациты					
					30	021				
					80	021, 017, 018		Туфолавы, туфы дацитов		
					20	021		Туфы дацитов		
								Дацил стекловатый, туф дацита, полосчато-флюидальный дацит, биотит-роговообманковые андезито-дациты трахитоидные	Экструзивные тела дацитов	
					40	2217, 2216		Песчаники, алевролиты с углефицированной органикой, конгломераты		
					15	2216		Конглобрекчии, лавобрекчии андезитов		
					80	2216		Андезиты микролитовые и миндалекаменные		
		70-80	2209, 2216, 2003, 2215		Крупнотаблитчатые плагиоклазовые андезиты					
		5-10	2209-2216		Андезиты					
					Алевролиты					
		80	2209, 2217		Нижний покров дацитов: крупнокрапленниковый дацит	Сиенито-диорит-порфиры, грано-сиенит-порфиры, сиенит-порфиры				
		до 300	Утта-Хада, Тылкучи, 3856		Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов					
		20	2209, 2216		Андезиты кварцсодержащие и роговообманковые					
		до 50 и > до 100	022		Андезиты массивные и миндалекаменные	Роговообманковые андезиты				
					Конгломераты					
					Дациты					
		40-80	2217, 2216, 2209		Полимиктовые песчаники, алевролиты углистые, конгломераты					
10-160	2209, 2215, 2216		Кварцсодержащие андезиты, андезито-базальты, туфы андезитов							
40-200	2215, 2217, 2209		Переслаивание песчаников, алевролитов, конгломератов							
до 200-300	2215		Андезито-базальты роговообманковые							
30	2215		Конгломераты							
60	2215		Туфы, лавобрекчии базальтов, андезито-базальтов, миндалекаменные базальты							
20, 40, 10	2215, 643, 639		Песчаники, гравелиты, алевролиты углистые, базальные конгломераты							
			Уртуйский комплекс. Кварцевые порфиры, их лавовые брекчии							
			2215, 2217	У ₂ - средне-крупнозернистый гранит, жилы мелкозернистого и аплитовидного гранита, пегматита (варисская интрузия). У ₁ - крупнозернистый, порфиробластовый гнейсовидный гранит. (Раннепалеозойские)						
				РП - протерозой (архей?) - метаморфические породы биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты (а), сланцы (б), известняки (в)						

Рис. 6. Стратиграфическая колонка Шаманской впадины по новому делению ГП "Читагеолсъемка"

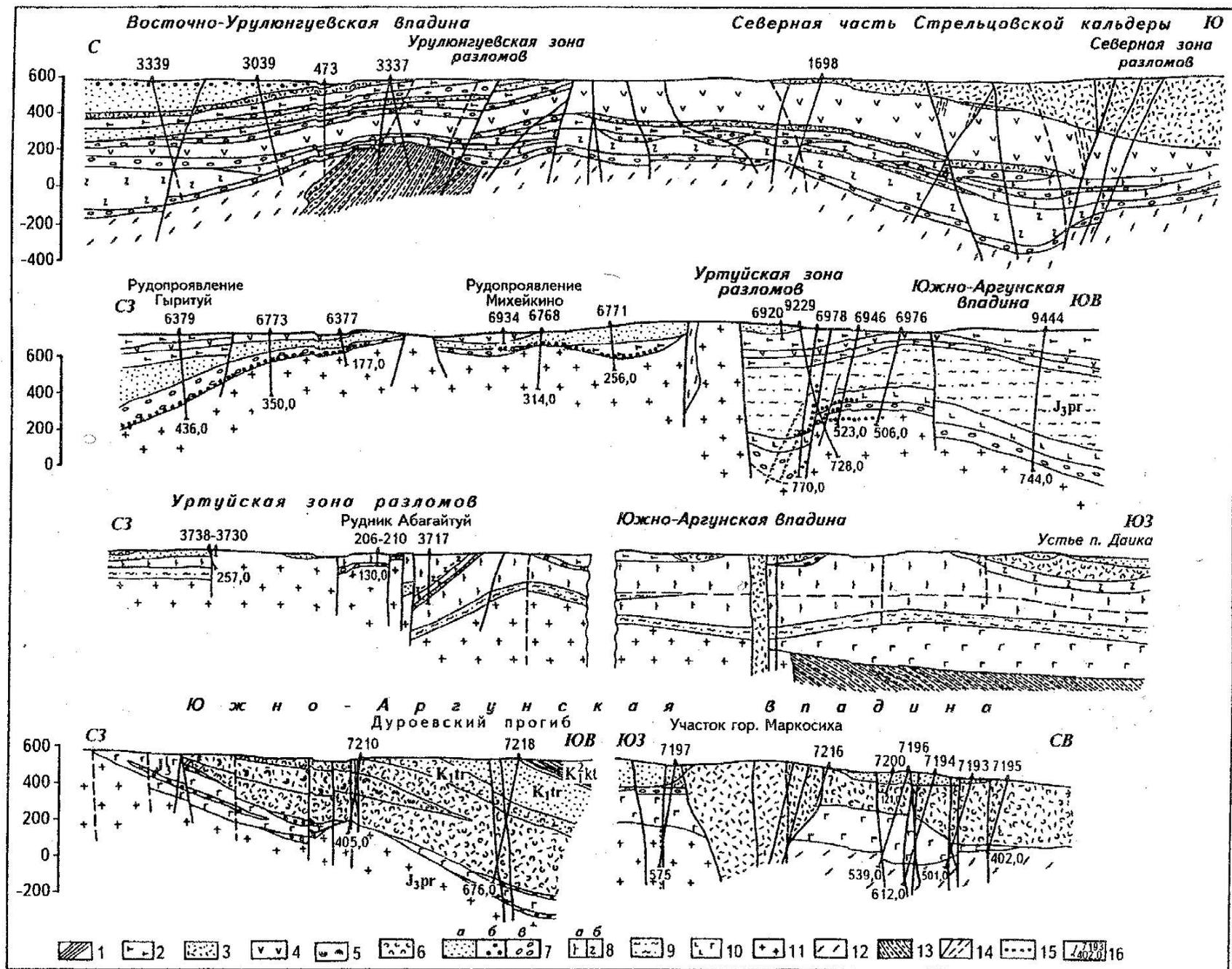


Рис. 7. Геологические разрезы впадин (Составили Л.П.Ищуква, П.А.Пахомов, Ю.М.Шеметов)

1 — угленосные отложения кутинской свиты (K_1^{kt}); тургинская свита V (K_1^{tr}); 2 — базальты, 3 — липариты, 4 — фельзиты, 5 — вулканические стекла, 6 — туфы, 7 — песчаники, алевролиты (а), гравелиты (б), конгломераты (в); 8-11 — приаргунская свита (J_3^{pr}): 8 — базальты (а), дациты (б), 9 — переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов, 10 — базальты, андезитобазальты, 11 — гранитоиды удинского комплекса; 12 — гранитоиды урулюнгуевского комплекса; 13 — метаморфические породы; 14 — тектонические нарушения; 15 — урановорудные тела; 16 — скважины, их номера и глубина

приаргунская, тургинская и кутинская свиты соответствуют сериям, при этом верхняя часть приаргунской свиты выделена в ундино-даинскую серию, в составе нижней андезит-базальтовой толщи выделены дайкинская и айрыкская свиты, в средней андезит-базальт-дацитовая — халкитойская и калтанская свиты, верхняя дацитовая толща соответствует караганатуйской свите, в тургинской свите (серии) выделены тулукуевская и гардинская свиты, в кутинской свите (серии) — сухоурулунгуевская свита (рис. 6).

Наиболее существенные противоречия в толковании возрастной последовательности вызывают породы, залегающие в восточном блоке Западно-Урулунгуевской впадины. Здесь, в районе пос.Мулино, дациты, маркирующие приаргунскую свиту во всех других впадинах, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами и андезитобазальтами, отнесены к среднеюрским образованиям залгатуйской свиты, а залегающие выше приаргунской свиты покровы липаритов, фельзитов отнесены к верхней юре, при этом они названы дацитами, как и на Болбойском участке в Южно-Аргунской впадине и включены в болбойскую свиту верхней юры. По данным бурения многочисленных скважин в Южно-Аргунской впадине (В.М.Скобло) установлено переслаивание липаритов с базальтами и осадочными породами, содержащими нижнемеловую фауну и насекомых. Подобные липариты, фельзиты и их туфы установлены также в Шаманской впадине (бянкинский комплекс), которые, залегая на приаргунской свите, почти непрерывно прослеживаются к востоку и коррелируются с подобными образованиями в Тулукуевской впадине и в Стрельцовской кальдере, где они составляют значительный объем тургинской свиты. Таким образом, бурением скважин во всех впадинах установлено залегание с несогласием кислых вулканитов стратиграфически выше дацитов. Последние являются надежным маркирующим уровнем горизонта верхнеюрской приаргунской свиты. Дацитовый вулканизм, согласно возрастных датировок (170-146 млн лет), происходил близодновременно во всех впадинах Приаргунья, характеризуя единый этап развития района в целом. Сопоставление обобщенных разрезов различных впадин Южного Приаргунья (см. рис. 5) дает основание относить проявление кислого вулканизма, последовавшего за формированием дацитового комплекса, к единому нижнемеловому этапу накопления тургинской свиты.

Использование в стратиграфической схеме местных географических названий свит для каждой впадины не позволяет проводить без дополнительных пояснений корреляцию стратифицированных разрезов осадочных и вулканогенных пород в целом по району, в связи с чем дальнейшее описание соответствует разработанной нами схеме.

Изучение стратиграфических разрезов в различных впадинах показывает, что они хорошо сопоставимы между собой, а петрографический состав толщ и геохронологические данные по вулканитам позволяют получить представление о истории развития отдельных частей впадин и выявить основные эпохи вулканизма, соответствующие этапам позднемезозойской тектономагматической активизации. Направленность процессов вулканизма для всего района является единой и заключается в смене от ранних этапов к поздним — андезит-базальтовых формаций андезит-базальт-дацитовыми и базальт-липаритовыми (см. рис. 4, 5, 6, рис. 7).

Накопление пород нижней толщи приаргунской свиты происходило в начале второго этапа активизации. Нижняя андезит-базальтовая толща представлена в нижней части разреза песчаниками, гравелитами, углистыми алевролитами и конгломератами в базальном горизонте, базальтами, андезитобазальтами, андезитами, переслаивающимися с осадочными отложениями. Общая мощность толщи достигает 600 м, распространена она преимущественно в наиболее опущенных частях впадин (см. рис. 6). Поро-

ды нижней толщи отсутствуют или имеют небольшую мощность во впадинах и вулканотектонических кальдерах, образовавшихся в третий этап активизационного периода.

Средняя толща — андезит-базальт-дацитовая, сформировавшаяся в течение второго этапа активизации, отличается проявлением в ее составе наряду с основными эффузивами пород дацитового ряда. В основании этой толщи в большей части впадин развита мощная пачка тонкообломочных осадков, представленных песчаниками, алевролитами, аргиллитами, обогащенными углефицированными растительными остатками, что указывает на значительный перерыв в вулканических процессах. Осадки со стратиграфическим несогласием налегают на породы нижней толщи, но чаще залегают непосредственно на породах фундамента. Общая мощность пород этой толщи 600-700 м. Средняя толща наиболее развита во внутренних частях Урулюнгуевского сводового сооружения — Тулукуевской, Куйтунской впадинах, в Кличкинском грабене, в восточной и северной частях Шаманской впадины, менее — в Абагайтуйской и Восточно-Урулюнгуевской впадинах и лишь в отдельных частях Южно-Аргунской, Западно-Урулюнгуевской и Мулинской впадин. Отличительным признаком средней толщи является наличие во всех впадинах маркирующих пород дацитового комплекса — покровных, жерловых фаций и туфогенного дацитового состава, характеризующихся единообразием состава и текстурно-структурных особенностей, что позволяет уверенно коррелировать разрезы всех впадин Приаргуныя.

Верхняя толща (дацитовая) выделяется условно и может рассматриваться как верхняя часть средней толщи, она отличается преимущественным развитием пород переходного состава — андезиодацитов, трахидацитов и липаритодацитов, выше и ниже в разрезе толщи появляются базальты; распространена она в Шаманской, менее в Абагайтуйской впадинах, выполняя обособленные мульды. Мощность толщи достигает 500 м.

Тургинская свита отличается от стратотипа преобладанием в ее составе пород липаритового комплекса, представленных покровными и жерловыми фациями, а также субвулканическими экструзиями, получившими распространение вблизи наиболее поздних вулканических центров, функционировавших в третий нижнемеловой этап тектономагматической активизации. Мощность покровов липаритов достигает 200 м; особенно мощные покровы развиты в пределах Южно-Аргунской впадины в Дуроевском прогибе. Здесь в разрезах появляется до четырех покровов липаритов. В разрезах свиты вдоль крупных глубинных разломов также широко распространены базальты, которые отличаются высокой насыщенностью агатами, выполняющими миндалины. Переменяемость в разрезе покровов липаритов и базальтов свидетельствует о близодновременной активности в этот период глубинных и близповерхностных магматических очагов, при этом установлено, что верхние покровы базальтов формировались после липаритов, а изотопные исследования показали мантийное происхождение базальтов.

Значительный объем в составе тургинской свиты занимают осадочные отложения, залегающие в основании разреза и между покровами эффузивов, они выполняют мульды во впадинах и в локальных вулканотектонических сооружениях. Среди осадочных пород обычны прослои углистых алевролитов и маломощные пласты углей, отличающихся от кутинских высокой степенью зрелости. Разрабатываемое в настоящее время Уртуйское угольное месторождение, расположенное в Восточно-Урулюнгуевской впадине, также сформировалось в период накопления тургинской свиты, о чем свидетельствуют проявленные в углях наложенные рудосопровождающие гидротермальные изменения и урановое оруденение.

Породы тургинской свиты налегают с угловым несогласием на образования приаргунской свиты, при этом в прибортовых частях впадин нередко наблюдается налегание верхних частей разреза осадочно-вулканогенных пород тургинской свиты непосредственно на породы фундамента, погружающегося по разломам в виде уступов (см. рис. 7). Общая мощность свиты достигает 500-600 м. Наибольшая мощность тургинской свиты наблюдается в Дуроевском прогибе, где она превышает 600 м.

Кутинская свита распространена в центральных частях Южно-Аргунской впадины, в Мациевской впадине, возможно в восточной части Урулюнгуевской и в северной части Шаманской впадин. Она представлена в основании конгломератами, в гальке которых присутствуют липариты и базальты тургинской свиты. Выше по разрезу грубообломочные

осадки сменяются гравелитами, алевролитами с горизонтами углистых алевролитов, аргиллитов и мощными пластами бурых углей. Мощность свиты до 400-500 м. Угленосные отложения кутинской свиты формировались в завершающий этап позднемезозойской тектономагматической активизации и не подвержены гидротермальным изменениям, характерным для урановорудного процесса. Они выполняют наложенные мульды во впадинах, проседание которых обусловлено выделением из магматических очагов огромного количества газонасыщенных флюидов в заключительную пострудную стадию гидротермального процесса, о чем свидетельствуют широко распространенные вдоль разломов в бортах мульды выполнения миндалинов в липаритах и в базальтах халцедоном, карбонатом, флюоритом, время образования которых после уранового оруденения достоверно установлено на месторождении Дальнем, расположенном в Стрельцовском рудном поле вблизи Урулюнгуевской глубинной зоны разломов.

В заключение характеристики образований, слагающих верхний структурный этаж, следует отметить, что дифференцированный состав эффузивов и приуроченность вулканических построек к глубинным разломам является свидетельством формирования вдоль них многоярусных магматических камер в земной коре в связи с длительным развитием мантийных очагов, а проявление базальтов в завершающий этап развития указывает на активизацию астеносферных очагов перед началом гидротермальных процессов. Глубинные магнеподводящие зоны разломов являлись проницаемыми и для последующих гидротермальных растворов, сформировавших свинцово-цинковые, молибден-урановые и флюоритовые месторождения.

Особенности строения впадин

В классификациях, предложенных различными авторами, впадины Забайкалья рассматриваются как прогибы (Флоренсов А.А., 1960), грабенообразные впадины (Обручев В.А., 1938; Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В., 1962; Хоментовский А., 1962 и др.), приразломные структуры с простыми формами складок (Нагибина М.С., 1963), приразломные грабены и грабен-синклинали, как типичные рифтовые структуры (Соловьев В.А., 1963, Данковцев Р.Ф., 1976, [22ф]), вулканогенно-сводовые и рифтовые структуры (Кисляков, 1975) и другие подобные модификации. Общим принципом типизации впадин является способ образования их в результате относительного опускания участков земной коры по сбросам в период позднемезозойской тектономагматической активизации. Механическими причинами проседания являются растяжение на сводах, тангенциальное сжатие, вызывавшее коробление коры вплоть до асимметричного проседания образующихся при этом блоков (с поворотом вдоль оси), проседание в результате оттока магмы из вулканических камер и т.д.

Детальное изучение впадин, проводившееся в Приаргунье в связи с поисками уранового оруденения, позволило установить значимость динамического воздействия вулканических процессов при их формировании. Впадины Южного Приаргунья представляют собой ограниченные сбросами грабены, заложение которых было предопределено протерозойскими синклиналильными структурами. Зоны линейной трещиноватости северо-восточного простирания, возникавшие на крыльях пликативных структур, получали дальнейшее развитие в связи с ростом гранитогнейсовых куполов. Вдоль таких зон образовались милониты и крупные расколы земной коры в период мезозойской активизации, по которым происходило проседание блоков, вызванное опустошением магматических камер в периоды вулканизма.

В пределах Южного Приаргунья выделяется два типа впадин, различающихся строением и историей развития. Первый тип представлен протяженными линейно вытянутыми, реже изометричными впадинами, разделяющими выраженные в современном рельефе локальные купольные поднятия пород фундамента. Впадины второго типа, характеризующиеся небольшими (десятки и первые сотни квадратных километров) размерами, преимущественно изометричной формой, образовались в пределах поднятий и в приразломных частях впадин первого типа (рис. 8).

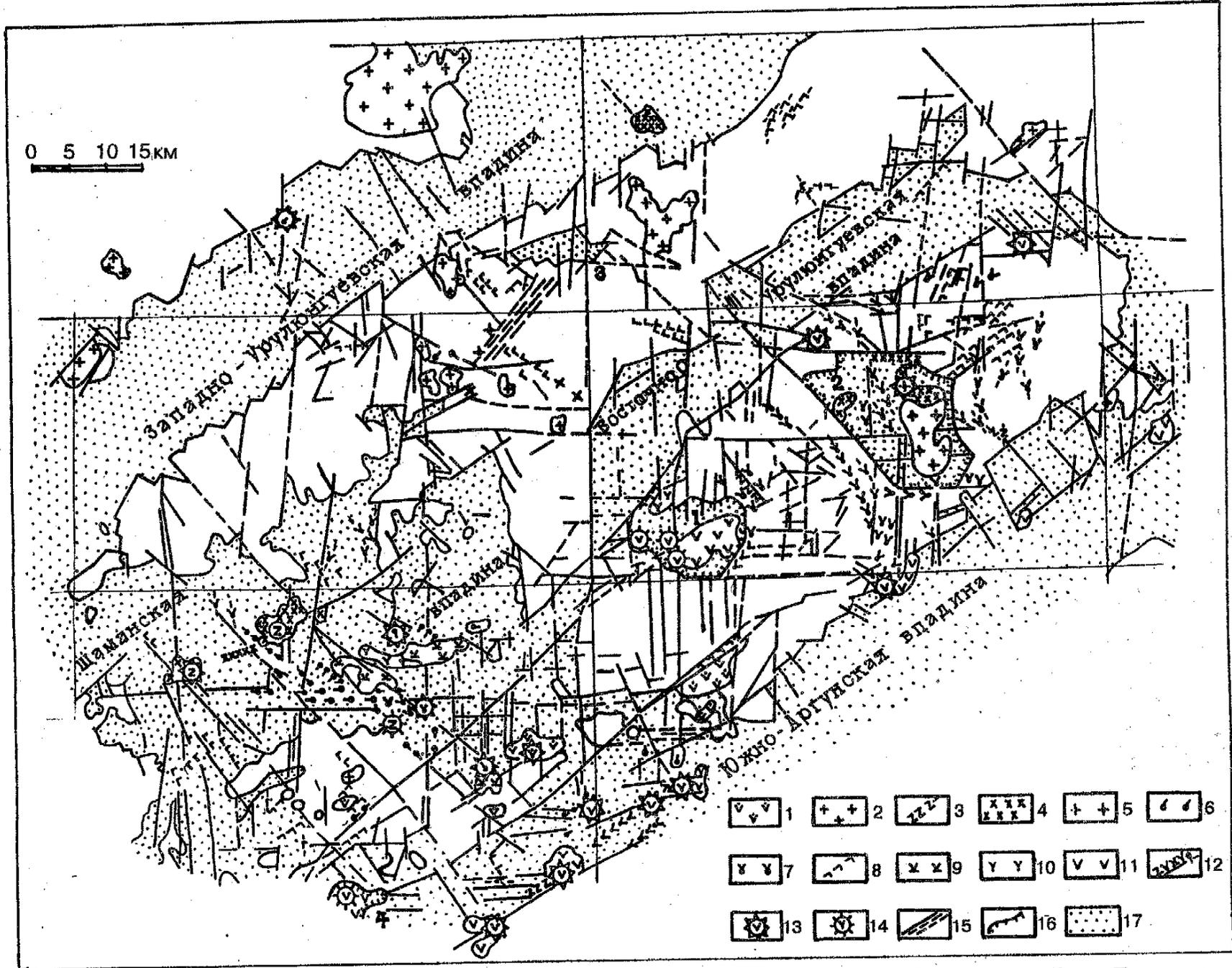


Рис. 8. Распределение интрузивных и субвулканических экструзивных образований периода позднемезозойской активизации в Южном Приургулье
(Составила Л.П.Ишукова)

1 — уртинский субвулканический комплекс ($J_2?$); 2 — кукульбейский интрузивный комплекс (J_3); 3-8 — экструзивы, дайки: 3 — дацитового состава (J_3), 4 — сиенитодиоритов (K_1), 5 — гранит-порфиров, фельзит-порфиров (K_1), 6 — липаритодацитов (K_1), 7 — липаритов, кварцевых порфиров (K_1), 8 — базальтов (J_3-K_1); 9-11 — покровы кислых эффузивов (высокогазонасыщенных лав): 9 — липаритодацитов (J_3-K_1), 10 — липаритов (K_1), 11 — фельзитов и липаритов стрельцовского типа (K_1); 12-14 — типы вулканических аппаратов: 12 — трещинные, 13 — трещинно-купольные, 14 — трещинно-конусные (знак породы соответствует составу пород субвулканических комплексов); 15 — зоны разрывных нарушений; 16 — кальдеры: 1 — Стрельцовская, 2 — Куйтунская, 3 — Екатеринбургская, 4 — Куладжинская; 17 — впадины

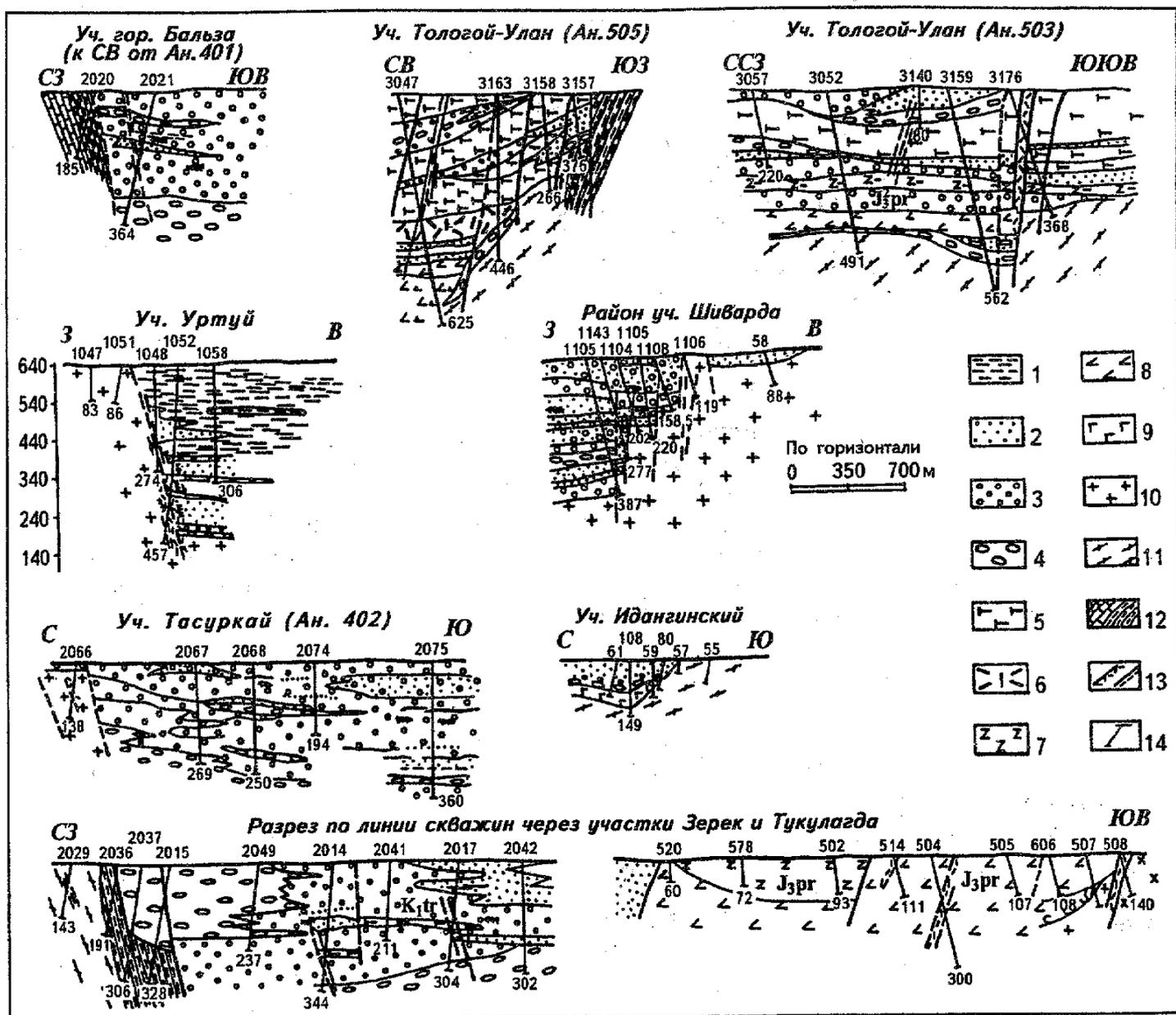


Рис. 9. Строение бортов Восточно-Урулюнгуевской впадины
(Составили А.М.Батеха, Л.П.Ищуква)

1-4 — осадочные породы, выполняющие впадину: 1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — гравелиты, 4 — конгломераты; 5-6 — вулканогенные образования тургинской свиты: 5 — базальты, 6 — липариты; 7-9 — вулканыты приаргунской свиты: 7 — дациты, 8 — андезитобазальты, 9 — базальты; 10 — гранитоиды удинского комплекса; 11 — гранитоиды урулюнгуевского комплекса; 12 — метаморфические породы; 13 — разломы; 14 — скважины, их номера и глубина

Крупные впадины первого типа (Восточно- и Западно-Урулюнгуевские, Южно-Ар-гунская, Шаманская, Абагайтуйская) в начальный этап позднемеозойской активизации испытывали прогибание и заполнялись терригенными осадками. Последующие этапы активизации проявляются в усилении роли крупных разломов и вулканизма, обусловивших неоднократное грабенообразное проседание этих блоков по ограничивающим их разломам в связи с оттоком из магматических камер огромных масс расплавов, формирующих покровы андезит-базальтовой и базальт-дацитовой формаций. Эффузивы распространены преимущественно в приразломных частях впадин. В направлении к центральным частям впадин наблюдается фаціальное замещение покровов туфами соответствующего состава. В перерывах между вулканическими излияниями во впадинах происходило накопление терригенных отложений, мощность формирующихся при этом осадочно-вулканогенных толщ достигает 1000 м и более. Протяженность впадин составляет 100-200 км, ширина —

30-50 км. Борты впадин имеют симметричное многоступенчатое строение (рис. 9), вызванное проседанием блоков, сопровождавшим каждый вулканический цикл.

Впадины второго типа отличаются более сложной историей развития. Образовавшись одновременно с впадинами первого типа, они на последнем этапе активизационного периода прошли кальдерную стадию развития. Кальдерообразование вызвано обрушением пород фундамента и осадочно-вулканогенных толщ, сформированных в ранние этапы в связи с оттоком кислых магм из близповерхностных коровых очагов, расположенных по данным структурно-геофизических исследований непосредственно под такими блоками на глубине 4-5 км от поверхности. Амплитуды вертикальных смещений по бортовым разломам достигают от первых сотен метров до 700 м. Они возникли на пересечении глубинных разломов. К числу вулканотектонических сооружений второго типа, образовавшихся в пределах поднятий, относятся Стрельцовская, Куйтунская и Куладжинская кальдеры, Кличкинский грабен и ряд других. Общей особенностью таких кальдер является наличие в их пределах вулканических аппаратов, сложенных кислыми вулканитами риолитового ряда, через которые происходили извержения эффузивов. Вулканические аппараты образовались в узлах пересечения глубинных длительно развивавшихся тектонических нарушений, по которым периодически устанавливалась связь близповерхностных магматических очагов с внутрикоровыми и глубинными очагами. Длительно активные вулканические постройки подобного типа отличаются высокой газонасыщенностью дацитовых и риолитовых лав, в связи с чем лавы образовали значительных размеров покровы, а корневые части вулканических аппаратов сложены экструзивными брекчиями, дайкообразными телами того же состава, что и покровы. Кроме покровов распространены эффузивы жерловых фаций, а в бортовых разломах кальдер — субвулканические экструзивные и интрузивные формы проявления кислого вулканизма. Такие кальдеры наиболее благоприятны для формирования уранового оруденения. Менее перспективны кальдеры, в которых вулканические процессы завершаются внедрением экструзивных куполов риолитов и не сопровождаются излиянием высокогазонасыщенных кислых лав и последующих базальтов.

Кальдероподобные постройки, возникшие в крупных впадинах вблизи ограничивающих их глубинных разломов, не имеют четких ограничений и нередко они представляют собой вулканический аппарат купольного типа, приуроченный к зоне разломов. Подобными структурами являются Халкитойский, Бянкинский, Умыкийский вулканы в Шаманской впадине, Маркосиха, Оботуй, Рябая — в борту Южно-Аргунской впадины и ряд построек в Абагайтуйской впадине.

Состав осадочно-вулканогенных образований указывает на общую направленность развития всех впадин Приаргунья. Унаследованность вулканических структур первого и второго типов, наложенных на древние домезозойские, многофазный вулканизм в процессе их формирования, проявленность контрастной базальт-липаритовой формации в заключительный этап развития — все это свидетельствует об активном функционировании глубинного источника на протяжении всей истории развития блока земной коры, о глубокой дифференциации магматического вещества и высокой флюидной продуктивности глубинного очага и является важным фактором проявленности в районе крупномасштабного оруденения.

Типы вулканических построек и аппаратов

Все многообразие вулканических построек, обследованных в Приаргунье, можно подразделить по строению вулканических аппаратов на три основных типа — трещинные, трещинно-купольные и трещинно-конусные. Наиболее типичными были трещинные излияния, свойственные как для лав основного, среднего, так и кислого состава. Вдоль глубинных разломов тектонические разрывы северо-восточного простирания выполнены дайками и дайкообразными телами эруптивных брекчий базальтов, а северо-западные и меридиональные трещинные вулканические аппараты более характерны для дацитов. Они наблюдаются в пределах поднятий среди гранитоидов в виде отпрепарированных

эрозией вытянутых валообразных тел лавобрекчий дацитового состава, как это имеет место в юго-восточном обрамлении Куйтунской кальдеры в Куладжинском поднятии, а также во впадинах (Яргилитуйский, Шамянский, Айрыкский вулканы в Шаманской впадине, Абагайтуйская впадина). Протяженность трещинных каналов составляет от нескольких сот метров до 1-2 км, мощность — первые десятки метров.

В пределах вулканических построек кальдерного типа, образовавшихся в приразломных частях впадин, извержения эффузивов заканчивались внедрением куполообразных экструзивных тел сиенитодиоритов (Шамянский, Айрыкский вулканы), кварцевых порфиров, липаритов, гранит-порфиров (постройки Маркосиха гор.Рябой, Оботуй в Куйтунской кальдере и другие в Южно-Аргунской впадине). Такие сложные вулканические постройки трещинно-купольного типа образовались на пересечениях разрывных нарушений вдоль глубинных зон разломов и характеризуются сочетанием протяженных дайкообразных тел, выполняющих крупные разломы, и куполообразных экструзивных тел, внедряющихся в узлах пересечения разнонаправленных разрывов.

Вулканические аппараты трещинно-конусного типа менее распространены, но имеют наибольшее значение при поисках месторождений в областях вулканизма. Они характерны для кальдер обрушения Стрельцовского типа и отличаются от трещинно-купольных более сложным многокорневым строением, риолитовым составом слагающих пород. Образовавшись в узлах пересечения долгоживущих глубинных зон разломов, они представляют собой в нижних частях серию сближенных линейно вытянутых на сотни метров дайкообразных тел эруптивных брекчий кислых вулканитов, осложненных в верхних частях конусообразными расширениями изометричной формы, сложенными эффузивами жерловых фаций, имеющих характерную крутофлюидальную, нередко вихреватую текстуру. В краевых частях конусов жерловые эффузивы переходят в пологозалегающие покровы, занимающие значительные площади, что обусловлено высокой газонасыщенностью лав близповерхностного магматического очага. В центральных частях конусных построек образуются экструзивные и интрузивные субвулканические тела сложной морфологии — от крутопадающих простой формы некков внизу до неправильной формы тел с многочисленными апофизами и пологозалегающими силлами в средней и верхней частях. Высота подобных вулканических конусов не менее 800 м, ширина в диаметре — 1-2 км. Наиболее типичными представителями этого типа являются трещинно-конусные аппараты в Стрельцовой кальдере, близки по строению и составу вулканитов Куладжинская, Халкитойская, возможно, Бянкинская, Болбойская, Маркосихинская вулканические постройки.

Изложенные данные о геологическом строении верхнего структурного этажа позволяют сделать ряд выводов, имеющих значение для поисков гидротермальных месторождений не только в Забайкалье, но и в других районах вулканотектонических поясов.

Общей особенностью вулканизма в Урулюнгуевском блоке является отсутствие со вмещенных вулканических аппаратов, изливавших лавы разного петрохимического состава, но многие зоны разломов контролируют, расположение вулканических построек, различающихся между собой контрастным (от основного до ультракислого) составом вулканитов, что является индикатором длительного развития таких зон и функционирования вдоль них разноглубинных магматических очагов.

О происхождении продуктов вулканизма получен огромный фактический материал в результате изучения современных вулканов в пределах Курильской дуги (Набоко С.И., 1971; Радкевич Е.А., 1971; Мархинин Е.К., 1967, 1971; Иванов В.В., 1956; Маррел С., 1972 и др.). Большинство исследователей приходят к выводу, что андезит-базальтовая магма зарождается в верхней мантии и служит источником тепломассопотоков, которые вызывают образование в земной коре разноглубинных магматических очагов. Е.К.Мархинин, Д.С.Стратула (1971) считают, что в мантийном очаге возможна дифференциация и накопление магмы относительно кислой и богатой летучими компонентами в его верхней части. Кислый вулканизм (Аверьев В.В., 1966) — результат расплавления силикатного состава коры под воздействием тепловых потоков и флюидов, отделяющихся из базальтового очага. Петрохимические особенности вулканогенных пород Урулюнгуевского блока, однотипный состав акцессориев в них, а также состав миндалин в базальтах и рио-

литах (Шатков Г.А., 1965, 1967; Ищукова Л.П., 1966; Соловьев Н.С., 1968) также свидетельствуют о единстве родоначального магматического очага при формировании глубинных, промежуточных сиалических, в том числе близповерхностных, магматических камер и гидротермальных систем. Жеоды и миндалины в базальтах сложены зональным разноокрашенным халцедоном, кварцем иногда с аметистом, анкеритом и кальцитом. В составе миндалины, образовавшихся в риолитах, кроме того, присутствует темно-фиолетовый флюорит, отложившийся ранее халцедона. При этом установлено пересечение минеральных ассоциаций урановорудной стадии зонками, сложенными зонально окрашенным халцедоном. Образование минеральных выделений миндалины в пострудную стадию гидротермального процесса подкрепляется определениями (Наумов Г.Б., Никитин А.А., 1978 и др.) температуры декрепитации и гомогенизации включений в этих минералах.

Многофазность мезозойского вулканизма, проявленность базальт-дацитовая и базальт-риолитовая серий вулкаников, телескопированных в пределах рудоконтролирующих долгоживущих зон разломов, являются важными факторами высокой продуктивности возможного в таких условиях урановорудного процесса.

Тектонические нарушения периода позднемезозойской тектонимагматической активизации

Пликативная тектоника и процессы сводообразования домезозойского периода создали основной структурный план и предопределили направления разрывных нарушений в активизационный период. Тектонически ослабленные зоны, возникшие на крыльях складок и в шарнирах антиклиналей, являлись мобильными в течение всех этапов роста сводового поднятия. Воздымание свода приводило к разгнейсованию, а в мезозое — к милонитизации пород вдоль тектонических нарушений, ограничивающих свод и локальные поднятия. В сводовых частях купольных поднятий создавалось динамическое состояние растяжения. Милониты имеют согласные элементы сланцеватости с гнейсовидностью метаморфических пород и метасоматических гранитоидов. В некоторых местах юго-восточных склонов Урулюнгуевского свода наблюдается опрокинутое залегание милонитов в соответствии с элементами гнейсовидности пород. Мощность зон милонитов достигает нескольких десятков и первых сотен метров, протяженность их от 40 до 100 км. Наиболее протяженными зонами милонитов являются Урулюнгуевская, Южно-Аргунская, Уртуйская, Западно-Урулюнгуевская и другие, имеющие северо-восточное простирание. В местах флексурных изгибов осей протерозойских складок образовались милониты северо-западного, меридионального и широтного простираний (рис. 10). Зоны милонитизации сопровождаются интенсивной серицитизацией, слабой хлоритизацией. Большая часть из них явилась проницаемой для пневмато-гидротермальных растворов, вызвавших образование в милонитах кварц-мусковит-гурмалин-флюоритовых грейзенов.

Дальнейшие тектонические преобразования периода позднемезозойской активизации характеризуются образованием крупных разломов в земной коре, унаследовавших ранее заложенные тектонические нарушения, по которым в результате вулканизма происходили сбросовые перемещения блоков, обусловив образование грабенообразных впадин, характеризующихся крутопадающими в сторону осевых частей тектоническими бортами (см. рис. 9). В узлах пересечения разнонаправленных глубинных разломов в связи с извержениями газонасыщенных лав из близповерхностных магматических камер образовались полигональные кальдеры обрушения, ограниченные разнонаправленными разломами, амплитуды сбросов по которым достигают сотен метров.

В завершающий этап активизационного периода, после остывания и консолидации самых поздних базальтовых лав, вновь происходили интенсивные тектонические подвижки, обусловившие подновление всех разломов и образование новых; при этом ранее образовавшиеся глубинные разломы северо-восточного, широтного и меридионального простирания оказались разбитыми на фрагменты разломами, по которым отдельные блоки смещены по горизонтали на несколько сотен метров. Такие смещения наблюдаются в бортах Восточно- и Западно-Урулюнгуевской, Южно-Аргунской, Шаманской и других впа-

дин. Эти тектонические движения связаны, по-видимому, с новым импульсом глубинных преобразований, вызвавших поступление из эволюционирующих глубинных очагов в коровые высокогазонасыщенных флюидопотоков. Разрядка динамических напряжений, созданных высоким давлением газовых эманаций, вызвала образование новых разломов, зон трещиноватости, сопровождающихся фильтрацией газонасыщенных гидротерм. Нередко катастрофические выбросы последних оказывали механическое воздействие на породы, в результате которого образовались зоны брекчированных пород значительной мощности (первые сотни метров). Такие брекчии установлены в дацитах, базальтах, доломитах при изучении месторождений в Стрельцовском рудном поле. Цементом таких брекчий является крипто-кварц-гидрослюдистый материал (в эффузивах) или криптокварц (в доломитах).

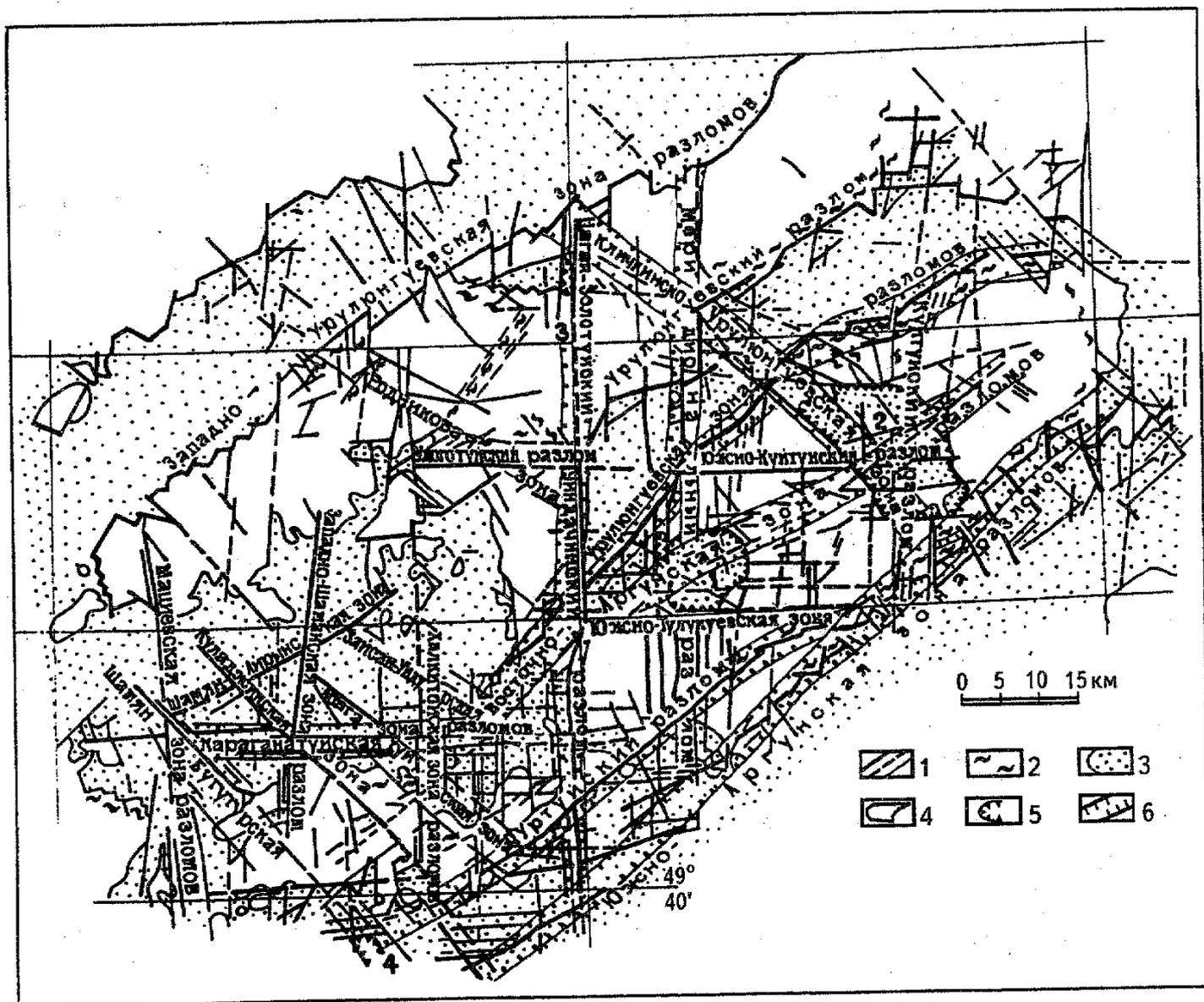


Рис. 10. Схема тектонического строения Южного Приаргуныя
(Составила Л.П.Ищуква)

1 — разломы, зоны разломов; 2 — милониты; 3 — впадины; 4 — поднятия пород фундамента; 5 — вулканотектонические кальдеры (1 — Стрельцовская, 2 — Куйтунская, 3 — Екатеринбургская, 4 — Куладжинская); 6 — зоны глубинных разломов

Таким образом, в пределах Урулюнгуевского блока получили развитие тектонические нарушения трех основных генетических групп: тектонически ослабленные зоны, связанные со складкообразованием и ростом сводового сооружения, впадино- и кальдерообразующие сбросы, вызванные мезозойским тектогенезом и магматизмом, разрывные нарушения и зоны брекчирования, обусловленные механическим воздействием газонасыщенных гидротерм.

Крупные глубинные зоны разломов характеризуются сочетанием всех названных типов тектонических нарушений.

По пространственному ориентированию выделяются в районе зоны разломов северо-восточного ($60-70^\circ$), широтного ($80-100^\circ$), меридионального ($350-10^\circ$), северо-западного ($290-310^\circ$) простираний. Кроме того, развиты многочисленные разломы и зоны трещиноватости северо-западного ($320-330^\circ$) и северо-восточного ($30-40^\circ$) простираний. Глубинные разломы первых четырех направлений составляют крупные тектонические нарушения регионального плана, описанные многими исследователями Забайкалья (Смирнов С.С., 1944; Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В., 1960; Богомоллов Н.С. и др., 1970; Строна П.А., 1972; Томсон И.Н., 1964, 1969, 1977 и др.).

Наиболее крупные зоны разломов северо-восточного простирания (Урулюнгуевская, Южно-Аргунская, Аргунская, Шамян-Айрыкская, Северо-Урулюнгуевская, Западно-Урулюнгуевская и другие) (см. рис. 10), являясь разломами I-го порядка, ограничивают одноименные впадины. Образовавшиеся в мезозойский период на крыльях и в изгибах складчатых элементов, они явились магмовыводящими каналами, связывающими между собой и с поверхностью разноглубинные магматические очаги. Тектонические нарушения, возникшие в шарнирах антиклиналей, характеризуются сочетанием относительно непротяженных (сотни метров) разрывов северо-восточного и широтного простираний, развитых в осадочно-вулканогенной толще верхнего структурного этажа, и наличием крупных разломов в породах нижнего структурного этажа; вдоль них прослеживаются рой даек палеозойских диабазов, жил пегматитов и аплитов, а также мезозойских даек базальтов и риолитов. В узлах пересечения таких зон с разломами других направлений образовались вулканотектонические кальдеры, наиболее перспективные на урановое и другое оруденение; к их числу относятся Стрельцовская, Куйтунская, Халкитойская и другие кальдеры, образовавшиеся в пределах глубинной Аргунской тектонически ослабленной зоны. По данным сейсморазведки разломы, составляющие Аргунскую зону, проникают на глубину 5,5-14 км.

Тектонические нарушения в подобных кальдерах характеризуются рядом особенностей, заключающихся в слабом развитии сквозных разломов, пересекающих породы фундамента и всю толщу верхнего структурного этажа. Большая часть их выклинивается в верхних горизонтах осадочно-вулканогенной толщи или заканчивается в них на разных уровнях зонами сближенной трещиноватости, чему способствуют многочисленные экранирующие пологие нарушения, образовавшиеся по контактам слоистых пород. Сквозными в таких структурах являются кальдерные бортовые разломы и единичные тектонические швы, по которым происходили сбросо-сдвиговые перемещения блоков внутри кальдер в процессе кальдерообразования.

Наличие сквозных и экранирующих тектонических нарушений в локальных вулканотектонических структурах явилось одним из важных факторов формирования гидротермальных месторождений, слабо проявленных на поверхности.

Значимую роль в структуре района играют разломы широтного простирания. Они прослеживаются с интервалами примерно через 7-8 км как диагональные разрывы между разломами основного северо-восточного простирания. Узлы пересечения их с нарушениями северо-восточного и меридионального простирания служат центрами кислого вулканизма поздних этапов мезозойской активизации.

Широтные зоны разломов, состоящие из сближенных тектонических разрывов, прослеживаются на расстояние 40-50 км, мощность зон — 1-1,5 км. Наиболее крупными из них являются Южно-Тулукуевская, ограничивающая Стрельцовскую кальдеру, Южно-Куйтунская, Караганатуйская и другие. Разломы широтного простирания в ранние этапы активизационного периода контролировали внедрение гранит-порфиров и кварцевых порфиров уртуйского комплекса, в последующие этапы они служили каналами излияний базальтов, кислых вулканитов и внедрения экструзивных субвулканических тел. Поствулканические гидротермальные процессы широко проявлены в этих нарушениях минеральными ассоциациями пострудных стадий.

Не менее существенную роль в строении района играют разломы меридионального простирания. Они картируются в виде кулисообразно расположенных разрывов, просле-

живающихся на расстояние от сотен метров до первых километров, общая протяженность зон — 30-40 км; они отличаются развитием брекчий мощностью от первых метров до 30-40 м. Многие меридиональные разрывы минерализованы кварцем нескольких генераций, глинисто-гидрослюдистыми минеральными ассоциациями, сопутствующими урановому и флюоритовому оруденению, и содержат сульфидную минерализацию.

Наиболее крупные меридиональные разломы образовались на границах блоков, различающихся составом слагающих пород, и в физических полях фиксируются существенными градиентами. К числу зон с высокими градиентами поля силы тяжести относятся Мацевская, Чиндачинская, Меридиональная в Стрельцовском рудном поле, Куйтунская и другие. В рудоносных блоках крупные меридиональные разломы являются рудоподводящими, а разрывы более высоких порядков — рудоконтролирующими.

Разломы северо-западного простирания, наряду с меридиональными, являются важными рудоконтролирующими структурными элементами. Зоны трещиноватости этого направления, сопровождающие крупные разрывы, в узлах пересечения с разломами других направлений вмещают все наиболее существенные проявления флюоритового и уранового оруденения. В большей своей части такие рудоносные разрывные нарушения и трещинные зоны возникли как трещины отрыва при сбросо-сдвиговых смещениях блоков по разломам меридионального и северо-восточного простираний. Разрывные нарушения северо-западного простирания группируются в протяженные до 30 км зоны мощностью до нескольких километров. Одна из таких зон — Кличкинско-Урулюнгуевская — описана [3] и рассмотрена [60] в составе региональной рудоконтролирующей Кличкинско-Дарасунской зоны.

Среди нарушений выделяется две группы разрывов северо-западного простирания — 290-300° и 310-330°. Последние в большинстве случаев являются оперяющими первые. Но наряду с этим некоторые разломы, имеющие простирание 320-330°, относятся к разломам первого и второго порядков, они ограничивают блоки, амплитуды смещений которых достигают многих сотен метров. К числу таких разломов относятся Тулукуевский и Западно-Тулукуевский в Стрельцовской кальдере, Тукулагдинский в борту Куйтунской кальдеры. Шаманскую и Абагайтуйскую впадины пересекают многочисленные разломы, группирующиеся в несколько мощных зон: Умыкийскую, Абагайтуйскую, Куладжинскую, Бугутурскую и другие. Мощность таких зон достигает нескольких километров. Разрывные нарушения в пределах зон имеют простирание 290-300, реже 310-320 и сопровождаются зонами оперяющих трещин мощностью до нескольких сотен метров. На участках месторождений разломы и сопровождающие их трещинные зоны северо-западного простирания в узлах пересечения с разломами других направлений являются основными рудовмещающими структурными элементами.

Ранее образовавшиеся разломы северо-восточного и широтного простирания пересечены нарушениями меридионального и северо-западного простирания, по которым произошли смещения по горизонтали от нескольких сотен метров до первых километров. Такое соотношение характерно для разломов, ограничивающих впадины.

В результате сбросо-сдвиговых смещений блоков по разломам образовались зоны оперяющих крутопадающих отрывных трещин. В слоистой толще в соответствии с физико-механическими свойствами пород трещины отрыва образовались на разных стратиграфических уровнях в покровах дацитов, фельзитов, базальтов, реже — в отдельных горизонтах осадочных пород, отличающихся повышенной прочностью и хрупкостью.

Кратко охарактеризованные зоны разломов не исчерпывают всего многообразия разрывных нарушений, проявившихся в районе. Сбросо-сдвиги, происходившие по крутопадающим разрывам, обусловили образование пологонаклонных нарушений по контактам пород в слоистых толщах, на границе верхнего и нижнего структурных этажей и в нижнем структурном этаже на границах неоднородностей, созданных ксенолитами слабобогранитизированных метаморфических пород среди гранитоидов.

Пологие тектонические нарушения играли роль экранирующих поверхностей или полупроницаемых экранов на пути фильтрации гидротермальных растворов, создавая благоприятные условия для образования богатых рудных столбов.

В заключение следует отметить, что Урулюнгуевский район в целом отличается весьма высокой тектонической нарушенностью. Пликативные дислокации сопровождались развитием тектонически ослабленных зон, соответствующих простиранию основных элементов складчатости. В период позднемезозойской тектономагматической активизации вдоль них образовались крупные разрывные нарушения, а дифференцированные движения блоков обусловили возникновение многочисленных оперяющих разрывов и зон трещиноватости. Проявившиеся вдоль разломов вулканизм и кальдерообразование сопровождались новым импульсом дизъюнктивных деформаций. Таким образом, к началу гидротермальных процессов создались в районе многообразные структурные обстановки. Часть крупных разломов, унаследовавших элементы складчатости, неоднократно подновлялись и являлись магмо- и рудоподводящими, оперяющие нарушения более высоких порядков — рудовмещающими. Характер деформаций, степень проницаемости зон разломов определяли интенсивность гидротермальных изменений. Наиболее сложными тектоническими условиями характеризовались узлы сопряжения разнонаправленных зон разломов, явившиеся важнейшими структурными элементами при формировании месторождений.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА

Первыми фундаментальными исследованиями по металлогении Восточного Забайкалья и Тихоокеанского пояса, установившими закономерные связи рудных месторождений с тектономагматическими процессами являются работы С.С.Смирнова. Впервые металлогенические особенности поясов поставлены в зависимость от особенностей глубинного строения земных недр. Магматические образования он рассматривал в качестве производных глубокозалегающих подкоровых магматических очагов.

Плодотворными являются металлогенические разработки Ю.А.Билибина, А.Г.Бетехтина, Л.И.Красного, Д.И.Щербакова, В.И.Смирнова, Е.А.Радкевич, Ф.И.Вольфсона, Е.А.Карповой и других исследователей.

Наибольшее признание получили представления о связи определенных комплексов эндогенных месторождений с главными структурными элементами земной коры. Особое значение придается областям автономной тектономагматической активизации и развивавшимся в их пределах континентальным вулканическим поясам и сводовым поднятиям (мегасводам, локальным сводам, очаговым структурам). Большинство исследователей указывают, что рудоносные площади контролируются линейными сквозькоровыми зонами нарушений.

В распределении полезных ископаемых в Восточном Забайкалье С.С.Смирновым были структурно обоснованы рудные пояса, отражающие региональную зональность оруденения. Идеи С.С.Смирнова о северо-восточных металлогенических рудных поясах, согласных с генеральным для Забайкалья структурным планом, получили дальнейшее развитие в работах Ю.А.Билибина (1953), В.С.Кормилицына (1959), Ф.И.Вольфсона, А.Д.Дружинина (1960), М.А.Фаворской, И.Н.Томсона, В.И.Казанского, Н.П.Лаверова (1974) и других исследователей, которые развили представление о роли глубинных разломов в магмо- и рудообразовании и пришли к выводу, что в размещении месторождений наряду с северо-восточными важное значение имеют северо-западные, меридиональные и широтные сквозькоровые тектонические нарушения; при этом решающую роль в размещении рудных узлов играют узлы пересечения северо-восточных и северо-западных региональных зон разломов.

Урановорудные провинции, рудные узлы и месторождения сформировались практически во всех выделяемых в настоящее время геоструктурных единицах земной коры. В условиях Юго-Восточного Забайкалья и сопредельных территорий Монголии и Китая пространственное положение урановорудных узлов подчиняется тем же структурным элементам, по которым была определена металлогеническая зональность С.С.Смирновым.

По металлогеническому районированию С.С.Смирнова северо-восточная часть Урулюнгуевского блока находится в пределах Приаргунского полиметаллического пояса. Дальнейшие исследования позволили В.С.Кормилицыну [27] выделить Южный флюори-

товый пояс. Выявленные на этой территории многочисленные проявления уранового оруденения позволили Л.П.Ищуковой [32ф, 33ф, 44ф] обосновать самостоятельный Южно-Аргунский флюорит-урановый рудный пояс, прослеживающийся юго-восточнее полиметаллического в северо-восточном направлении на территории России, Монголии и Китая. Этот пояс распространяется за пределы Урулюнгуевского сводового поднятия и соподчинен с более крупным геоструктурным Монголо-Аргунским внутриконтинентальным вулканическим поясом. П.А.Строна и др. (1967) Урулюнгуевский и Урюмкано-Уровский блоки включали в состав Урулюнгуевско-Аргунской и Южно-Аргунской структурно-металлогенических зон, соответствующих выделяющимся зонам в Южно-Аргунском фтор-урановом поясе.

Ураноносные блоки областей континентального вулканизма обнаруживают закономерную приуроченность к длительно развивавшимся сводовым поднятиям пород фундамента, испытавшим тектономагматическую активизацию в позднем мезозое. К их числу относится Урулюнгуевское поднятие, соответствующее центру полихронной гранитизации и характеризующееся широким развитием протерозой-палеозойских преимущественно метасоматических, менее — палингенно-анатектических гранитоидов, продуктов разноглубинного вулканизма и пневматогидротермальных процессов. Палеомагматические центры контролируются долгоживущими сквозькоровыми зонами разломов, по которым происходила транспортировка магматических расплавов, тепловых и флюидно-термальных потоков.

Важной особенностью ураноносных блоков является унаследованность древних пликтивных дислокаций позднейшими разрывными тектоническими нарушениями и телескопирование проявленных в них продуктов пневматогидротермальной деятельности до активизационного периода и минеральных комплексов, связанных с рудоподготовительными и рудообразующими процессами периода позднемезозойской активизации.

Структурная связь разноглубинных коровых и мантийных магматических очагов, периодически функционировавших в течение длительного времени, восстановившаяся связь поверхности с глубинным магматическим очагом перед началом рудообразующих процессов [34ф-36ф, 38ф-44ф, 17, 18, 19] по зонам сквозькоровых разломов и фильтрация тепломаассопотоков в верхние слои по этим же подновлявшимся разломам являются критериями ураноносных блоков.

В пределах Урулюнгуевского блока сосредоточены крупные месторождения свинца и цинка, флюорита и урана (рис. 11), в распределении которых отмечается зональность, определяющаяся особенностями глубинного строения и развития отдельных зон. Кроме того, выявлены многочисленные проявления оловянной минерализации, а также проявления рудного золота.

Полиметаллический пояс прослеживается по северо-западным склонам Урулюнгуевского сводового поднятия пород фундамента и примерно совпадает с допалеозойской синклиналиной структурой; он характеризуется преобладающим распространением карбонатных метаморфических пород, менее протерозойских-раннепалеозойских гранитоидов, незначительным объемом позднемезозойских внутрикоровых вулканитов среднего и кислого состава и широким развитием базальтов глубинного происхождения. Главенствующая роль глубинных очагов в формировании вулканитов и гидротермальных систем вдоль глубинной зоны разломов в северо-западной части сводового поднятия предопределила ее полиметаллическую металлогеническую направленность. На северо-западных склонах Маргуцек-Кличкинского поднятия сосредоточены крупные месторождения свинца и цинка Кличкинского рудного поля, в северо-восточном замыкании Западно-Урулюнгуевской впадины в позднемезозойских осадочно-вулканогенных образованиях локализовано месторождение свинца и цинка Нойон-Тологой (Бутунтаевский рудный узел).

Наряду с месторождениями свинца и цинка в пределах этого пояса в Урулюнгуевском блоке известны месторождения флюорита, мелкие проявления урана и многочисленные проявления рудного золота. Наиболее существенные концентрации золота образовались на флангах полиметаллических месторождений, которые в Урулюнгуевском районе установлены впервые экспедицией 324 в результате поисков уранового оруденения

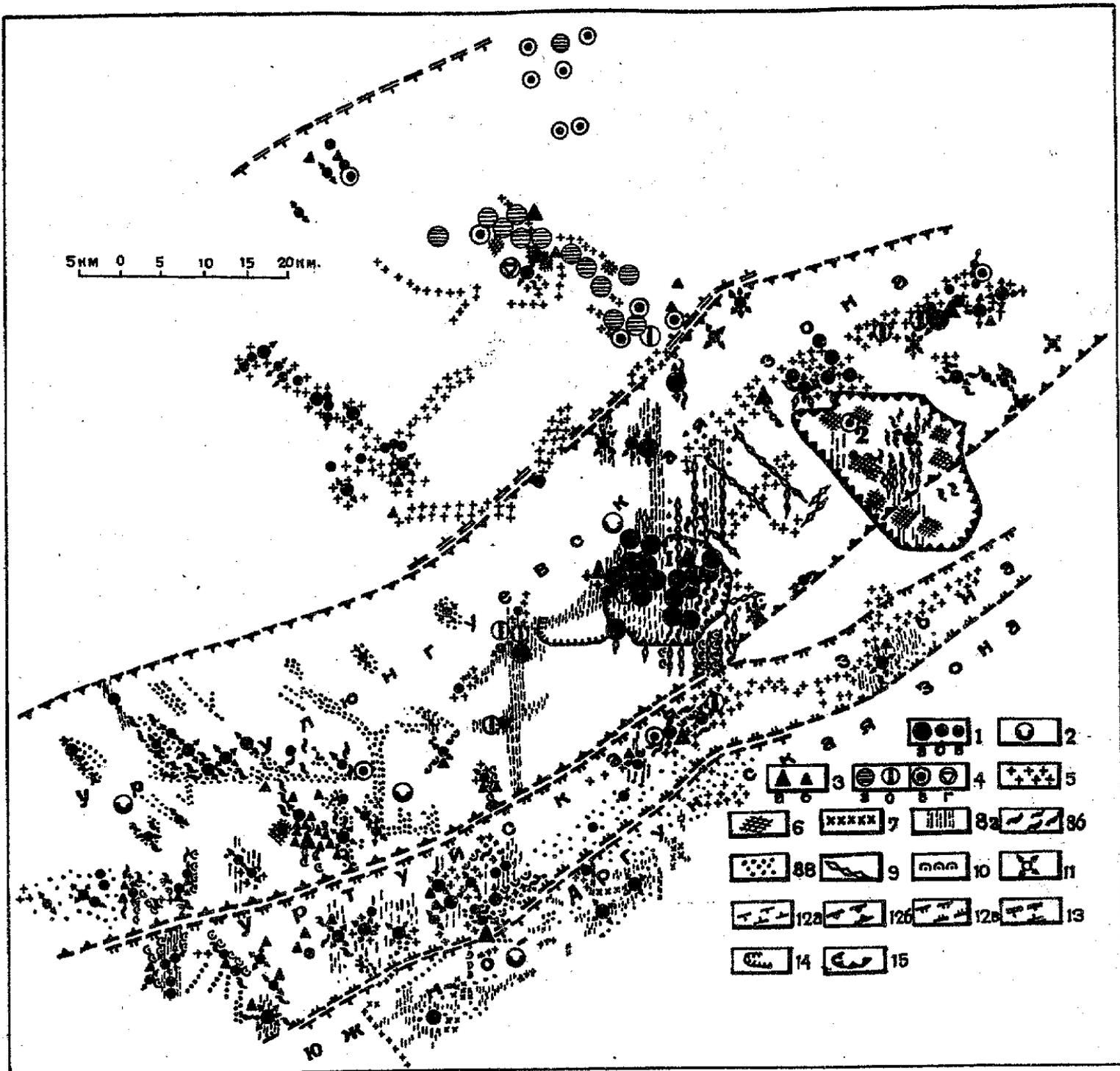


Рис. 11. Схема рудоносности Южного Приаргуныя

1 — гидротермальные проявления урана: месторождения (а), рудопроявления (б), минерализованные точки (в); 2 — инфильтрационные проявления урана; 3 — проявления флюорита: месторождения (а), рудопроявления (б); 4 — месторождения и проявления свинца, цинка (а), олова (б), золота (в), антимонита (г); 5-10 — ореолы гидротермальных изменений: 5 — грейзенизация (кварц-серицит-турмалин-флюоритов), 6 — пропилитизация, 7 — хлоритизация, 8 — фации аргиллизации — монтмориллонитовая (8а), гидрослюдистая (8б), кремнисто-каолинитовая (8в), 9 — пострудные кварц-кальцит-диккитовые изменения, 10 — окварцевание; 11 — главные направления рудовмещающих структурных элементов; 12-13 — металлогенические пояса и структурно-металлогенические зоны: 12 — Южно-Аргунский флюорит-урановый рудоносный пояс — Юго-Восточная зона (12а), Центральная флюорит-урановая зона (12б), Ургуйская уран-флюоритовая зона (12в), 13 — полиметаллический пояс; 14 — Тулукуевская впадина; 15 — кальдеры: Стрельцовская (1), Куйтунская (2)

и геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 [21-1ф]. Вокруг месторождения полиметаллов Нойон-Тологой, на расстоянии от 1 до 15 км от него, установлены многочисленные проявления золота в зонах березитизации и аргиллизации среди осадочно-вулканогенных пород, слагающих Мулинский блок (Мулинское, Колок, Залгатуйское, Елань, группа Тал-

манских рудопроявлений и проявления золота в Тушакиндинских рудопроявлениях серебра, Восточная группа проявлений и др.). Содержания золота в отдельных пробах колеблются от десятых долей до 40 г/т. В Западно-Урулюнгуевской впадине выявлено рудопроявление Васильевский Хутор. Западнее и южнее Кличкинского рудного поля проявления золота от долей граммов до 70 г/т установлены в зонах окварцевания среди известняков и в эффузивных породах. В районе Ново-Ивановского месторождения полиметаллов проявления золота (до 20 г/т) выявлены среди пород нижнего структурного этажа; они приурочены к жилам свинца и цинка и к зонам окварцевания на их флангах. К югу от этого месторождения в конгломератах, слагающих прибортовую часть Восточно-Урулюнгуевской впадины, в керне скважины установлено повышенное (до 15 г/т) содержание золота.

Флюорит-урановый рудный пояс прослеживается в центральной части Урулюнгуевского поднятия и контролируется Урулюнгуевской, Аргунской и Уртуйской зонами глубинных разломов, вдоль которых проявлены продукты многоэтапных магматических процессов всех периодов развития региона. Северо-западная граница Южно-Аргунского флюорит-уранового пояса четко не определяется, так как она проходит в области полиметаллического оруденения.

В пределах флюорит-уранового пояса выделяются три зоны: наиболее рудонасыщенная центральная (Урулюнгуевская) флюорит-урановая, Уртуйская уран-флюоритовая и Юго-Восточная (Южно-Аргунская). В развитии этих зон имеются некоторые различия.

Центральные части сводового поднятия характеризуются проявленностью мафитового вулканизма уже в архей-раннепротерозойский период, многоэтапного метасоматического гранитообразования в протерозой-палеозойский период и развитием мезозойского разноглубинного вулканизма.

Другой особенностью центральной зоны, оказавшей влияние на рудную специализацию, является повышенная щелочность и высокая газонасыщенность лав, а также интенсивное проявление кремнещелочных гидротерм как в доактивизационный, так и в активизационный периоды.

Многообразные литологические и гидротермальные комплексы свидетельствуют о высокой степени дифференциации глубинных магматических очагов и обогащенности их подвижными компонентами, что способствовало образованию значительных масс силикатических расплавов на разных уровнях земной коры и флюиднотермальных растворов.

Центральная зона характеризуется преобладающим развитием молибден-урановой и флюоритовой минерализации. Здесь сосредоточены все крупнейшие месторождения урана Стрельцовской группы, небольшие месторождения Цаган-Тором, Досатуевское, Меридиональное, Зерен, Тором и многочисленные радиоактивные рудопроявления. Кроме урановых месторождений в этой зоне установлены месторождения флюорита — Гозогор, Стрельцовское, Урулюнгуевское, проявления свинца, цинка, золота и олова. Проявления олова в западной части Стрельцовского рудного поля приурочены к гидротермально-измененным породам фундамента (Угловое, Талан, Западно-Тулукуевское и др.). К западу от СРП находится небольшое месторождение олова Иргатуй и рудопроявления Умыкийское, Чиндачинское. К северо-востоку от Куйтунской кальдеры расположены рудопроявления олова Цикей и Гребневое. Проявления золота известны в рудах некоторых месторождений урана Стрельцовской группы, в северной части Куйтунской кальдеры, на участке Саракунтуй, в пределах Караганатуйской зоны — в Шаманской впадине.

Гидротермальные изменения пород в центральной зоне характеризуются проявлением кремнещелочного метасоматоза (микроклиновые и микроклин-альбитовые метасоматиты), грейзенизации и широким развитием монтмориллонит-гидрослюдистых ассоциаций, а также криптокварц-каолинитовых — на флангах рудоносных зон.

Уртуйская уран-флюоритовая зона проходит по юго-восточному склону Урулюнгуевского сводового поднятия, она отличается относительно слабым проявлением гранитизационных процессов и главным образом на ранних этапах развития; позднемезозойский вулканизм, контролируемый Уртуйской и Южно-Аргунской зонами разломов, соответствует деятельности преимущественно глубинных мантийных, менее — внутрикоровых очагов. Ураноносность этой зоны слабая; металлогеническая направленность определя-

ется в основном проявлением флюорита, менее — урана и в незначительной степени — олова, серебра, золота. В пределах этой зоны сосредоточены промышленные месторождения флюорита — Абагайтуйское, Уртуйское, многие мелкие месторождения и рудопроявления флюорита, имеются многочисленные рудопроявления урана (Гыритуй, Болбой, Уртуйское, Куладжинское, Маркосиха и др.). На продолжении зоны, на территории Китая, известны медно-молибденовые месторождения. Следует отметить, что рудный потенциал ее на территории России недостаточно изучен. В результате дорудных процессов породы в пределах этой зоны интенсивно грейзенизированы; окolorудные изменения выражены развитием хлорит-монтмориллонита, окварцеванием в связи с флюоритовым оруденением; в меньшей степени распространены криптокварц-каолиновые и монтмориллонит-гидрослюдистые преобразования, сопровождающие урановое оруденение. Проявления золота и серебра установлены на участках рудопроявлений урана, расположенных на пересечении этой зоны с меридиональными разломами, прослеживающимися на юг от Стрельцовского рудного поля.

Юго-восточная зона отличается слабым проявлением урановой минерализации, установленной главным образом в породах жерловых фаций кислых вулканитов (проявления гор Оботуй и Рябая). Гидротермальные изменения выражены окварцеванием и каолинизацией.

Основным фактором, определяющим размещение месторождений и рудных полей в пределах рудоносных поясов и зон, является литолого-структурный. Рудные поля находятся в узлах пересечения долгоживущих глубинных зон разломов северо-восточного простирания с зонами разломов северо-западного, меридионального и широтного простираний. При этом протяженные рудоконтролирующие разломы северо-западного и меридионального простираний пересекают несколько зон северо-восточного простирания, в связи с чем некоторые исследователи придают им главенствующую роль в размещении рудных узлов. В Южном Приаргунье выделяется ряд рудных узлов и обособленных месторождений, расположенных в удалении от основных рудных узлов, но на продолжении рудоконтролирующих разломов. В пределах Уртуйской рудоконтролирующей зоны северо-восточного простирания на пересечении с меридиональными разломами находятся Абагайтуйское, Уртуйское и ряд мелких месторождений флюорита, а также рудопроявления урана. В сопряженных между собой Урулюнгуевской и Аргунской зонах разломов, на пересечении их с меридиональными разломами, образовалось крупное Стрельцовское флюорит-молибден-урановое рудное поле, мелкие урановые месторождения — Цаган-Тором, Меридиональное, а в узле пересечения их с Кличкинско-Куйтунской рудоконтролирующей зоной северо-западного простирания локализовались Досатуевское месторождение урана, многочисленные рудопроявления урана и Урулюнгуевское месторождение флюорита. В полиметаллическом поясе в узле пересечения с Кличкинско-Куйтунской зоной сформировались полиметаллические месторождения Кличкинского и Бутунтаевского рудных узлов.

Рудовмещающими в пределах таких узлов в породах верхнего структурного этажа являются в основном разрывы и трещинные зоны более высоких порядков северо-западного простирания, а в породах фундамента — северо-восточного и субширотного северо-западного простирания. При формировании месторождений богатых урановых руд, не выходящих на дневную поверхность, трудно переоценить значение экранирующих поверхностей. В осадочно-вулканогенных породах, слагающих впадины, экранирующими являются пологие тектонические нарушения, развившиеся на контактах пород, различающихся по физико-механическим свойствам, а также трещины, ориентированные под углом к рудовмещающим разрывам; в породах фундамента экранами на пути фильтрации гидротермальных растворов служили неоднородности в его составе — ксенолиты метаморфических пород среди гранитоидов.

Все месторождения урана, имеющие промышленное значение, сосредоточены в пределах центральной зоны флюорит-уранового рудного пояса. В Уртуйской и Юго-Восточной зонах установлены лишь рудопроявления и многочисленные минерализованные точки и радиоактивные аномалии (см. рис. 11).

По генетическим признакам все промышленные месторождения урана относятся к типу низкотемпературных гидротермальных месторождений молибден-урановой рудной формации. Некоторые исследователи рассматривают ее как флюорит-молибден-урановую формацию [59]. Кроме этого распространены мелкие проявления урана, связанные с мезозойскими грейзенами. Проявления урана, локализованные в грейзенизированных породах, установлены в пределах Урулюнгуевской рудоконтролирующей зоны: месторождение Досатуевское, рудопроявления Зоны Ключевой, Террасовое и другие. К числу грейзеновых проявлений урана в полиметаллическом поясе относятся рудопроявления Перевал, Удоготуйское, Арамагойтуйское и другие. Отличительной особенностью является их приуроченность к зонам милонитизации в гранитах, насыщенных мелкими ксенолитами-скиалитами метаморфических пород; милониты интенсивно мусковитизированы, окварцованы, содержат турмалин, флюорит, топаз, нередко превращены в кварцслюдистые сланцы, характеризующиеся бластомилонитовой очковой текстурой. Последующие преобразования выражены брекчированием милонитов, дроблением турмалина и флюорита и отложением в цементе брекчий мелкозернистого кварца, пирита гидротермальной стадии.

Урановая минерализация представлена [3ф, 50ф, 51ф, 34ф] титанатами урана (давидит), редко окислами урана, а в зоне окисления — отенитом, уранофаном, урановыми чернями.

Основное значение в районе имеют гидротермальные месторождения молибден-урановой рудной формации, образовавшиеся в заключительный этап позднемезозойской тектономагматической активизации. По типу сопровождающих урановое оруденение гидротермальных изменений выделяется формация аргиллизитов, характерная для всех крупных месторождений урана, сосредоточенных в Стрельцовском рудном поле, и мелких месторождений и рудопроявлений за ее пределами и каолинит-кремнистая формация, широко распространенная на флангах рудоконтролирующих ураноносных зон, но не содержащая промышленных концентраций урана. Мелкие проявления урана в ореолах каолинит-кремнистых ассоциаций получили развитие в северо-западной части центральной зоны и в юго-восточной зоне флюорит-уранового рудного пояса. К ним относятся многочисленные рудопроявления в Шаманской впадине (Ветерок, Летнее и др.), на северо-восточных флангах Маргуцек-Кличкинского и Аргунского локальных купольных поднятий (Идангинское, Осеннее и др.), вдоль разломов в Южно-Аргунской впадине (горы Маркосиха, Оботуй и Рябая).

Кремнисто-урановые проявления характеризуются небольшими параметрами рудных тел и низкими содержаниями урана. Они приурочены к зонам метасоматического окварцевания, в которых выделяется кварц нескольких генераций: от раннего серого и бурого скрытокристаллического нередко халцедоновидного до черного микрозернистого кварца; более поздние генерации выделились на стенках пустот в виде друзовидного кварца. Криптокварцевые зоны обычно прослеживаются в обширных ореолах каолинизации пород и сформировались, по-видимому, за счет заимствования кварца, высвобождающегося при каолинизации. В результате метасоматического замещения всех породообразующих минералов каолинитом и выноса железа породы основного, среднего и кислого состава приобрели белый цвет. Урановая минерализация представлена тонкодисперсными окислами урана, неравномерно распределенными в криптокварце поздних генераций. По соотношению этих минеральных ассоциаций с гидрослюдисто-урановыми установлено их более раннее отложение, как правило, на флангах рудоносных зон. В ряду минеральной зональности каолинит-кремнистые минеральные ассоциации занимают периферийные зоны ореолов аргиллизации.

Следует отметить, что в Южном Приаргунье, особенно в Шаманской впадине, каолинит-кремнистые изменения образуют обширные ореолы, в которых находятся мелкие кремнисто-урановые проявления, но при этом не установлены соответствующих масшта-

бов центральные части ореолов аргиллизации. Урановые проявления, связанные с фацией гидрослюдизитов, установлены лишь на значительных глубинах (более 400 м) и имеют небольшие масштабы.

Все известные в районе промышленные месторождения урана связаны с формацией аргиллизитов и сосредоточены в Стрельцовской кальдере, расположенной в центральной зоне молибден-уранового рудного пояса. За ее пределами установлены мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления. Наиболее значимые из них размещаются в той же металлогенической зоне, что и Стрельцовское рудное поле. На продолжении Аргунской и Урулюнгуевской рудоконтролирующих зон к западу от него находится месторождение Цаган-Тором, рудопроявления Умыкий, Халкитойское, Глубокое и другие. На восточных флангах названных зон имеются рудопроявления в Куйтунской кальдере и в ее обрамлении, еще восточнее — рудопроявление Гребневое, Талан и другие. На продолжении рудоконтролирующей Меридиональной зоны к северу — в Урулюнгуевской впадине — образовалось месторождение Меридиональное и рудопроявления Узловое, Тором, Сиротинка и другие. В Кличкинском хребте в пределах полиметаллического пояса находится рудопроявление урана Екатеринбургское. На южном фланге Меридиональной зоны в пределах Уртульской рудоконтролирующей зоны расположены рудопроявления Болбой, Гыритуй, Уртуйское, Ботоготуй и другие. Западнее в этой же зоне локализовались рудопроявления Тыпкучи, Южно-Абагайтуйское, Гурбын-Гозогор. На юго-западном фланге Уртульской зоны, в узле пересечения ее с Куладжинской зоной, находится рудопроявление урана Куладжинское. В пределах Южно-Аргунской зоны расположены рудопроявления урана гор Маркосиха, Оботуй и Рябая. К этому же типу относятся ряд мелких проявлений урана, локализованных в аргиллизитах, в пределах Кличкинского хребта, в Западно-Урулюнгуевской и Мулинской впадинах.

По литологической приуроченности все известные в районе рудные проявления урана подразделяются на три основных группы: проявления, локализованные в слоистых осадочно-вулканогенных толщах, слагающих позднемезозойские впадины и локальные вулканотектонические структуры, в породах жерловых фаций, слагающих вулканические постройки, в породах фундамента и обрамления вулканотектонических впадин и кальдер обрушения. Основные запасы урана сосредоточены в осадочных комплексах пород и в породах фундамента.

По литолого-структурным факторам выделяются жильные, трещинно-жильные штокверкоподобные и пластообразные рудные залежи.

Гидротермальные изменения, сопровождающие урановое оруденение, характеризуются развитием телескопированных в рудоносных структурных элементах минеральных комплексов рудоподготовительного и рудосопровождающего процессов. В наиболее продуктивных рудоконтролирующих узлах ранние изменения представлены зонами микроклинизации, альбитизации и грейзенизации, а более поздние — кварц-серицитовыми, карбонат-хлорит-альбитовыми и аргиллизитовыми метасоматитами.

Метасоматическая формация околорудных аргиллизитов представлена несколькими фациальными разновидностями, минеральный состав которых зависит от термобарических параметров, возникавших в различных структурных условиях областей минералообразования. На территории Южного Приаргунья метасоматиты дорудной стадии представлены фацией гидрослюдизитов и каолинит-монтмориллонитовой фацией. Для конца урановорудной стадии характерны кварц-шамозитовые изменения, а для постурановой флюоритовой стадии — хлорит-монтмориллонитовые и каолинитовые (диккитовые).

Гидрослюдизиты проявлены в основном в околорудном пространстве скрытых, не выходящих на поверхность рудных тел на участках, где почти отсутствуют проницаемые сквозные разрывные нарушения. По трещинам, проникающим в надрудные породы, развиваются узкие линейные каолинит-монтмориллонитовые ореолы. В условиях высокой тектонической нарушенности пород в надрудной толще и в верхних частях околорудного пространства образуются сплошные широкие каолинит-монтмориллонитовые ореолы аргиллизитов. Но на более значительных глубинах, где сказывается экранирующий эффект вышележащих пород, изменения вдоль рудных тел и в подрудных горизонтах характеризуются развитием гидрослюдистых и смешанослойных гидрослюда-монтмориллонитовых

минеральных ассоциаций. Такая вертикальная зональность аргиллизитов находит выражение и в латеральном распределении минеральных комплексов в направлении от центральных околорудных зон к периферийным зонам на флангах месторождений.

Общая схема гидротермальных процессов

Известные в районе проявления рудной минерализации сформировались в заключительный этап позднемезозойской активизации, после прекращения вулканической деятельности. Но широко распространенные в породах фундамента вдоль глубинных разломов кварц-мусковит-турмалин-флюоритовые грейзены кремнекалиевые и кремнекалийнатриевые метасоматиты имеют более раннее происхождение. Становление позднепалеозойских гранитоидов завершилось образованием кварц-мусковитовых с турмалином грейзенов, мусковит-турмалиновых пегматитов и калишпатовых метасоматитов в апикальных частях гранитных массивов. Второй этап грейзенизации связан с заключительными фазами позднемезозойских кукульбейских гранитов и происходил до образования позднеюрских вулканитов. Грейзенизации этого периода подверглись мощные зоны бластомилонитов, ограничивающие Урулюнгуевский свод, и локальные купольные поднятия в его пределах. В бластомилонитах и вдоль глубинных разломов образовались микроклиновые и микроклин-альбитовые метасоматиты. С процессами грейзенизации связаны проявления урановой минерализации и олова, не имеющие промышленного значения.

Рудообразующий гидротермальный процесс, протекавший в заключительный этап позднемезозойской активизации, т.е. после завершения раннемелового вулканизма, сформировал все месторождения полиметаллов, урана и флюорита. Вопрос о возрастном соотношении рудной минерализации не имеет однозначного толкования среди исследователей. Соотношение уранового и свинцово-цинкового оруденения установлено на месторождениях Стрельцовского рудного поля, где наблюдались пересечения агрегатов галенита и сфалерита ранней стадии минеральными ассоциациями, сопровождающими урановорудную стадию, и прожилками урановой смолки.

Наиболее сложным является вопрос о соотношении уранового и флюоритового оруденения. На месторождениях Кличкинского рудного поля широко проявлена кварц-флюоритовая минеральная ассоциация, отложившаяся после свинцово-цинковых ассоциаций (месторождения Дарьинское, Горсануйское и др.). К этому же типу относятся, вероятно, месторождения флюорита — Урулюнгуевское и Гозогорское, находящиеся в пределах флюорит-уранового рудного поля. Прямых соотношений флюорита и урана на перечисленных месторождениях не установлено, но по косвенным признакам предполагается, что эти месторождения сформировались до флюорит-молибден-урановых. С другой стороны, на урановых месторождениях Стрельцовского рудного поля установлено, что жилы флюорита с промышленными запасами образовались после отложения урановой минерализации (Стрельцовское месторождение флюорита).

Таким образом, имеющиеся фактические данные о соотношении уранового и флюоритового оруденения показывают, что в Приаргунье флюоритовые месторождения формировались, по крайней мере, в два этапа, разделенных во времени образованием урановой минерализации.

Учитывая изложенное, можно в общей схеме минералообразования выделить три основных этапа единого гидротермального процесса. В ранний этап образовались крупные месторождения свинца, цинка и флюорита; при этом на некоторых проявлениях полиметаллов установлены высокие концентрации олова, что дает основание считать, что оловянное оруденение в Южном Приаргунье (месторождения Иргатуй, Умыкийское и др.) сформировалось в этот основной этап полиметаллического и флюоритового оруденения.

Следующий этап ознаменовался образованием крупных месторождений урана молибден-урановой формации и широким проявлением аргиллизации, предшествующей урановому оруденению. Все урановые месторождения сопровождаются отложением молибденита нередко в промышленных концентрациях и в завершающую урановорудную стадию — флюорита.

После формирования молибден-урановых месторождений в Южном Приаргунье происходило отложение низкотемпературных эпитермальных минеральных ассоциаций третьего этапа минералообразования, представленных кварц-каолинитовыми менее гидрослюдистыми минеральными комплексами, сопровождающими проявления флюорита, золота и цеолитов. С этим этапом связано образование Стрельцовского месторождения флюорита и многочисленных проявлений золота, установленных в последние годы в пределах полиметаллического и флюорит-уранового рудных поясов.

Возраст оруденения

В период длительного изучения возрастных характеристик пород собрано большое количество определений возрастов пород и урановых руд месторождений СРП. Определения возрастов проводились лабораториями научно-исследовательских институтов Москвы, Санкт-Петербурга, Киева различными методами и, как следует из табл. 1, получены весьма противоречивые данные. Между исследователями нет единогласия о этапности формирования месторождений.

Большинство исследователей, детально изучавшие рудные месторождения Приаргунья, пришли к выводу о близодновременном формировании всех свинцово-цинковых, флюоритовых и урановых месторождений в течение позднеюрской или раннемеловой эпох (С.С.Смирнов, Ф.И.Вольфсон, Е.А.Радкевич, В.В.Архангельская и др.). Другие исследователи (И.Н.Томсон, В.С.Кормилицын, П.А.Строна) считают, что каждый этап позднемезозойской активизации сопровождался определенным комплексом рудных формаций.

Исследователями, непосредственно изучавшими месторождения, установлено одноэтапное их формирование после завершения всех вулканических процессов в течение раннего мела. И.В. Мельников [61ф], используя данные абсолютного возраста настурана, определенного U/Pb и Pb/Pb методами, пришел к выводу о верхнеюрском возрасте, точнее о возрасте границы юры и мела, уранового оруденения — до излияния нижнемеловых покровов базальтов.

Изучение месторождений СРП, где локализовались комплексные флюорит-молибден-урановые руды и проявлено флюоритовое и полиметаллическое оруденение, позволило [5ф, 19ф, 27ф-55ф] конкретизировать время становления рудных комплексов. На Стрельцовском, Мало-Тулукуевском, Широндукуйском и других месторождениях кварц-сульфидные жилы (с галенитом, сфалеритом) отложились в раннюю серицит-полиметаллическую стадию (доурановую) рудообразующего процесса. Вопрос о возрасте уранового оруденения решается по соотношению его с наиболее поздними продуктами вулканической деятельности, с флюоритовым оруденением и на основании определений абсолютного возраста урановых минералов и вмещающих пород.

Все полиметаллические, молибден-урановые и флюоритовые месторождения сформировались после завершения вулканизма в районе и полной консолидации всех его продуктов, включая поздние базальты, время становления которых по данным определений абсолютного возраста считается раннемеловым. Покровы поздних базальтов и дайки базальтов, пересекающие покровы фельзитов и липаритов тургинской свиты (K₁) на Дальнем и Тулукуевском месторождениях, гидротермально преобразованы и вмещают урановое оруденение. Абсолютный возраст базальтов колеблется от 130 до 110 млн лет.

Гидротермальным изменениям подвержены также осадочные угленосные отложения тургинской свиты. На Уртугуйском месторождении угля, расположенном в Урулюнгуевской впадине среди тургинских осадочных пород, угленосный пласт тектонически нарушен и вдоль разломов во всех породах образовались гидротермальные рудосопровождающие аргиллизиты и отложилась урановая минерализация.

В северо-западном борту Восточно-Урулюнгуевской впадины на рудопроявлении урана Узломом установлены (Игошин Ю.А. и др., 1977) среди осадочных отложений тургинской свиты тектонические брекчии, минерализованные кварцем, сульфидами и флюоритом [27ф].

Верхняя возрастная граница уранового оруденения определяется тем, что угленосные отложения кутинской свиты, выполняющие наложенные мульды в Южно-Аргунской впадине, не несут следов рудосопровождающих гидротермальных изменений и не содержат эндогенного оруденения.

Соотношение уранового оруденения с флюоритовым устанавливается пересечением минеральных ассоциаций урановорудной стадии флюоритовыми жилами на Стрельцовском месторождении.

Приведенные данные позволяют датировать образование месторождений полиметаллов, флюорита и урана раннемеловым послетургинским, но докутинским временем.

Абсолютный возраст настурана составляет 125-110 млн лет.

По данным В.Н.Голубева (ИГЕМ РАН), возраст настурана Стрельцовского месторождения, определенный по U/Pb методу, оказался равен 135 ± 5 млн лет (см. табл. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Месторождения, объединяемые в единое Стрельцовское рудное поле, сосредоточены в одноименной вулканотектонической кальдере площадью около 140 км^2 .

Кальдера образовалась в восточной части Тулукуевской впадины в конечные этапы позднемезозойской тектономагматической активизации в результате обрушения блока, расположенного над близповерхностной магматической камерой, в связи с извержением из нее кислых расплавов. Кальдера имеет изометричную полигональную форму, ограничена бортовыми разломами северо-западного, широтного и северо-восточного простирания. Амплитуды вертикальных смещений по бортовым разломам составляют от 50 до 700 м. Борты имеют ступенчатое строение. Системы продольных и поперечных разломов расчленяют кальдеру на ряд тектонических блоков, среди которых выделяется три основных — Восточный, Западный и Северный, различающиеся особенностями геологического строения. Западный блок сложен преимущественно риолитами жерловых фаций и субвулканическими экструзивными телами липаритов и сиенит-порфиров, Восточный и Северный блоки Стрельцовской кальдеры сложены исключительно покровными фациями эффузивов базальт-дацитовой, базальт-липаритовой формаций. Покровы стратифицированы и разделены обычно маломощными горизонтами осадочных пород озерных и русловых фаций (рис. 12, 13).

Фундамент кальдеры и борты сложен породами нижнего структурного этажа, среди которых преобладают гранитоиды. Метаморфические породы распространены главным образом в фундаменте Северного блока, менее — в северной части Западного и в центральной части Восточного блоков.

Все месторождения сосредоточены в пределах Аргунской тектонически ослабленной зоны в Восточном и Западном блоках и лишь небольшие по запасам металла месторождения находятся в Северном блоке в зоне Меридионального разлома. Рудные залежи локализованы как в осадочно-вулканогенных породах верхнего структурного этажа, так и в породах нижнего структурного этажа в фундаменте кальдеры.

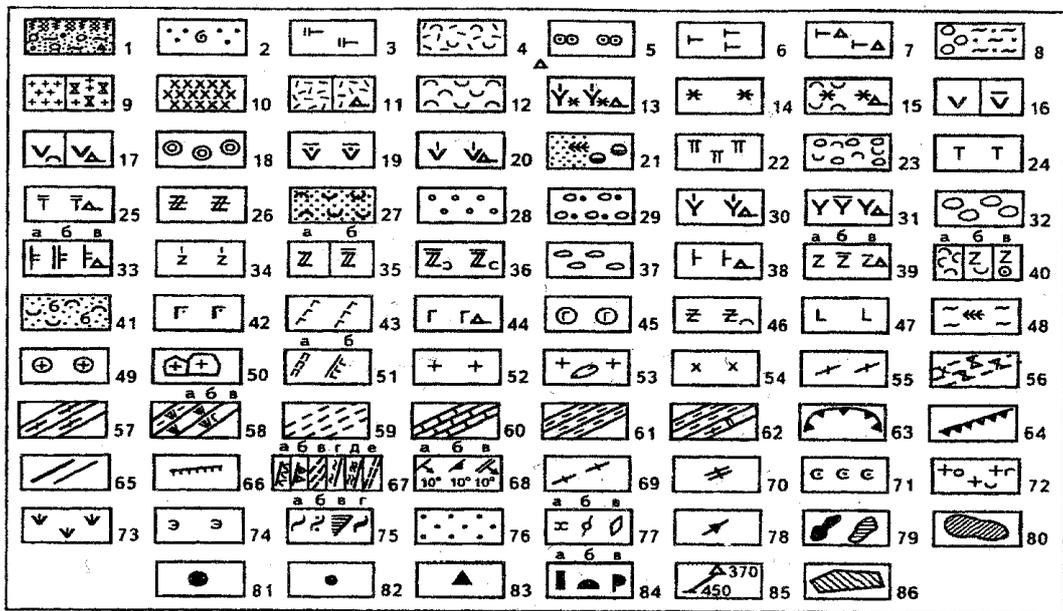


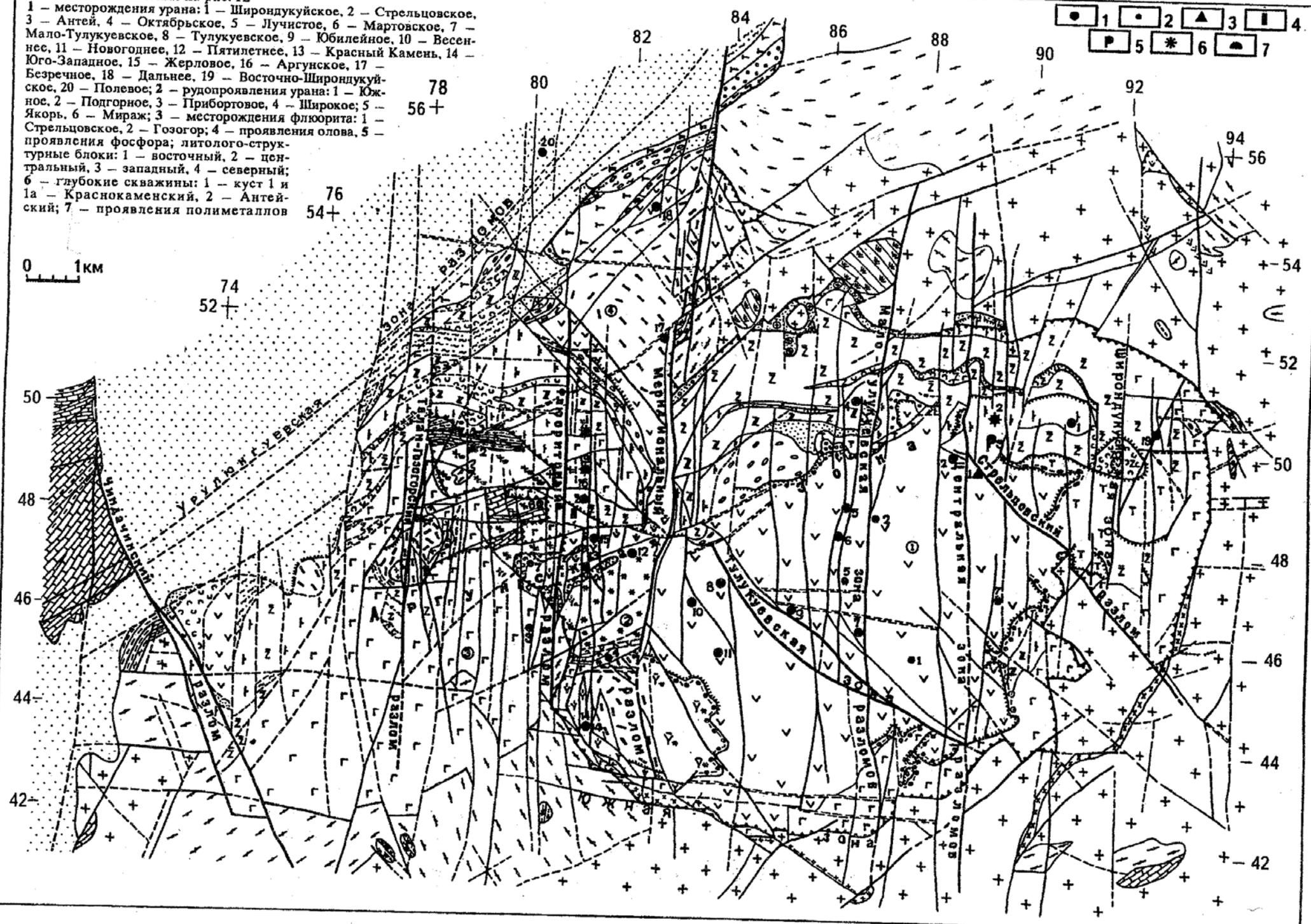
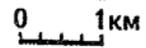
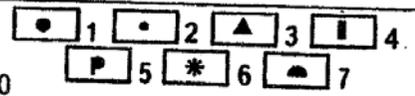
Рис. 12. Условные обозначения к геологическим картам, разрезам, планам в стратиграфической последовательности

1 — рыхлые отложения; 2-32 — *тургинская свита*: 2 — песчаники, алевролиты, пласты угля, гравелиты, конгломераты; 3 — базальты агатоносные; 4 — туфы липаритов; 5 — вулканические стекла; 6 — базальты; 7 — эруптивная брекчия базальтов (жерловая фация); 8 — конгломераты, алевролиты; 9 — мелкокрапленниковые липариты и их эруптивные брекчии; 10 — сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенитодиорит-порфиры; 11 — липариты и их лавовые брекчии покровной фации; 12 — туфы кислого состава; 13 — кремновые крутофлюидальные сферолитовые липариты и их эруптивные брекчии жерловой фации; 14 — сферолитовые липариты; 15 — туфы и лавовые брекчии сферолитовых липаритов; 16 — фельзиты массивные (а) и поло-гофлюидальные (б) покровной фации; 17 — туфы и лавовые брекчии фельзитов; 18 — перлиты, шаровые лавы; 19 — туфолавы кварцевых порфиров; 20 — тонко-крутофлюидальные фельзиты и их эруптивные брекчии жерловой фации; 21 — песчаники и конглобрекчии, содержащие углефицированные растительные остатки; 22 — андезитобазальты; 23 — туфоконгломераты; 24 — крупновкрапленниковые плагиоклазовые трахибазальты, андезиты; 25 — плагиоклазовые андезиты, миндалекаменные и их лавовые брекчии; 26 — липарито-дациты; 27 — туфопесчаники; 28 — гравелиты; 29 — конгломераты разногалечные, пестроцветные; 30 — тонко-, крутофлюидальные стекловатые липариты и их эруптивные брекчии жерловой фации; 31 — липариты стекловатые, флюидальные и их лавовые брекчии покровной фации; 32 — конгломераты крупногалечные красноцветные; 33-50 — *приаргунская свита*: 33 — базальты массивные (а), миндалекаменные (б), их лавовые брекчии (в) верхнего покрова; 34 — трахидациты жерловой фации; 35 — трахидациты массивные (а), флюидальные (б) верхнего покрова; 36 — туфы и туфолавы трахидацитов; 37 — конгломераты разногалечные красноцветные; 38 — базальты и их лавовые брекчии — средний покров; 39 — трахидациты нижнего покрова: массивные (а), флюидальные (б), лавовые брекчии (в); 40 — туфы (а), туфолавы (б), вулканические стекла (в) трахидацитов; 41 — туфопесчаники, обогащенные биотитом; 42 — оливиновые базальты; 43 — дайки базальтов, диабазов; 44 — базальты нижнего покрова и их лавовые брекчии; 45 — конглобрекчии; 46 — дациты, туфобрекчии дацитов; 47 — базальты; 48 — песчаники, алевролиты с углефицированными растительными остатками; 49 — базальные конгломераты; 50 — структурный элювий; 51-54 — *позднепалеозойские (варисские) гранитоиды*: 51 — жилы пегматита, аплита (а), дайки диабаза (б); 52 — средне-неравно-зернистые граниты интрузивно-анатектические и метасоматические с реликтами субстрата, мигматиты; 53 — метасоматические граниты, насыщенные на 40-50% скиалитами метаморфических пород; 54 — диориты, гранодиориты метасоматические; 55, 56 — *раннепалеозойские (каледонские) гранитоиды*: 55 — мета-соматические крупно-, гигантозернистые порфиробластовые гнейсовидные граниты, 56 — гранодиориты, диориты метасоматические гнейсовидные с теневыми структурами замещаемых пород; 57 — протерозойские мелкозернистые гранитогнейсы; 58-60 — *раннепротерозойские и архейские (?) метаморфические породы*: 58 — меланократовые гнейсы (а), амфиболы (б), метабазиты, пироксениты (в); 59 — высокоглиноземистые кри-сталлические сланцы и микросланцы (андалузит-кварц-слюдистые сланцы с реликтами структур осадочных пород); 60 — доломиты, доломитизированные известняки, мергели; 61 — кварц-слюдистые кристаллические сланцы (метаосадочные породы); 62 — AR(?) кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы, плагиогранитогнейсы; 63-67 — *тектонические нарушения*: 63 — разломы, ограничивающие Стрельцовскую кальдеру; 64 — разломы, ограничивающие вулканические аппараты; 65 — крутопадающие разломы; 66 — пологие нарушения; 67 — тектонические нарушения, сопровождающиеся дроблением (а), брекчированием (б), линейной трещиноватостью (в), глинякой трения (г), развалыванием (д), рассланцеванием, милонитизацией (е); 68 — элементы залегания: разломов (а), флюидальности (б), слоистости, гнейсовидности (в); 69 — зоны длительного кремнекалийнатриевого метасоматоза; 70 — микроклинизация пород; 71 — скарны; 72 — грейзенизация; 73 — турмалины; 74 — эпидотизация; 75 — аргиллизация (а), каолинизация (б), гидрослюдизация (в), мон-мориллонитизация (г); 76 — альбитизация; 77 — хлорит (а), кварц (б), карбонаты (в); 78 — флюоритизация; 79 — урановые, молибден-урановые рудные залежи; 80 — молибденовые рудные залежи; 81 — месторождения урана; 82 — рудопроявления урана; 83 — месторождения флюорита; 84 — проявления: олова (а), полиме-таллов (б), фосфора (в); 85 — скважина, ее номер, глубина; 86 — пластообразные рудные залежи

Рис. 13. Геологическая карта Стрельцовского рудного поля
(Составили Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер, В.И.Пулин)

Условные обозначения на рис. 12

- 1 – месторождения урана: 1 – Широудукуйское, 2 – Стрельцовское,
3 – Антей, 4 – Октябрьское, 5 – Лучистое, 6 – Мартовское, 7 –
Мало-Тулукуйское, 8 – Тулукуйское, 9 – Юбилейное, 10 – Весен-
нес, 11 – Новогонное, 12 – Пятилетнее, 13 – Красный Камень, 14 –
Юго-Западное, 15 – Жерловое, 16 – Аргунское, 17 –
Безречное, 18 – Дальнее, 19 – Восточно-Широудукуй-
ское, 20 – Полевое; 2 – рудопроявления урана: 1 – Юж-
нос, 2 – Подгорное, 3 – Прибортовое, 4 – Широкое; 5 –
Якорь, 6 – Мираж; 3 – месторождения флюорита: 1 –
Стрельцовское, 2 – Гозогор; 4 – проявления олова, 5 –
проявления фосфора; литолого-струк-
турные блоки: 1 – восточный, 2 – цен-
тральный, 3 – западный, 4 – северный;
6 – глубокие скважины: 1 – куст 1 и
1а – Краснокаменский, 2 – Антей-
ский; 7 – проявления полиметаллов



ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

Стрельцовская вулканотектоническая структура (СВТС), вмещающая уникальные урановорудные месторождения, занимает особое положение в глубинных структурах. Она находится в пределах Монголо-Аргунского внутриконтинентального вулканического пояса, прослеживающегося в Приаргунье, Приморье, на территории Монголии и Китая; пояс представляет собой региональную структуру земной коры, отличающуюся высокой напряженностью метаморфо-метасоматических процессов ранних этапов развития и процессов вулканоплутонического магматизма периода позднемезозойской тектономагматической активизации. Важнейшей особенностью СВТС, определившей ее высокую рудоносность, является формирование ее в пределах активизированного гранитогнейсового купольного поднятия фундамента, соответствующего центру высокой активности астеносферы на протяжении всей истории развития данного блока. Уже в раннем докембрии астеносферные процессы вызвали проявление в этом блоке мафитового и ультрамафитового вулканизма, мантийная природа которого подтверждается широким распространением среди раннепротерозойских метаморфических комплексов метагабброидов, metabазальтов, метапироксенитов. Последующие процессы регионального метаморфизма и кремнещелочного метасоматоза, вызывавшего многократную гранитизацию, наиболее интенсивно проявлялись именно в этом блоке земной коры. Глубинный центр являлся источником тепловых и флюидных потоков также и в период позднемезозойской тектономагматической активизации, обусловив образование многоступенчатых магматических очагов в земной коре и многофазный вулканизм разного состава, завершившийся в нижнем мелу базальтовым мантийного происхождения, а также проявление постмагматических гидротермальных преобразующих и рудоформирующих процессов.

Проникновение гранитизирующих высокотемпературных флюидов контролировалось глубинными сквозькоровыми структурами высокой проницаемости. Процессы тектономагматической активизации в Урулюнгуевском гранитоидном поднятии выразились в подновлении ранее образованных структур и возникновении разнонаправленных новых; при этом наиболее глубоко проникающие разломы в земную кору и в верхнюю мантию являлись каналами вулканических извержений.

Стрельцовская вулканотектоническая кальдера возникла в узле сопряжения Урулюнгуевской, Аргунской глубинных зон разломов северо-восточной субширотной ориентировки, Меридиональной глубинной и Тулукуевской зон разломов северо-западного простирания. Компенсационное обрушение и образование кальдеры произошло в связи с оттоком высокогазонасыщенных расплавов из близповерхностной магматической камеры, располагавшейся непосредственно под Тулукуевской впадиной. Узел пересечения долгоживущих разломов, находящийся непосредственно в СВТС, явился центром кислого вулканизма и каналом проникновения гидротермальных рудообразующих растворов.

Другой особенностью геоструктурного положения Стрельцовской кальдеры является приуроченность ее к границе блоков земной коры, резко различающихся по плотностным и петрохимическим характеристикам слагающих их пород. Северо-западная часть кальдеры находится в блоке, верхняя часть которого сложена плотными протерозойскими метаморфическими породами; в нижней части блока на глубинах 1-3 км по данным структурно-геофизических методов распространены породы, отличающиеся меньшей плотностью. Юго-восточная и центральная части расположены в резко разуплотненном блоке, характеризующемся мощностью гранитного слоя до 4-5 км. Эта часть блока соответствует тектонически ослабленной зоне, которая в мезозое явилась областью максимальной фильтрации кремнещелочных пневмогидротермальных растворов. Предполагается, что на глубине около 5 км находилась магматическая камера, возникшая на границе разноплотностных блоков, которая являлась источником кислых вулканитов. Вулканические аппараты, дренирующие магматическую камеру, находились в западной части СВТС на пересечении разноориентированных глубинных зон разломов, унаследовавших древние проницаемые зоны, возникшие на этапе пликативных дислокаций.

Таким образом, важнейшими особенностями геоструктурных позиций Стрельцовой кальдеры является приуроченность ее к длительно развивавшемуся магмотектоническому узлу и унаследованность структурного плана протерозойских пликтивных дислокаций и мезозойских разрывных нарушений. Питающим источником магматических, флюидных и гидротермальных систем являлся глубинный мантийный очаг, связь с которым внутрикоровых уровней неоднократно восстанавливалась посредством проникаемых тектонически ослабленных зон.

Особенности объемного строения Тулукуевской впадины и ее фундамента по геофизическим и петрофизическим данным

Тулукуевская впадина и западная мульда Урулюнгуевской впадины приурочены к западному сектору Аргунского локально-купольного поднятия (рис. 14, 15).

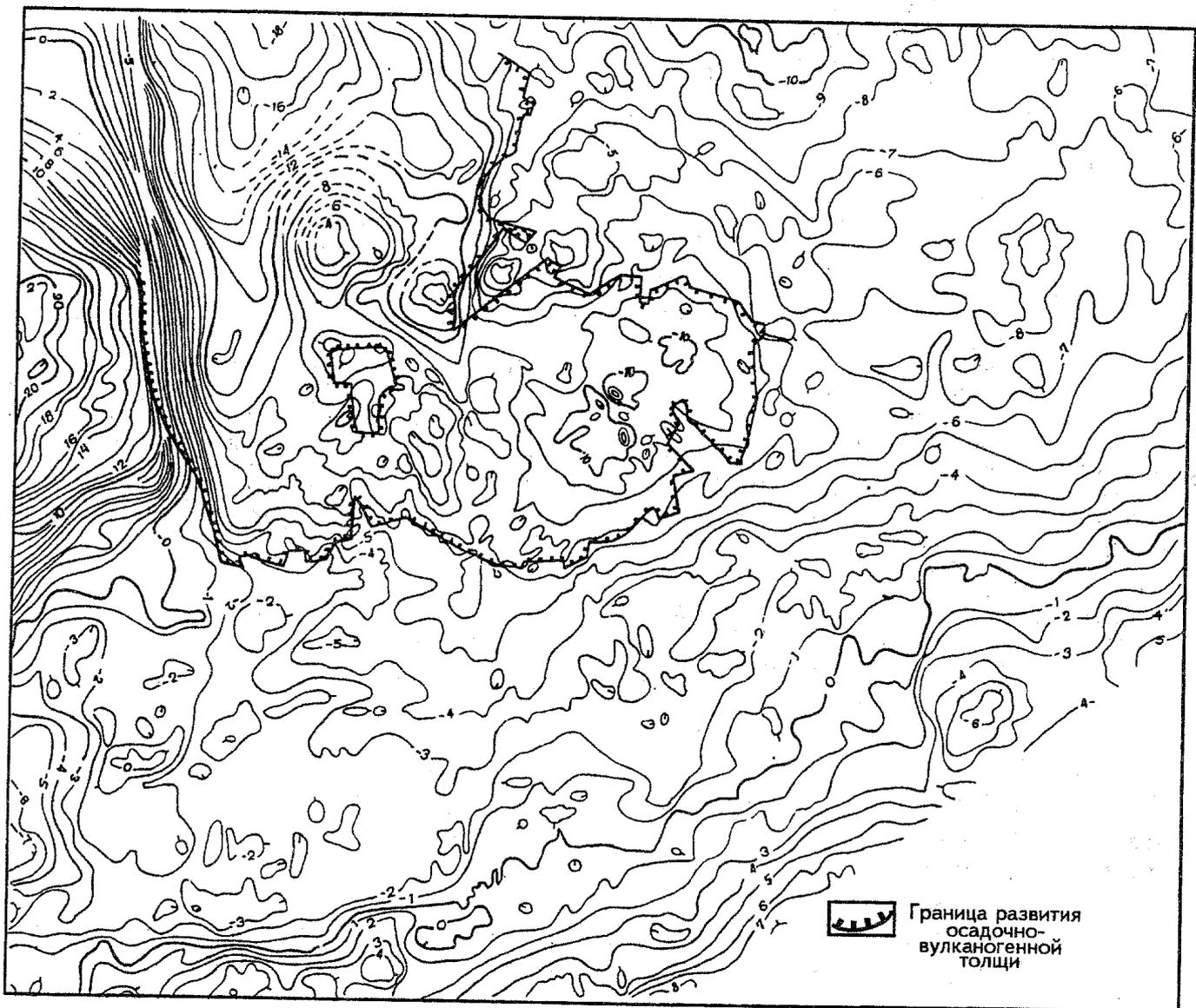


Рис. 14. Схематизированная гравиметрическая карта Стрельцовой кальдеры и сопредельной территории (редукция Буге, $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$, уровень поля условный) (Составили Ю.А.Филипченко, Г.И.Курышев, Е.А.Васильев и др.)

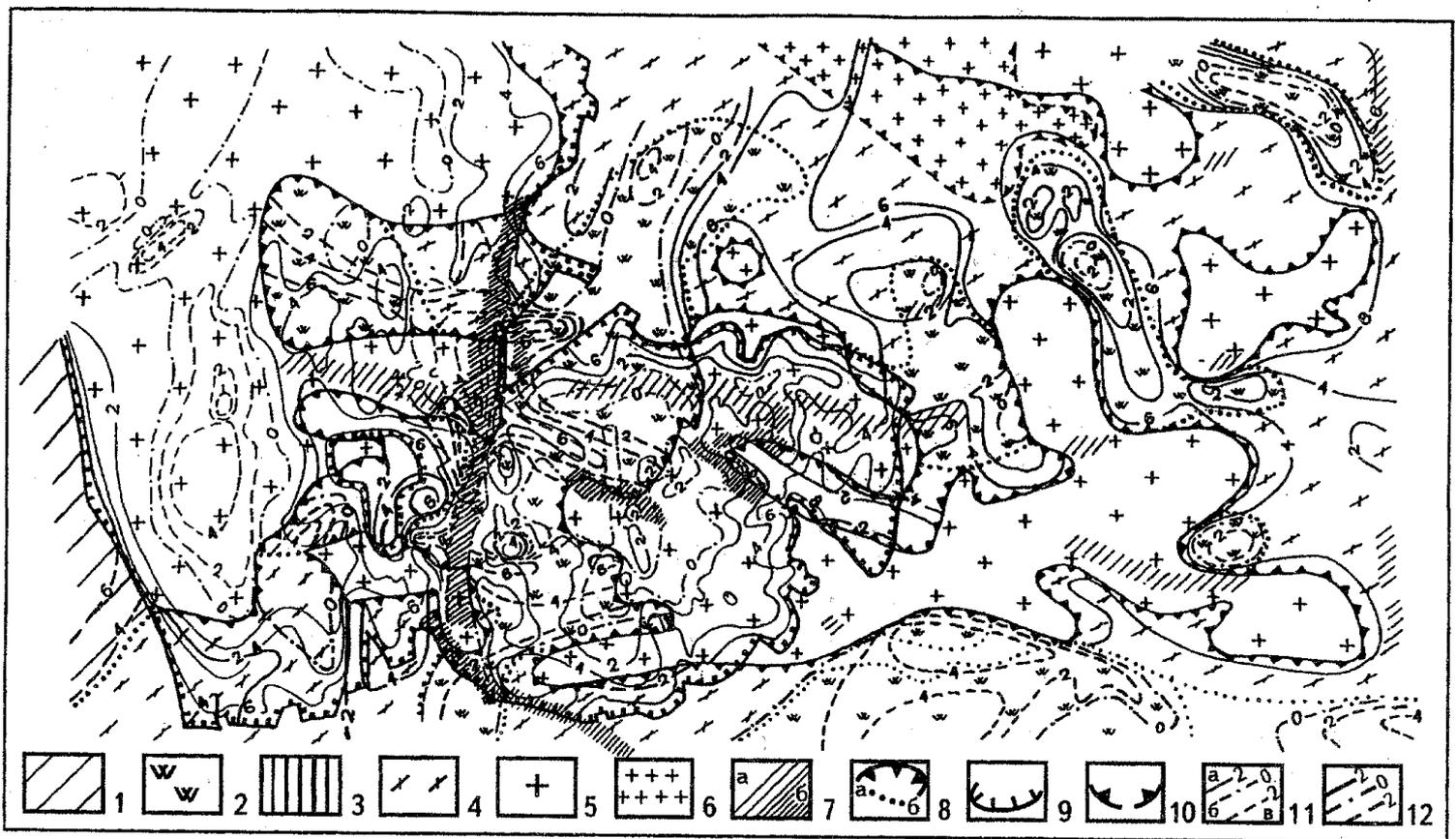


Рис. 15. Схема объемного строения Стрельцовой кальдеры и сопредельной территории по геолого-геофизическим данным (Составили Ю.А.Филипченко, О.И.Назарова)

1 — блоки, сложенные преимущественно метаморфическими терригенно-карбонатными протерозой-палеозойскими образованиями ($\sigma = 2,63-2,85 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma} = 2,75 \text{ г/см}^3$, χ близко к 0); 2-4 — ксенолиты и "горизонт гранитов", насыщенный не ассимилированными образованиями различного состава: 2 — амфиболиты, диабазы, габбро-диорито-диоритоподобные архей-протерозойские образования ($\sigma = 2,75-2,92 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma} = 2,75 \text{ г/см}^3$, намагниченность $20-20000 \cdot 10^{-6}$, среднее — $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), 3 — терригенно-карбонатные протерозой-палеозойские образования ($\sigma = 2,63-2,85 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma} = 2,70 \text{ г/см}^3$, χ близко к 0), 4 — "горизонт гранитов" — гнейсы, гнейсоватые граниты, гнейсоватые диориты и "мусорные" граниты ($\sigma = 2,60-2,75 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma} = 2,65 \text{ г/см}^3$, намагниченность от $10 \cdot 10^{-6}$ до $1200 \cdot 10^{-6}$, среднее — около $100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); 5 — блоки, по составу отвечающие гранитам (максимально гранитизированные образования различного состава ($\bar{\sigma} = 2,60 \text{ г/см}^3$, намагниченность $0-100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, по массе практически немагнитны)); 6 — лейкократовые граниты ($\bar{\sigma} = 2,55 \text{ г/см}^3$, χ близко к 0); 7 — зона дробления пород: а — объемного, б — интенсивного объемного ($0,10 \text{ г/см}^3$); 8 — границы: ксенолитов или "горизонта гранитов" (а), различного состава ксенолитов (б); 9 — граница развития осадочно-вулканогенной толщи; 10 — проекция Кибиревско-Идангинского массива гранитов; 11 — изогипсы кровли пород фундамента (подшвы осадочно-вулканогенных образований); 12 — изогипсы подошвы ксенолитов (сплошной линией показаны изогипсы с отметками выше уровня моря, пунктиром — ниже, штрихпунктиром — на уровне моря)

Выделяемые по характеру физических полей и петрофизическим особенностям разреза блоки Тулукуевской впадины соответствуют четырем структурно-литологическим блокам — Восточному, Центральному, Северному и Западному, из них первые три являются блоками Стрельцовой кальдеры, при этом Центральный блок впадины соответствует Западному блоку кальдеры.

По плотностным параметрам осадочно-эффузивная толща Тулукуевской впадины при общей тенденции снижения плотности снизу-вверх по разрезу подразделяется на четыре горизонта (петроплотностных комплекса):

нижний со средней плотностью $2,62 \text{ г/см}^3$, включающий нижнюю часть разреза приаргунской свиты — базальные конгломераты и нижний покров основных пород;

средний со средней плотностью $2,55 \text{ г/см}^3$, включающий другую часть приаргунской свиты (покровы трахидацитов, базальтов над трахидацитами, горизонты туфов и осадочных пород, разделяющих покровы эффузивов);

верхний со средней плотностью $2,47 \text{ г/см}^3$, представленный нижней частью тургинской свиты (сферолитовые и тонкофлюидальные липариты, плагиоклазовые трахибазальты и фельзиты);

завершающий со средней плотностью менее $2,40 \text{ г/см}^3$, включающий образования тургинской свиты (крупно-, мелкокрапленниковые липариты, субвулканические тела и дайки сиенит-порфиров и липаритов, надлипारитовые базальты, терригенные, включая угленосные, отложения).

По геоэлектрическим свойствам осадочно-эффузивная толща разделяется на два горизонта, граница между которыми грубо соответствует контакту приаргунской и тургинской свит. Нижний горизонт характеризуется средним удельным электрическим сопротивлением 350 , верхний преимущественно более высоким показателем. Однако очень часто осадочно-эффузивная толща фиксируется как единый геоэлектрический горизонт, при этом сопротивление в блоках изменяется от менее $50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ до более $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

В осадочно-эффузивной толще нет четких с выдержанным намагничением горизонтов. Магнитные и немагнитные разности встречаются практически в пределах каждого "горизонта" в эффузивах и их туфах от основного до кислого состава, а также среди осадочных пород при близких по величине намагничения и неупорядоченности направления векторов намагничения. При этом основные эффузивы и их туфы различных уровней, а также жерловые, субвулканические, дайковые разности, эруптивные брекчии фельзитов, липаритов, сиенит-порфиров составляют две главные основные группы пород, преимущественно формирующие картину магнитного поля Тулукуевской впадины.

По результатам исследований петрофизических свойств пород нижнего структурного этажа выделяются:

архей-протерозойские амфиболиты, диабазы и габбро-диориты, диоритоподобные образования с плотностью $2,75-2,92 \text{ г/см}^3$ и намагничением (индуктивным и (или) остаточным) от $20 \cdot 10^6\%$ до $2000 \cdot 10^6$ ед.СГС;

протерозой-палеозойские мраморизованные и доломитизированные известняки (плотность $2,72-2,75 \text{ г/см}^3$) и терригенные (плотность $2,63-2,68 \text{ г/см}^3$) метаморфические немагнитные образования;

каледонские граниты, некоторые разновидности варисских гранитоидов, протерозойские гнейсы (плотность $2,62-2,65 \text{ г/см}^3$), последние магнитны (индуктивное намагничение до $500 \cdot 10^6$, остаточное — до $650 \cdot 10^6$ ед.СГС);

практически немагнитные варисские граниты (плотность $2,60 \text{ г/см}^3$);

позднепалеозойско-позднемезозойские граниты (плотность $2,55 \text{ г/см}^3$) немагнитные или слабомагнитные.

Породы нижнего структурного этажа в районе Тулукуевской впадины повсеместно характеризуются высокими (более $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) значениями удельного сопротивления.

Образования из тектонических разрывов и зон гидротермальных изменений характеризуются снижением плотности, электрического сопротивления и намагничения. При этом для электрического сопротивления и намагничения отмечается сближение параметров независимо от исходного петрографического состава.

Петроплотностные комплексы в осадочно-эффузивных образованиях с близкими средними значениями плотности Тулукуевской впадины выделяются и в других наложенных структурах в Южном Приаргунье и на прилегающих территориях Китая и Монголии. Эти наложенные структуры характеризуются как монотонными, так и контрастными осадочно-эффузивными разрезами, как схожими, так и отличными от разреза Тулукуевской впадины составами петрографических образований и положением в разрезе. Однако промышленная ураноносность характерна лишь структурам с близким петрографическим составом аналогичных петроплотностных комплексов Тулукуевской впадины (Дорнотская впадина в Монголии).

Западная мульда Урулюнгуевской впадины отличается относительно простой морфологией, пониженным гравитационным полем, что связано с увеличением мощности низкоплотностного завершающего петроплотностного комплекса до 300 м при общей мощности осадочно-вулканогенной толщи около 1000 м и с отсутствием выраженных форм в рельефе фундамента. С запада Урулюнгуевская впадина ограничена фрагментом

крупнейшего в регионе Чиндачинско-Цолотуйского разлома; последний фиксируется гравитационной ступенью порядка 20 мГал, причем значительно эта величина зависит от смены гранитов в основании впадины на метаморфические образования. Глубина проникновения разлома, оцениваемая по взаимодействию разноплотностных блоков, составляет более 4 км. По геологическим данным в разрезе Западного блока впадины преобладают низы приаргунской свиты. Однако картина магнитного поля, а также плотностные и геоэлектрические характеристики отличны от аналогичных параметров образований покрова основных пород Восточного блока Стрельцовой кальдеры. Образованиям Западного блока соответствует резко дифференцированное преимущественно отрицательное магнитное поле, тогда как в юго-восточной части Восточного блока — над образованиями этого уровня — знакопеременное, преимущественно положительное. Удельное электрическое сопротивление пород Западного блока не превышает 50 Ом·м, тогда как в Восточном оно выше в 10-20 раз; по плотности образования Западного блока отвечают уровню среднего петроплотностного комплекса, а не образованиям нижнего (петроплотностного комплекса), т.е. по петрофизическим параметрам низы разреза отсутствуют, а средняя часть представлена более основными разностями, чем разрез в кальдере. Образования верхнего и завершающего петроплотностных комплексов развиты лишь в северной части Западного блока, где вблизи выступа фундамента выделяется Западно-Тулукуевский вулкан риолитового состава, который фиксируется локальной отрицательной аномалией гравитационного поля, положительной магнитной аномалией и более высоким электрическим сопротивлением.

Фундамент восточной части Западного блока Тулукуевской впадины, а также выступы и поднятия, отделяющие этот блок от блоков Стрельцовой кальдеры, сложены преимущественно ксенолитами метаморфических пород. Выступы фиксируются локальными положительными аномалиями поля силы тяжести и как высокоомные области, поднятия — положительными гравитационными аномалиями и воздыманием подошвы геоэлектрической толщи по ВЭЗ.

Центральный и Северный блоки Тулукуевской впадины, соответствующие западной части Стрельцовой кальдеры, фиксируются областью низких сопротивлений и локальными минимумами поля силы тяжести; последнее связано с преобладанием в разрезе этих блоков верхнего и завершающего низкоплотностных комплексов. В Центральном блоке выделяются вулканы риолитового состава: Юго-Западный — "концентрической" знакопеременной зональной аномалией и Краснокаменский — положительной подковообразной аномалией магнитного поля. Меридиональным разломом Центральный блок шириной 1,5-2,5 км и Северный, смыкающийся с Урулюнгуевской впадиной, с востока отделены от Восточного блока и северного обрамления Стрельцовой кальдеры. Меридиональный разлом выражается гравитационной ступенью 3-9 мГал. С запада Центральный блок ограничен кальдерным разломом, который выражается гравитационными ступенями и аномалиями проводимости близмеридионального и северо-западного простирания. В фундаменте этих двух блоков достаточно широко развиты ксенолиты метаморфических пород. Породы осадочно-вулканогенной толщи и породы фундамента в зоне Меридионального разлома характеризуются объемным разуплотнением, глубина проникновения этого разлома, фиксируемая геофизическим методом, не менее чем на 2,5-3 км от дневной поверхности. По-видимому, не менее глубина проникновения и Кальдерного разлома. Максимальная мощность осадочно-вулканогенных отложений в Центральном и Северном блоках более 1 км, причем в Северном блоке вблизи Меридионального разлома, на участке пересечения с близширотным разломом, прослеживается эрозионно-тектоническим углублением в фундаменте (палеодолина) шириной около 2 км. В Восточном блоке палеодолина прослеживается вдоль северного борта, в Западной мульде фиксируется усложнением рельефа фундамента. В Северном и частично Восточном блоке фундамент палеодолины сложен гранитами. Вдоль палеодолины породы фундамента характеризуются объемным разуплотнением, участки разуплотнения фрагментарно отмечаются к востоку от Стрельцовой кальдеры на продолжении палеодолины в породах нижнего структурного этажа (гранитах). По расчетам глубина зоны объемного разуплотнения по полю силы тяжести оценивается в более 3 км от дневной поверхности. Палеодолина, разуплот-

нение, осложнение рельефа фундамента являются отражением крупного Широтного разлома СЗ (280°) простираения, унаследовавшего это направление от пликтивных дислокаций.

В Восточном блоке Стрельцовой кальдеры относительные превышения палеорубов над палеорулами при очень сложном сочетании их направлений по кровле неоднородного по петрографическому составу фундамента достигают 400-600 м. При этом в наиболее погруженных участках фундамента вдоль северо-западного Тулукуевского разлома, между Мало-Тулукуевской и Центральной меридиональными зонами разломов, значительную часть разреза слагает нижний петроплотностной комплекс, причем средняя плотность этих образований возрастает до $2,67-2,70 \text{ г/см}^3$, по электрическому сопротивлению этот горизонт высокоомный (более $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Нижний петроплотностной комплекс охватывает значительную площадь вдоль южного и юго-восточного бортов кальдеры, здесь он также характеризуется высоким электрическим сопротивлением ($500-1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Эти особенности привели к тому, что палеодолины и палеорула высоких порядков в гравитационном поле выражаются относительными максимумами или отсутствием изменений поля силы тяжести и слабовыраженными слоями типа А, АА на кривых ВЭЗ.

В западной части Восточного блока в фундаменте выделяется крупный ксенолит, сложенный амфиболитами и вытянутый в меридиональном направлении; восточная граница ксенолита при общей тенденции СВ (30°) простираения состоит из отрезков меридионального, северо-западного, северо-восточного и близширотного направлений.

Разломы Чиндачинско-Цолотуйский, Меридиональный, Кальдерный, Широтный, Урулюнгуевский и Аргунская ослабленная зона являются дизъюнктивами I-го порядка, определившими заложение Тулукуевской ВТС и Урулюнгуевской впадины, а также образование Стрельцовой кальдеры.

Урулюнгуевский разлом фиксируется гравитационной ступенью за пределами Тулукуевской впадины. В пределах Стрельцовой кальдеры его фрагментом является Северный разлом, который наряду с гравитационной ступенью отличается ступенями геоэлектрического и геомагнитного полей.

Аргунская ослабленная зона выделяется ступенями гравитационного, магнитного и электрического полей, а также по потере корреляции аномалий отмеченных полей в полосе около 3 км, причем элементы различных полей как совпадают, так и разобщены пространственно.

Многочисленные дизъюнктивы различной ориентировки, определяющие тектонический рисунок Тулукуевской впадины, выделяются разноамплитудными ступенями гравитационного и магнитного полей, минимумами сопротивления и магнитного поля. Количество выделяемых элементов физических полей, особенно с укрупнением масштабов исследований, значительно больше, чем по геологическим данным, при этом отмечается очень важная особенность: участки пересечения разрывных нарушений (узлы), в том числе контролирующее размещение месторождений в пределах Аргунской зоны, характеризуются специфической картиной проявления в физических полях — потерей корреляции линейных элементов, появлением элементов с нехарактерным простираением, что позволяет перейти к непосредственному выделению узлов.

В фундаменте Тулукуевской впадины, в ее северном, восточном и южном обрамлениях, выделяются ксенолиты, которые характеризуются рядом особенностей в пространственном распределении, изменении состава и мощности (положении подошвы). В ксенолит включен "горизонт гранитов", насыщенный ксенолитами, а другой расположен в восточном обрамлении.

На участках развития осадочно-вулканогенных образований выделение неоднородностей нижнего структурного этажа возможно лишь после учета влияния толщи. Учет влияния (геологическое редуцирование) выполнен путем решения прямой задачи для заданной модели, по положению в разрезе каждого из четырех выделенных петроплотностных комплексов с корректировкой по реально установленным плотностям в отдельных блоках.

Ксенолиты составляют замкнутую сложной формы кольцеобразную фигуру, вытянутую в восток-северо-восточном направлении.

Ксенолит, залегающий в фундаменте в центральной части Тулукуевской впадины, вытянут в близмеридиональном направлении. Центральная часть ксенолита сложена терригенным и карбонатно-терригенными образованиями. В южной части ксенолит представлен "горизонтом гранитов". В северной части ксенолита преобладают амфиболиты, габбро-диорито- и диоритоподобные образования.

Охарактеризованный ксенолит прослеживается в северном и южном обрамлении Стрельцовской кальдеры.

К востоку от Стрельцовской кальдеры выделяются ксенолиты северо-западного простирания, сложенные амфиболитами, габбро-диорито- и диоритоподобными образованиями. В фундаменте Северного блока выделяется ксенолит субширотной ориентировки, в составе которого преобладают амфиболиты, габбро-диорито- и диоритоподобные образования. Мощность ксенолитов до 1000-1400 м, отметки подошвы до -800 м, причем ксенолиты в обрамлении имеют отметки до -400 м.

Внутренняя часть кальдеры, сложенная гранитами, содержит "горизонт гранитов", насыщенный образованиями различного состава, и ксенолит амфиболитов, расположенный к северо-востоку от Стрельцовского разлома и в восточном борту кальдеры; они имеют соответственно мощность до 400-600 и 700-800 м. "Горизонт гранитов", насыщенный ксенолитами, представляет собой горизонт вмещающих пород, не полностью ассимилированных в процессе метасоматической гранитизации.

Кибиревско-Идангинский массив гранитоидов располагается с внешней стороны кольца. Массив покрыт "горизонтом гранитов", насыщенным ксенолитами; мощность этих образований до 400 м. С внешней стороны кольца располагаются северная часть Северного блока Тулукуевской впадины и Западная муфта Урулюнгуевской впадины.

Локальные формы рельефа подошвы ксенолитов в фундаменте Северного и Восточного блоков в полосе около 9-10 км и далее в восточном и южном обрамлении ориентированы в близширотном направлении. Мощность ксенолита изменяется от 200-400 до 1000-1400 м. Общее простирание полосы СЗ 280°, к северу от этой полосы (преимущественно в северном и восточном обрамлении) локальные формы подошвы ксенолитов имеют ориентировку от СВ 30° до СЗ 310°; к югу от полосы в фундаменте Западного и частично Центрального блоков локальные формы (при изменении мощностей от 200 до 1000 м) ориентированы преимущественно в близмеридиональном направлении. При этом смена направления локальных форм рельефа подошвы ксенолитов с меридионального на близширотное происходит по зоне Меридионального разлома южнее Широтной зоны разломов.

Характер распространения ксенолитов, их локальные особенности, положение зон объемного разуплотнения отражают картину пликативной тектоники (флексурного изгиба) и процессов гранитизации в ядре крупной пликативной структуры.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ СВТС

Метаморфические и магматические породы, слагающие нижний структурный этаж, изучались по керну скважин и в подземных горных выработках, пройденных в фундаменте Стрельцовской вулканотектонической структуры и в ее обрамлении.

Метаморфические комплексы

Разобщенность ксенолитов метаморфических пород, сохранившихся в области полихронной гранитизации, не позволяет однозначно судить о их стратиграфической последовательности. Детальные исследования показали первичную гетерогенность древних комплексов.

Метаморфический комплекс пород в СВТС представляет собой регионально метаморфизованные в амфиболитовой фации осадочно-вулканогенные образования, характеризующие эвгеосинклинальный формационный тип отложений. Накопление в раннем протерозое, возможно и в позднем архее, терригенных обломочных песчано-глинистых и карбонатных отложений сопровождалось высокой вулканической активностью, обусловившей преобладание в стратифицированных разрезах эффузивов основного состава; завершающие стадии развития эвгеосинклинали характеризовались мафитовым и ультрамафитовым магматизмом. При этом интрузивные тела габброидов и пироксенитов в фундаменте СВТС картируются в тех же структурных узлах, в которых интенсивно проявились вулканизм и пневматогидротермальные преобразования, и в последующие эпохи. Пестрые по составу раннепротерозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования многократно вовлекались в метаморфо-метасоматические преобразования в протерозое и фанерозое, в результате чего сформировались сложные комплексы метаморфических и ультраметаморфических пород, мигматитов, палингенно-метасоматических гранитоидов с признаками реоморфизма и диафтореза, а в зонах динамометаморфизма — кремнещелочные метасоматиты и аргиллизиты, сопровождающие урановое оруденение.

В фундаменте Стрельцовой кальдеры и в ее обрамлении метаморфические породы слагают довольно крупные ксенолиты, достигающие нескольких квадратных километров, но главным образом сохранились в виде многочисленных мелких ксенолитов и скиалитов размерами от десятков и долей сантиметров в поперечнике до нескольких десятков квадратных метров. Наиболее крупные ксенолиты частично обнажены на поверхности в западном обрамлении кальдеры, а большая их часть вскрывается скважинами в фундаменте (рис. 16). Они вытянуты в северо-восточном субширотном направлении на 4-5 км и, судя по элементам слоистости и соответствующей ей гнейсовидности, слагают северо-западное крыло антиклинальной складки, ядро которой, расположенное в юго-восточной части кальдеры, переработано гранитизирующими процессами. Ксенолиты в западной части кальдеры сложены преимущественно мраморизованными доломитизированными крупнокристаллическими известняками и высокоглиноземистыми сланцами, отличающимися наличием реликтовых псаммитовых и алевритовых структур осадочных пород. Менее развиты среди осадочных образований прослой метабазальтов и метадиабазов. Непосредственно в узле пересечения долгоживущих глубинных тектонически ослабленных зон — Аргунской и Меридиональной — расположены среднезернистые гнейсовидные ортоамфиболиты, представляющие собой экструзивное тело габбро и габбро-пироксенитов.

На протяжении этих ксенолитов в восточном и северо-восточном направлениях в фундаменте кальдеры прослеживаются более мелкие ксенолиты. Они картируются в восточном боку Меридионального разлома, на участке Октябрьского месторождения и к северу от него, где наблюдается крупный ксенолит в фундаменте и в бортовой части кальдеры. К востоку от Меридионального разлома в разрезах доминирующим развитием пользуются метаэффузивы с маломощными прослоями мраморов. Метаэффузивы основного состава в значительной степени амфиболитизированы, и нередко не представляется возможным установить первичную природу амфиболитов. В очень небольшом объеме среди этих пород отмечаются реликтовые структуры осадочных пород. Все метаморфизованные породы подверглись плагиомигматизации и последующему кремнекалиевому метасоматозу, приведшему к образованию меланократовых гранитогнейсов и промежуточных пород — от диоритов до гранитов.

Северо-западная часть фундамента Северного блока Стрельцовой кальдеры сложена плагиобиотитовыми, плагиобиотит-амфиболовыми гнейсами, среди которых при микроскопических исследованиях устанавливаются первично осадочные и туфогенно-осадочные породы, ортоамфиболиты с реликтовыми офитовыми структурами метадиабазов и амфиболиты неясного генезиса. Все породы в связи с кремнещелочным метасоматозом претерпели реоморфизм, в значительной мере биотитизированы. В разрезах на этой площади наблюдается переслаивание меланократовых гнейсов, амфиболитов и светлоокрашенных гранитоидов. Мощности таких прослоев колеблются от первых метров до нескольких десятков метров. Неоднородность в разрезах метаморфических пород обусловлена прежде всего различиями в первичном составе толщи вулканогенно-осадочных по-

род и изменением в связи с этим состава пород в процессе регионального метасоматоза, преимущественно мигматизации первоначально натриевого и последующего калиевого ряда.

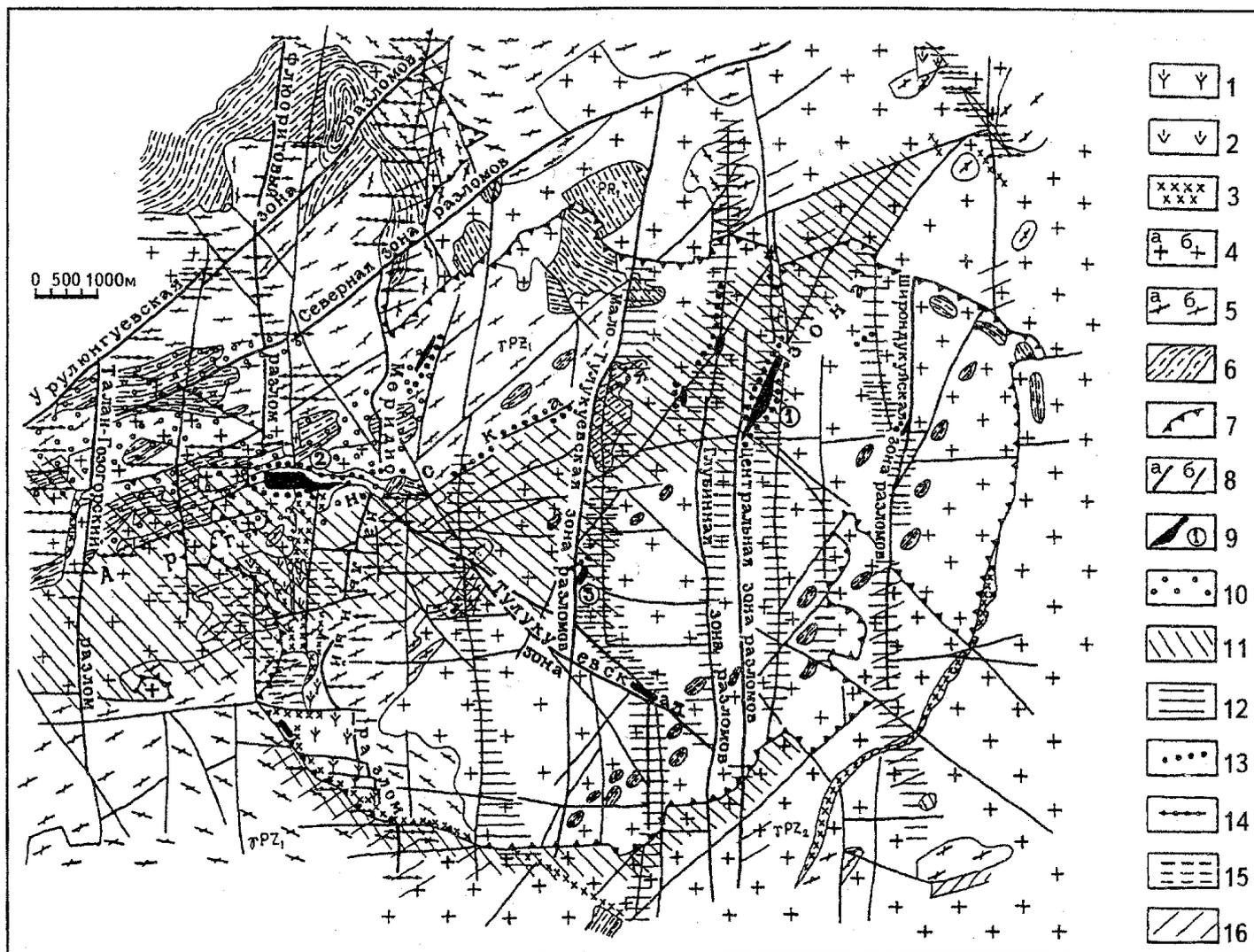


Рис. 16. Геологическая карта фундамента Стрельцовой кальдеры
(Составили Л.П.Ищукова, Н.В.Комиссарова)

1 — липариты жерловой фации; 2 — фельзиты жерловой фации; 3 — субвулканические экструзивные тела мелкокрапленниковых липаритов, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, сиенитодиорит-порфиров; 4 — позднепалеозойские (варисские) гранитоиды (граниты, гранодиориты, диориты, мигматиты), выходящие на дневную поверхность (а), вскрытые скважинами в фундаменте кальдеры под осадочно-вулканогенными образованиями (б); 5 — раннепалеозойские (каледонские) гранитоиды (гнейсовидные граниты, гранодиориты, диориты), выходящие на дневную поверхность (а), вскрытые скважинами в фундаменте кальдеры (б); 6 — протерозойские гранитогнейсы, раннепротерозойские и архейские (?) метаморфические породы (меланократовые гнейсы, амфиболиты, метабазиты, пироксениты, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, доломиты, известняки, мергели, гнейсы, плагиигранитогнейсы); 7 — разломы, ограничивающие Стрельцовскую кальдеру; 8 — разломы первого и второго порядков (а) и более высоких порядков (б); 9 — урановые рудные тела: месторождения Антей (1), Аргунское (2), рудопроявление Якорь (3); 10-16 — основные типы гидротермальных преобразований: 10 — грейзенизация, 11 — микроклинизация и ранняя альбитизация, 12 — гидрослюдизация, 13 — альбитизация, 14 — монтмориллонитизация, 15 — хлорит-монтмориллонитовые изменения, 16 — каолинизация

В южной и юго-восточной частях Стрельцовой кальдеры, а также в ее бортах, соответствующих центральным частям локального купольного поднятия, где процессы полихронной гранитизации проявились с максимальной активностью, доминирующим распространением пользуются позднепалеозойские граниты; среди них устанавливаются ксенолиты раннепалеозойских крупнозернистых гнейсовидных гранитов, в меньшем количестве отмечаются ксенолиты протерозойских мелкозернистых гранитогнейсов. Метаморфические породы, слагавшие ядро антиклинальной складки, сохранились лишь в виде мелких разобленных скиалитов среди гранитоидов. Они сложены кристаллическими

сланцами и плагиогнейсами и представляют самые древние, по-видимому архейские, комплексы пород.

Анализ замеров элементов слоистости и гнейсовидности, а также пространственного расположения ксенолитов и скиалитов метаморфических пород в пределах локального купольного поднятия показал, что генеральное северо-восточное простирание антиклинальной складки осложнено синклинальным изгибом северо-западного направления, который реставрируется в северной и северо-западной частях Стрельцовой кальдеры. Элементы слоистости и согласующиеся с нею элементы гнейсовидности имеют здесь северо-западное простирание и крутые углы падения в сторону центра Северного блока; на поверхности фундамента в этом блоке картируются породы верхней части разреза метаморфических пород, слагающие северо-западное крыло антиклинали. Центральная часть антиклинальной складки находится в юго-восточной части кальдеры, но в основном она воссоздается в ее обрамлении к юго-востоку. Эти относительно крупные пликативные структуры осложнены, особенно в месте изгиба, складками более высоких порядков, и в ряде случаев можно предполагать изоклинальные и опрокинутые мелкие складки и стратиграфически обратное залегание пород.

Все метаморфические породы преобразованы в процессе полихронной гранитизации. Максимум интенсивности преобразований субстрата приурочен к центральной части гранитогнейсового купола. В северной и западной частях Стрельцовой кальдеры, на месте северо-западного крыла гранитогнейсового купола, сохранились наиболее крупные ксенолиты метаморфических пород. Метаморфические породы связаны с ультраметаморфическими гранитоидами постепенными переходами, и в переходных зонах, имеющих мощность от первых до нескольких сотен метров, плагиогранитизация вызвала образование плагиопорфиробласт в мигматизированных амфиболитах (рис. 17, 18), полосчатых и линзовидно-полосчатых плагиомигматитов (рис. 19) и диоритоподобных пород.



Рис. 17. Начальная стадия гранитизации амфиболита (образование плагиопорфиробластов)



Рис. 18. Мигматизированный амфиболит с порфиробластами плагиоклаза



Рис. 19. Контакт метасоматического диорита с амфиболитом

В соответствии с наиболее поздней схемой расчленения докембрийских метаморфических комплексов распространенные в СВТС кристаллические сланцы и гнейсы относятся, по-видимому, к архейским образованиям, а различного состава гнейсы, мраморизованные доломиты, высокоглиноземистые сланцы, орто- и параамфиболиты — к раннепротерозойским.

Следует отметить, что подобные породы в Прибайкалье, на Алдане, на п-ове Кольском относятся к архейским (амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы). Учитывая абсолютный возраст 1700 млн лет, полученный для амфиболитов СРП, сильно подвержен-

ных омолаживающему воздействию наложенных процессов гранитизации, Si-K метасоматоза, кислотного выщелачивания и гидротермального преобразования, не исключен более древний возраст этих пород и в Приаргунье.

Кварц-слюдистые сланцы, кварциты, песчаники, филлитовидные сланцы с прослоями углисто-графитовых сланцев, установленные в поднятии фундамента на границе Стрельцовой кальдеры и Урулюнгуевской впадины, где картируется северо-западное крыло антиклинали, являются более молодыми, которые следует, вероятно, относить к среднерифейским образованиям надаровской свиты, а возможно, и к позднерифейской урулюнгуевской свите. В обрамлении кальдеры, в западном замыкании Урулюнгуевской впадины, обнажены серые известняки с прослоями алевролитов, песчаников позднерифейской дырбылкейской свиты.

Архейские (?) метаморфические породы наиболее трудно диагностируются в связи с неоднократной метасоматической гранитизацией. В Стрельцовой кальдере они сохранились в фундаменте — в центральной, южной и юго-восточной максимально гранитизированных частях — в виде мелких разобренных скиалитов или сгруппированных в полосы, структурно соответствующие реликтовым прослоям субстрата. Такие полосы, в пределах которых метасоматические граниты на 50% насыщены скиалитами размерами от 2-10 см до нескольких метров, картируются скважинами в фундаменте на участках Мало-Тулукуевского, Октябрьского, Широндукуйского месторождений, а также в южной и северо-восточной частях кальдеры. Ширина полос, обогащенных скиалитами, от 100 до 500-1000 м. Ксенолиты кристаллических сланцев встречаются также и за пределами кальдеры в водораздельных частях Аргунского хребта.

Наиболее распространенными среди древних условно архейских метаморфических пород являются плагиоклаз-биотитовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, характеризующиеся переменным количественным соотношением плагиоклаза и биотита, а также плагиогнейсы и кварц-плагиоклаз-биотитовые гнейсы. Располагаясь в максимально гранитизированных частях, кристаллические сланцы и гнейсы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, подверглись регрессивному метаморфизму, в связи с чем андезин заместился олигоклазом, а в краях таблиц — альбитом, роговая обманка — биотитом. Эти породы имеют серый цвет, мелкозернистое гнейсовидное сложение, гранобластовую и лепидогранобластовую, реже нематолепидогранобластовую структуру; содержание плагиоклаза — обычно олигоклаза в связи с реоморфизмом колеблется от 50 до 80%; ориентированные чешуи биотита равномерно распределены среди параллельно расположенных табличек плагиоклаза. В некоторых разновидностях видны каркасные скопления лейкоксена, по форме соответствующие роговой обманке, замещенной слюдой, карбонатом и хлоритом. Кварц-биотит-плагиоклазовые гнейсы отличаются гнейсовой, реже полосчатой текстурой, состоят из изометричных нередко ориентированно расположенных удлиненных таблиц олигоклаза или альбит-олигоклаза, составляющих 30-60% равномерно распределенных ориентированных чешуй бурого биотита (20-30%) и зерен кварца (10-40%), образующих мозаичный гранулированный агрегат. В плагиогнейсах плагиоклаз составляет не менее 80-90% породы. Скопления лейкоксена указывают на реликты биотита.

Акцессорные минералы представлены цирконом, циртолитом, апатитом и магнетитом. В обрамлении кальдеры, а также в северной части фундамента кальдеры отмечаются скиалиты кварц-полевошпат-биотит-кордиеритовых гнейсов, возрастная принадлежность которых неясна, но по косвенным данным, вероятно, следует относить их к архейским образованиям.

Кремнекалиевый метасоматоз, в основном гранитизация, обусловили постоянное присутствие в составе гнейсов новообразованных минеральных ассоциаций — кварц-ортоклаз, кварц-альбит-олигоклаз. При телескопировании преобразований нескольких этапов совместно проявляются обе названные ассоциации и кварц-микроклиновая; структура становится неравномернозернистой гломеропорфиробластовой в связи с образованием более крупных обособлений кварца и полевых шпатов. Обычными являются структуры замещения биотита и амфибола плагиоклазом, кварцем и калишпатом, ортоклаза — микроклином; нередко мирмекитовые структуры. Гнейсы первичного состава сохраняются в

виде микроскопических реликтов (рис. 20). С проявлением процессов кислотного выщелачивания связано присутствие в гнейсах мусковита, псевдоморфно замещающего биотит.



Рис. 20. Биотитовый гнейс, реликтовый в граните (прозрачный шлиф, увел. $9\times$, без анализатора)

Раннепротерозойские парагенезисы метаморфизованных пород представлены осадочными терригенно-карбонатными и осадочно-вулканогенными формациями, сформировавшимися в эвгеосинклинальных условиях развития региона. Породы регионально метаморфизованы в амфиболитовой фации. При детальном исследовании среди парагенетических ассоциаций минералов амфиболитовой фации периодически отмечаются реликтовые ассоциации гранулитовой — кордиерит в ассоциации с силлиманитом в составе кристаллических сланцев; локально устанавливаются признаки зеленосланцевой фации метаморфизма. Почти повсеместно проявлены процессы диафореза; в зонах динамометаморфизма породы неоднократно рассланцованы и биотитизированы.

Все нижнепротерозойские метаморфические породы отчетливо подразделяются на два комплекса. Первый представлен доломитами и сланцами, содержащими высокоглиноземистые минералы — андалузит, ставролит, силлиманит, в редких случаях кордиерит. Среди сланцев и доломитов имеются маломощные прослои кварц-биотитовых и плагиоклаз-амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, характеризующихся наличием реликтов первично эффузивных пород. Второй комплекс отличается доминирующим распространением первично-вулканогенных амфиболитов и меланократовых плагиоклаз-биотит-амфиболовых гнейсов с различными количественными вариациями главных минералов в составе; отмечаются редкие прослои туфогенно-осадочных пород. К этому комплексу относятся также послойные субвулканические экструзивные и интрузивные тела метагабброидов и метапироксенитов, представляющих собой комагматы вулканитовой серии, которые фиксируют древние вулканические центры, сосредоточенные вдоль долгоживущих глубинных тектонических зон. Гнейсы и амфиболиты имеют в основном вулканогенное происхождение. Детальными исследованиями устанавливаются реликты текстурно-структурных признаков эффузиев, очень редко осадочных пород; метагабброиды характеризуются бластоофитовыми структурами.

Стратиграфическая последовательность метаморфизованных пород определена условно по пространственному расположению ксенолитов в определенных частях реставрированных складчатых структур. В ядрах локальных купольных поднятий, соответствующих антиклинальным складкам, ксенолиты сложены породами первого комплекса, представляющего нижнюю часть разреза. К верхней части разреза отнесены породы второго комплекса, слагающие относительно менее гранитизированные крылья гнейсовых куполов.

В нижнем комплексе, наиболее изученном на участке месторождений Аргунское и Гозогор, выделяются три толщи (снизу вверх): первая — сланцевая, залегающая ниже доломитов, мощность ее не менее 1000 м; вторая — доломитовая мощностью до 400 м; третья — наддоломитовая — состоит преимущественно из высокоглиноземистых сланцев и микросланцев, мощность ее не менее 500 м. В составе этих толщ содержатся прослои сланцеватых амфиболитов и меланократовых кристаллических сланцев.

Верхний комплекс пород, изученный в фундаменте Северного блока на участке месторождения Дальнего, выделен в четвертую толщу, которая залегает, по видимому, стратиграфически выше высокоглиноземистых сланцев. По составу она существенно мафи-

товая, включает меланократовые кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, метагабброиды и метапироксениты (рис. 21). Мощность ее не менее 1000-1500 м.

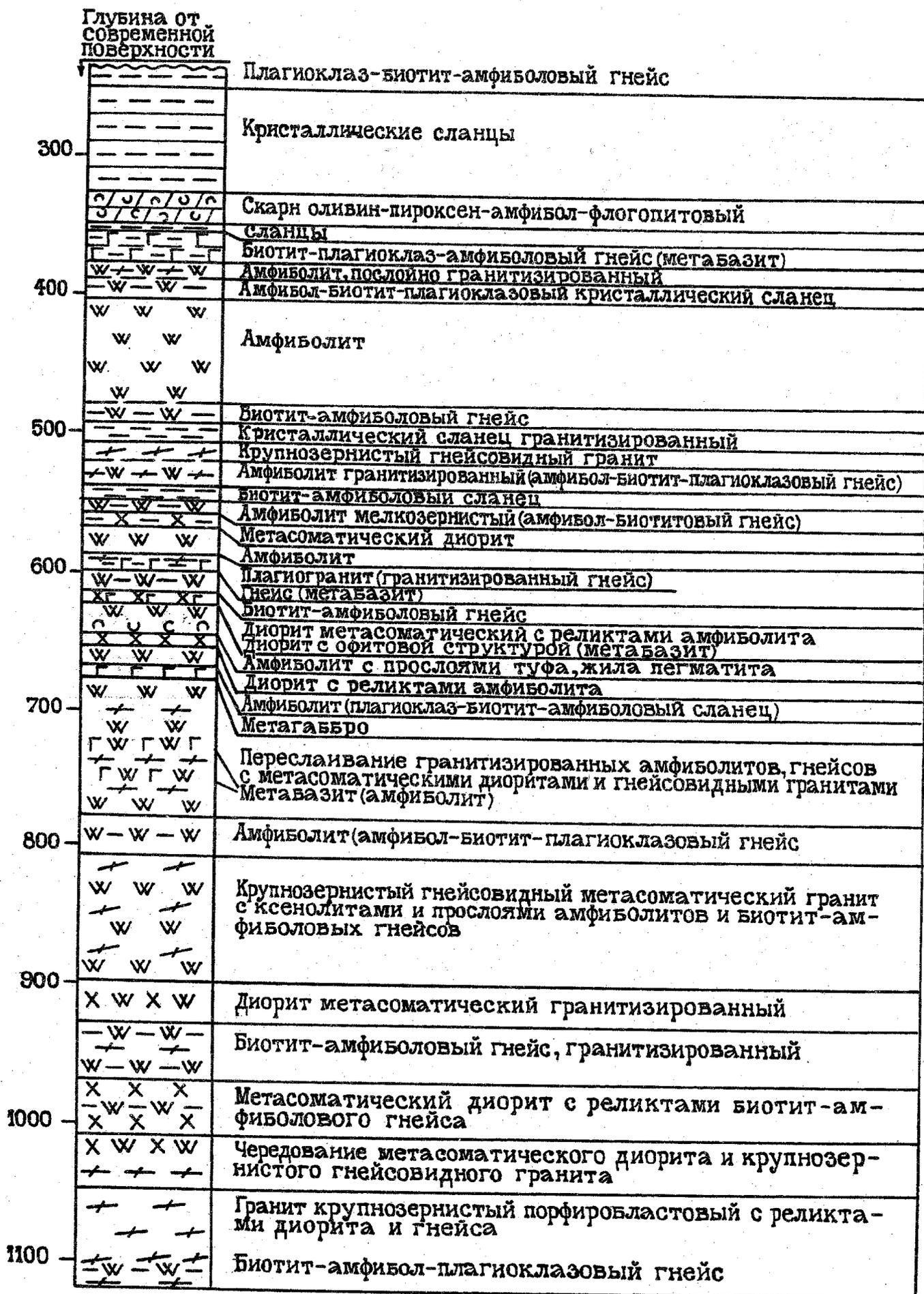


Рис. 21. Стратиграфическая колонка метаморфических пород, вскрытых скв. 6607, 6611, 6612, 6692, 6615, 6616, 6617, 3016 в северном блоке Стрельцовской кальдеры (Составила Л.П.Ищукова)

Перечисленные четыре толщи метаморфических пород, по-видимому, не объемлют всех комплексов раннепротерозойских образований, так как в максимально гранитизированных центральных частях купольных поднятий в гранитоидах содержатся разрозненные мелкие, но многочисленные ксенолиты и скиалиты кристаллических сланцев и амфиболитов, по составу аналогичных породам четвертой толщи. По стратиграфическому положению они, вероятно, характеризуют самые нижние части разреза протерозойских образований; возможно, часть из них может быть отнесена к архейским, но разобщенность ксенолитов, многократные метаморфо-метасоматические преобразования не позволяют более определенно решить вопрос их стратиграфической принадлежности.

В северной части Стрельцовой кальдеры в относительно поднятом блоке пород фундамента, отделяющем кальдеру от Урулюнгуевской впадины, скважинами вскрыты слюдястые сланцы, кварциты, которые отличаются более низкой степенью метаморфизма и относятся, вероятно, к одной из рифейских свит метаморфических пород. По литологическому составу эта часть разреза соответствует урулюнгуевской свите, широко распространенной вдоль бортов Урулюнгуевской впадины к востоку от Стрельцовой кальдеры.

Первые три толщи раннепротерозойских метаморфических пород образуют единый стратифицированный разрез, вскрывающийся на дневной поверхности в Западном блоке кальдеры, а в основном крупные ксенолиты этих пород прослеживаются скважинами в фундаменте на участках месторождений Аргунского и Гозогор, где они вскрыты подземными горными выработками на трех горизонтах, подземными и поверхностными скважинами. Общая мощность разреза здесь составляет не менее 800 м. Породы слагают северную часть крыла купольного поднятия; близгоризонтальное залегание пород в центральной части в северном направлении изменяется на пологое с падением на север (угол 35°), а к востоку угол падения слоистости составляет $60-70^\circ$ на северо-восток. Разрез представлен метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями прибрежно-морских фаций, среди которых имеются прослои метаэффузивных пород.

Первая толща сланцев и микросланцев, вскрываемая в этой части на мощность до 160 м, сложена главным образом кварц-слюдястыми сланцами, образовавшимися в результате регионального метаморфизма тонкослоистых алевролитов, алевропелитов, алев-

ропесчаников, песчаников, мергелей. Среди них выделяется несколько прослоев доломита и серицит-кварц-турмалиновых сланцев; при этом турмалин является порообразующим минералом, слагает тонкие прослои. Имеются прослои кварц-серицит-карбонатных гранатсодержащих сланцев. В верхней части толщи развиты порфиробластовые андалузит-ставролитовые сланцы с реликтами алевритовой структуры (рис. 22), а также мартит-графит-серицитовые микросланцы. По эффузивам основного и среднего состава образовались кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы.



Рис. 22. Порфиробластовый кварц-серицит-андалузитовый сланец (увел. $9\times$, без анализатора)

Среди слюдястых сланцев широко распространены кварц-биотитовые (рис. 23), кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые, кварц-карбонат-слюдястые, графит-

кварц-серицитовые микросланцы. По соотношению кварца и слюды кварц-серицитовые сланцы варьируют от существенно слюдяных до кварцитовидных (рис. 24, 25). Сланцы характеризуются тонкополосчатой сланцеватой текстурой; размер зерен измеряется сотыми долями миллиметра, редко достигает 0,1-0,2 мм в диаметре; структура лепидобластовая, лепидобластовая, отчетливо проявляются бластопелитовая, бластоалевритовая, бластоалевропелитовая структуры. Полосчатая текстура обусловлена очень тонким переслаиванием метаалевролита и алевропесчаника. Все минералы линейно ориентированы, нередко чешуи серицита сгруппированы в полоски и имеют единую ориентировку

оптических осей, зерна кварца полуокатанные уплощенные. В двуслюдяных сланцах, образовавшихся по алевропесчанику с прослойками алевролита, обломочный материал составляет до 50%; при этом биотит образует крупные порфиробласты, захватывая и корродируя серицит. Акцессорные минералы представлены удлиненными и полуокатанными зернами циркона и апатита, присутствует турмалин.



Рис. 23. Кварц-серицит-биотитовый сланец (увел. 9^{\times} , без анализатора)

К первой толще метаморфических пород также относятся сохранившиеся в виде небольших ксенолитов, среди палеозойских метасоматических гранитов в центральной, восточной и юго-западной частях Жерлового участка, кварц-карбонат-серицитовые и кварц-слюдистые сланцы, образовавшиеся по грубообломочным осадкам — песчаникам, гравелистым песчаникам, алевропесчаникам и мелкообломочным конгломератам; для них обычны теневые бластопсаммитовые, бластопсефитовые, бластоалевропсаммитовые структуры. Эти породы характеризуются более крупнозернистым сложением и по количественному соотношению кварца, полевых шпатов и слюдистых минералов приближаются к гнейсам.

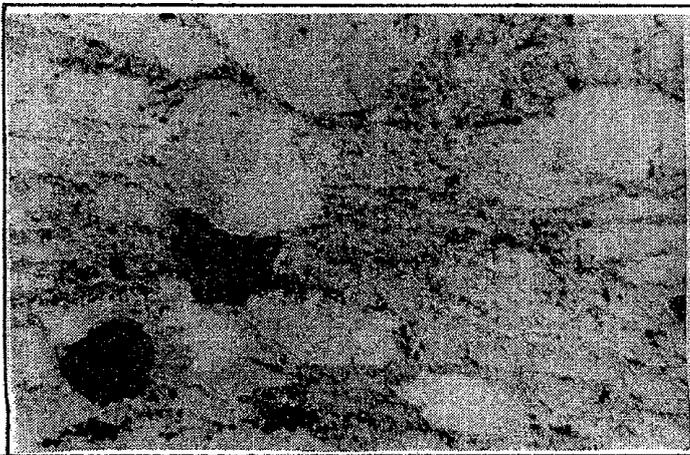


Рис. 24. Кварц-слюдистый сланец, псаммитовая структура (увел. 9^{\times} , без анализатора)



Рис. 25. Кварц-слюдистый сланец, пелитовая структура (увел. 9^{\times} , без анализатора)

Вторая толща, согласно залегающая выше первой, распространена на Жерловом участке и представлена главным образом мраморизованными доломитами. Доломиты в виде крупных ксенолитов размером до 0,8x3 км сохранились на Жерловом участке, здесь они слагают северо-западное крыло антиклинальной складки, а в юго-восточной прибортовой части Стрельцовой кальдеры разрозненные ксенолиты доломитов фиксируют другое, юго-восточное, крыло складки высокого порядка, имеют северо-восточное субширотное простирание и крутое ($75-80^{\circ}$) падение на юго-восток. Наиболее мощный и протяженный ксенолит картируется в северном и северо-западном бортах Краснокаменского вулканического аппарата на глубине 200-400 м от поверхности; к нему приурочено крупнейшее месторождение урана Аргунское. В восточном направлении он выклинивается или фациально замещается гнейсовидными амфиболитами с маломощными прослойками карбонатных пород. На участке Западно-Тулукуевского вулкана мощность ксенолита

доломитизированных известняков достигает 400 м. Кроме того, протяженный (более 2 км) ксенолит мраморизованных доломитов (доломитизированных известняков) вскрывается в 6 км к северо-западу от Краснокаменского вулкана; мощность его здесь не менее 100 м. Эти известняки вмещают крупное месторождение флюорита Гозогор. Небольших размеров ксенолиты доломитов прослеживаются среди меланократовых гнейсов и амфиболитов к востоку от Жерлового участка, в восточном боку Меридионального разлома, на участке месторождений Лучистого и Октябрьского и далее выходят на дневную поверхность в бортовой части Стрельцовской кальдеры.

По составу толща доломитов неоднородна. В нижней части она сложена преимущественно доломитами с прослоями и линзами кварц-полевошпат-графитовых, графитовых и кремнисто-слюдистых сланцев, представляющих собой метапелиты, метаалевролиты, реже метагравелиты, а также рассланцованных метаэффузивов типа монционитов. Средняя часть разреза карбонатных пород представлена преимущественно доломитизированными известняками и доломитами с прослоями кварц-слюдистых, кварц-биотит-амфиболовых гнейсов. Верхняя часть пачки сложена известняками, метаморфизованными до средне-, крупнозернистых мраморов. Отмечаются прослои меланократовых пород. Кварц-биотитовые сланцы, двуслюдяные кварц-биотит-мусковитовые сланцы, железистые кварциты, редкие прослои порфиробластовых андалузит-кварц-серицитовых микросланцев также имеют осадочное происхождение. Распространены прослои рассланцованных амфиболитов, в которых в ряде случаев устанавливаются признаки метаэффузивов; кроме того, в разрезах прослеживается секущее слоистое тело амфиболита, представляющего собой метадиабаз (рис. 26). Доломиты характеризуются средне-, крупнозернистым сложением гранобластовой структурой. В нижней части толщи доломиты отличаются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полосок толщиной 2-3 мм пелитоморфного карбоната и более зернистого агрегата доломита, ширина слоев которого до 5-6 мм. Среди полосчатых доломитов присутствуют карбонат-графитовые сланцы; графит распределен в виде параллельных слоистости полосок. Меланократовые кристаллические сланцы и гнейсы состоят из плагиоклаза, биотита, амфибола, реже с примесью кварца; текстура гнейсовидная, структура лепидогранобластовая, переходящая в призматически-зернистую диоритоподобную. Процессы гранитизации обусловили появление неупорядоченной нередко порфиробластовой структуры и образование новых минеральных ассоциаций — кварц-плагиоказовой и кварц-калишпатовой. Кремнещелочной метасоматоз выразился в развитии скарноидов.



Рис. 26. Метадиабаз (прозрачный шлиф, увел. $9\times$, без анализатора)

Ксенолит доломита, находящийся на севере Жерлового участка, вмещает крупное месторождение флюорита Гозогор. В центре Жерлового участка в доломитах, имеющих крутое ($60-70^\circ$) падение на север и северо-восток, сосредоточено крупнейшее месторождение урановых и молибден-урановых руд — Аргунское. Породы на участках месторождений интенсивно тектонически и гидротермально преобразованы.

В третьей толще объединены сланцы и микросланцы, слагающие верхнюю наддоломитовую часть разреза на участках месторождений Гозогор и Аргунское. Она сложена главным образом кварц-слюдистыми сланцами и несколькими прослоями доломитов мощностью 2-3 м, меланократовых сланцев, гнейсов и амфиболитов. Общая мощность толщи не менее 300 м. Характерной особенностью этой части разреза является преобладание порфиробластовых андалузит-кварц-серицит-биотитовых (рис. 27), кварц-серицит-биотит-



Рис. 27. Кварц-серицит-андалузитовый сланец (прозрачный шлиф, увел. 9^{\times} , без анализатора)

ставролит-андалузитовых сланцев, образовавшихся по алевролитам, алевропелитам, алевропесчаникам; нередко прослой биотит-амфиболовых, кварц-биотит-карбонатных сланцев (по мергелям), сланцеватых амфиболитов и метаэффузивов; в северной части Стрельцовской кальдеры отмечаются кварц-биотит-андалузит-кордиеритовые гнейсы с силлиманитом, положение которых в разрезе метаморфических пород достоверно не установлено, но по ассоциации их с кристаллическими сланцами и метаосадочными породами предположительно можно рассматривать их в составе третьей толщи раннепротерозойского комплекса.



Рис. 28. Кварц-слюдисто-андалузитовый сланец, в порфиробластах андалузит (прозрачный шлиф, увел. 9^{\times} , с анализатором)



Рис. 29. Кварц-слюдисто-ставролитовый сланец, в порфиробластах ставролит (прозрачный шлиф, увел. 9^{\times} , без анализатора)

Особую и наиболее многочисленную по составу группу среди пород третьей толщи составляют сланцы с пойкилопорфиробластовой структурой, обусловленной присутствием в них высокоглиноземистых минералов, чаще всего андалузита и ставролита, реже — силлиманита, граната, в единичных случаях — кордиерита. Кроме того, довольно часто порфиробласты сложены роговой обманкой и биотитом. Андалузит-ставролит-серицит-биотит-кварцевые сланцы, характеризующиеся варьирующим соотношением породообразующих минералов, наиболее широко распространены на участке Гозогорского месторождения флюорита. Они представляют собой серые и темно-серые сланцеватые или гнейсовидные породы. Порфиробластовая структура видна под микроскопом при скрещенных николях. В некоторых образцах присутствие порфиробласт подчеркивается мелкопятнистой текстурой. Сланцеватая текстура обусловлена линейным расположением слюдистых минералов. Основная ткань породы гранолепидобластовая, бластоалевритовая, бластоалевропсаммитовая, состоит из темной и светлой слюды (до 60%), мелких зерен кварца и рудного минерала. Порфиробласты в породе составляют около 30%, размер их колеблется от 0,5 до 2-3 мм. При этом редко сохраняется неизменный андалузит (рис. 28) и слабо измененный ставролит (рис. 29, 30); как правило, они полностью замещены вторичными минералами; одни из них по форме соответствуют андалузиту и замещены сланцеватым агрегатом бесцветного хлорита и содержат пойкилитовые включения кварца

(до 30%), другие порфиробласты замещены сланцеватым бурым биотитоподобным минералом и соответствуют ставролиту.

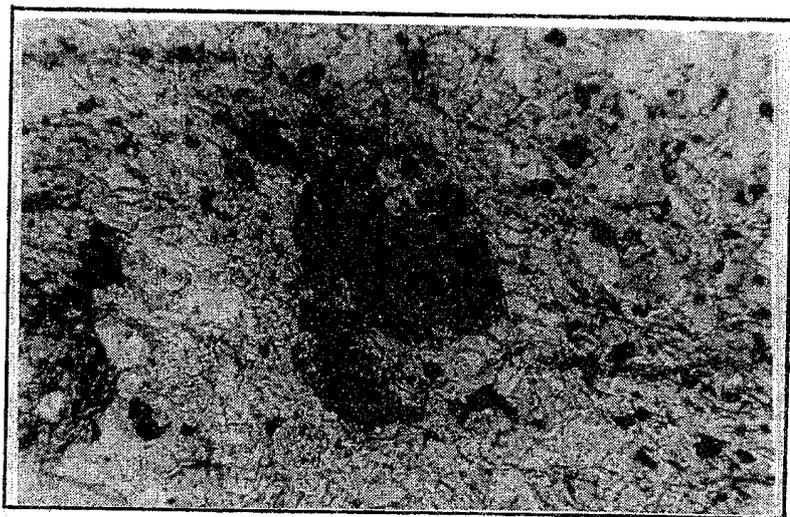


Рис. 30. Кварц-сланцисто-ставролитовый сланец, в порфиробластах ставролит (прозрачный шлиф, увел. 20^x, с анализатором)

В слюдисто-кварцево-андалузитовых сланцах кроме порфиробластов андалузита содержатся порфиробласты "поперечного" пойкилобластового биотита, замещенного хлоритом, карбонатом; при этом чешуи биотита группируются в полосы, а каждая пластинка его располагается вкрест сланцеватости породы и содержит пойкилитовые включения кварца. Порфиробласты

"поперечного" биотита обычно ассоциируют с андалузитом. Кроме того, присутствуют порфиробласты полисинтетически сдвойникового плагиоклаза и амфибола. Порфиробласты, по габитусу соответствующие амфиболу, заполнены пойкилитовыми включениями кварца и серицита и замещены зеленым хлоритом и карбонатом. Основная масса сланца имеет гранолепидобластовую структуру, состоит из изометричных зерен кварца и скоплений линейно вытянутых чешуй мусковита. Среди слюдисто-андалузитовых сланцев имеются прослойки серицит-кварцевых сланцев, по количеству кварца переходящих в кварцит с характерной бластосаммитовой структурой. Кварц-альбит-биотитовые сланцы визуально микрозернистые характеризуются гранолепидобластовой, местами бластоалевролитовой структурой. Равномерно распределенные мелкие чешуи биотита придают сланцеватую текстуру. Акцессорные минералы — апатит, циркон — окатанные. В верхней надломитовой толще сланцев присутствуют серицит-кварц-турмалиновые сланцы с реликтами бластоалевролитовой и бластосаммитовой структуры, в которых турмалин является пороодообразующим минералом.

Андалузит-кордиерит-кварц-биотитовый гнейс (с силлиманитом) характеризуется нечетко параллельно-полосчатой текстурой, структура лепидогранобластовая, участками бластопойкилитовая. Средний размер зерен 1-2 мм в диаметре. Минеральный состав (%): биотит — 35-40, кварц — 20-25, кордиерит — 15-20, андалузит — 10-15, силлиманит — 5-6, калишпат — 5-10, плагиоклаз — 5-10, магнетит — 1-2, апатит — 1-2, радиоактивный циркон (циртолит) — менее 1. Биотит образует пластинки от десятых долей миллиметра до 1,0-1,5 мм в длину, содержит включения циртолита с ярко выраженными плеохроичными "двориками". Четкая ориентировка пластинок в породе отсутствует. Биотит в незначительной степени замещен силлиманитом. Мелкие пластинки биотита распределены в зернах кордиерита и андалузита в виде пойкилитовых включений. Кордиерит отмечается в виде сравнительно крупных (до 1-1,5 мм в длину) зерен изометричной, иногда удлинённой формы. В отдельных зернах наблюдаются полисинтетические, реже секториальные двойники. Зерна кордиерита насыщены микровключениями пластинок биотита и зерен кварца, а также мельчайшими (менее 0,005 мм в диаметре) зернами рудного минерала (магнетита?) овальной и округлой формы. Андалузит образует наиболее крупные зерна — до 2,5-3 мм, они короткостолбчатые, с хорошо выраженной спайностью вдоль удлинения кристаллов, содержат многочисленные пойкилитовые включения боковой среды. Удлиненные кристаллы кордиерита и андалузита слабо ориентированы, что подчеркивает гнейсовую текстуру породы. Кварц представлен ксеноморфными зернами с максимальным размером их до 1-1,5 мм в диаметре. Отдельные зерна кварца пронизаны игольчатыми и волосовидными кристаллами волластонита. Волластонит образует сноповидные и жгутовидные агрегаты тончайших волосовидных кристаллов, пересекающих зерна различных минералов на расстоянии 2-3 мм. Появление ассоциаций кварца с калишпатом и плагиоклазом

вызвано гранитизацией пород. Аксессуарные минераллы представлены притолитом, мартитом, апатитом.



Рис. 31. Метабазальт (прозрачный шлиф, увел. 9^x, без анализатора)



Рис. 32. Метадиабаз (прозрачный шлиф, увел. 9^x, с анализатором)

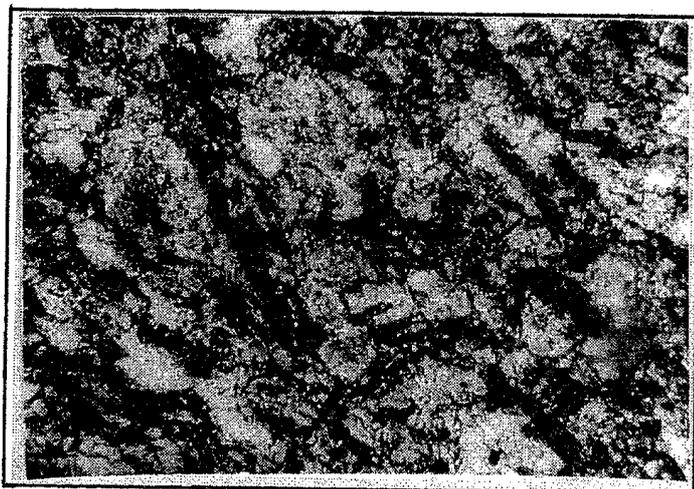


Рис. 33. Метадиабаз (прозрачный шлиф, увел. 9^x, без анализатора)

В разрезах нижней и верхней толщ сланцев так же, как и в толще доломитов, имеются прослои сланцеватых амфиболитов и кварц-серицит-амфиболовых гнейсов, рассланцованных согласно с элементами залегания стратифицированных осадочных пород, метаэффузивов и метагабброидов, визуально не отличимых от сланцев. Метаэффузивы представлены метабазальтами (рис. 31, 32, 33) и метадиабазами, которые подверглись реоморфизму в

связи с гранитизацией, и в зоне динамометаморфизма превращены в зеленые сланцы; вкрапленники замещены хлоритом, кварцем и серицитом; основная масса полностью замещена хлоритом и равномерно насыщена рудной пылью и апатитом. Более редко отмечаются прослои метадацитов, характеризующиеся сланцеватой текстурой, порфировой структурой. Вкрапленники биотита замещены сидеритом, плагиоклаза — хлоритом и серицитом, пироксена — кварцем, окислами железа и хлоритом; по основной массе развит карбонат и глинистый материал. Первичная природа сланцеватых амфиболитов неясна. В связи с проявленными здесь многократными процессами кремнещелочного метасоматоза, кислотного выщелачивания они преобразованы в лейкоксен-хлоритовые-актинолитовые и хлорит-монтмориллонитовые метасоматиты. В ряде случаев видна реликтовая порфировая структура с лепидогранобластовой основной тканью; среди амфиболитов иногда выявляются метагабброиды с реликтами призматически-зернистой офитовой структуры.

Четвертая толща, представленная кристаллическими сланцами и амфиболитами, наиболее широко распространена среди метаморфических образований. Породы этой толщи слагают значительную часть фундамента Стрельцовской кальдеры на Северном участке, где они вскрыты скважинами на глубине 500-1300 м от поверхности. Другой ксенолит кристаллических сланцев и амфиболитов вскрыт подземными горными выработками и скважинами на участке Аргунского месторождения; глубокими скважинами 1с, 10с, 11с ортоамфиболиты прослежены до глубины 1500-2000 м. Далее они продолжают в вос-

точном направлении от Жерлового участка в фундаменте под Лучистым и Октябрьским месторождениями, слагают часть фундамента и борта кальдеры на Широңдукуйском участке, образуют различной величины скиалиты среди гранитов во всех других частях фундамента кальдеры, а также в пределах центральной части Аргунского локального сводового поднятия в обрамлении кальдеры. Метаморфические образования, отнесенные к четвертой толще, визуальнo довольно однообразны и представлены черными, темно-серыми, серыми мелко- и среднезернистыми породами в основном гнейсовидной текстуры, среди которых имеются и массивные неясно гнейсовидные от средне- до крупнозернистой разновидности. Выделить среди них собственно амфиболиты без микроскопии не представляется возможным. В большинстве случаев не удается установить первичную природу амфиболитов. При микроскопическом изучении выясняется их различная генетическая природа, но преобладающими в этой толще являются метаморфизованные эффузивы основного состава и ортоамфиболиты габброидного ряда; менее определенно можно говорить об осадочном происхождении части пород, а в ряде случаев вообще не удается установить их первичный состав.

Общая мощность толщи амфиболитов и гнейсов не менее 1-1,5 км. Абсолютный возраст их колеблется от 945 до 1600-1800 млн лет (см. табл. 1). Учитывая омолаживающее воздействие преобразующих процессов, можно предполагать их более древний возраст (нижний протерозой-архей). В глубоких скважинах 1с, 2с (куста 1) установлено непосредственное налегание на амфиболиты, включающие прослой карбонатных пород, мощной пачки кварц-полевошпат-биотитовых гнейсов и гранитогнейсов, преобразованных под воздействием кремнекалиевого метасоматоза и грейзенизации в кварц-сланцеватые метасоматиты, сохранившие реликты и теневые структуры замещенных пород.

Наиболее полные разрезы четвертой толщи метаморфических пород установлены на Северном участке в фундаменте Стрельцовой кальдеры (см. рис. 21) на участке Октябрьского месторождения, на Широңдукуйском и Жерловом участках.

В этой внешне однообразной толще при петрографическом изучении выделяются следующие группы: 1 — кристаллические сланцы; 2 — ортоамфиболиты, представленные эффузивами основного, среднего, очень редко кислого состава; 3 — амфиболиты неясного первичного состава; 4 — метагабброиды и метапироксениты.



Рис. 34. Гнейс кварц-полевошпат-биотитовый (прозрачный шлиф, увел. 9^x, без анализатора)

В группу кристаллических сланцев объединены мелкозернистые гнейсовидные породы серого, темно-серого цвета, залегающие среди амфиболитов в виде маломощных прослоев и, как правило, не имеющие четких границ с ортоамфиболитами. Среди них выделяются плагиоклаз-биотитовые и плагиоклаз-амфибол-биотитовые гнейсы (рис. 34). Они характеризуются полностью кристаллическим мелкозернистым сложением, гнейсовой нередко полосчатой текстурой, гранолепидобластовой структурой. В составе биотитовых кристаллических сланцев биотит составляет не менее 50%, плеохроирует в бурых тонах, образует ориентированно-вытянутые равномерно распределенные чешуи или группирующиеся в полосы. Плагиоклаз составляет до 50% в массе породы, по составу соответствует андезину № 35-40 чаще зонального строения, образует удлиненные ориентированно расположенные ксеноморфные таблицы. В северной части восточного блока Стрельцовой кальдеры (восточнее Меридионального разлома) в фундаменте вскрываются метасоматические раннепалеозойские граниты, насыщенные мелкими скиалитами мелкозернистых темно-серых биотитовых гнейсов (скв. 8875), состоящих из биотита (до 35%), частично заме-

составляет не менее 50%, плеохроирует в бурых тонах, образует ориентированно-вытянутые равномерно распределенные чешуи или группирующиеся в полосы. Плагиоклаз составляет до 50% в массе породы, по составу соответствует андезину № 35-40 чаще зонального строения, образует удлиненные ориентированно расположенные ксеноморфные таблицы. В северной части восточного блока Стрельцовой кальдеры (восточнее Меридионального разлома) в фундаменте вскрываются метасоматические раннепалеозойские граниты, насыщенные мелкими скиалитами мелкозернистых темно-серых биотитовых гнейсов (скв. 8875), состоящих из биотита (до 35%), частично заме-

ценного мусковитом, карбонатом и окислами железа, олигоклаза и кварца (до 30%) в составе биотит-амфибол-плагноклазовых кристаллических сланцев, кроме плагноклаза, биотита присутствует роговая обманка (до 30%) зеленого и буро-зеленого цвета. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном. В некоторых случаях отмечаются реликты зонального андезина, удлиненные таблицы которого ориентированы под углом к гнейсовидности основной массы, что может указывать на их первично эффузивную природу.

Наиболее широко распространенными среди пород четвертой толщи являются ортоамфиболиты, представленные метаэффузивами основного и среднего состава. Они составляют основную часть всех установленных разрезов метаморфических пород в фундаменте Стрельцовой кальдеры и многочисленных крупные и мелкие скиалиты в водораздельных частях Аргунского хребта и за ее пределами. Они представляют собой меланократовые мелкозернистые, реже — среднезернистые породы с гнейсовидной текстурой; в редких случаях без микроскопа в них обнаруживается порфиновая структура. Эти породы отличаются от вышеописанных кристаллических сланцев только при микроскопических исследованиях наличием порфировых вкрапленников и реликтов офитовой, диабазовой структуры в обычно лепидонематогранобластовой или призматически-зернистой бластоофитовой структуре основной массы; отмечается апоинтерсергальная структура.

В породах, соответствующих метабазальтам и метаандезитам, вкрапленники представлены реликтами основного плагноклаза, моноклинного пироксена, замещенного в большей части роговой обманкой и биотитом. В редких случаях в метабазальтах по карбонатным формам и продуктам изменения можно предположить оливин. Вкрапленники плагноклаза в краях корродированы, по составу соответствуют андезину № 40-50, реже лабрадору № 53.

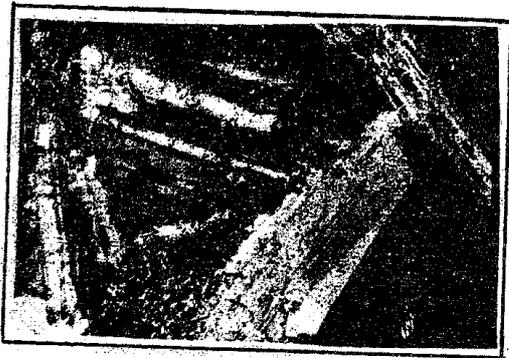


Рис. 35. Метабазальт с офитовой структурой (прозрачный шлиф, увел. 20^x, с анализатором)

Основная масса состоит из удлиненных ориентированных таблиц плагноклаза, линейно вытянутых чешуй биотита (до 20%) и зерен роговой обманки (20-30%). Биотит равномерно распределен в породе, но нередко образует кучные скопления чешуй, образовавшихся, по-видимому, на месте пироксена; биотит развивается также и по роговой обманке. В породах с реликтами офитовой структуры между таблицами плагноклаза находится образовавшийся по пироксену агрегат карбоната, биотита, ильменита, игольчатого апатита (рис. 35). Имеет место увеличение количества акцессорных минералов, их размеров в разновидностях, подвергшихся кремнещелочному метасоматозу.

На Жерловом участке в теле ортоамфиболитов кроме габброидов присутст-

вуют метаэффузивы, соответствующие андезитобазальтам. Порфиновые вкрапленники представлены крупными таблицами плагноклаза, замещенного светлой слюдой в краях, а в центре — карбонатом; основная масса пилотакситовая, состоит из мелких табличек плагноклаза, между которыми находится агрегат буроватого хлорита и лейкоксена, замещивших пироксен, и включения апатита. Метаэффузивы основного состава нередко имеют стекловатую основную массу, преобразованную в монтмориллонит, а во вкрапленниках присутствует моноклиновый пироксен, замещенный хлоритом, кварцем или частично биотитом. В редких случаях среди амфиболитов выявляются туфогенные образования. Кристаллокластический туф, установленный на Северном участке в разрезе метаморфических пород, состоит из кристаллов и обломков основного плагноклаза, сростков плагноклаза с включениями апатита, сфена, редко кварца и циркона; основная масса породы разложена и замещена хлоритом и монтмориллонитом. Метаморфизованный туф основ-

ного состава установлен также на участке к северо-западу от Октябрьского месторождения. Порода замещена хлоритом, каолинитом и серицитом; в основной массе имеются реликты лучисто-сноповидного актинолита, замещенного хлоритом.

В группе ортоамфиболитов обособляются породы, первичная природа которых отчетливо магматическая, но неясно эффузивная или интрузивная. Они характеризуются гнейсовидной текстурой, крупнозернистым сложением, гетеронематобластовой структурой с реликтами диабазовой. В составе отмечаются реликты плагиоклаза, пойкилитовый ранний амфибол, замещенный уралитом, затем актинолитом и многочисленные сильно удлиненные кристаллы ильменита в сростании со сфеном; присутствует биотит, замещенный хлоритом. Среди амфиболитов нередко породы, состоящие преимущественно из роговой обманки, замещенной актинолитом, ничтожного количества плагиоклаза и относительно большого количества апатита.

Метагабброиды и метапироксениты распространены во всех изученных разрезах раннедокембрийских метаморфических комплексов. Интрузивные тела габброидов и пироксенитов картируются в местах наиболее широкого развития метаэффузивов и, видимо, являясь комагматами, фиксируют центры древнего палеовулканизма. И те и другие метаморфизованы в амфиболитовой фации и вовлечены совместно с осадочными породами в единый этап складкообразования. Они образуют как крупные тела с рвущими контактами, так и пластовые интрузии среди кристаллических сланцев и метаосадочных пород, согласные со слоистостью или пересекающие слоистость под очень острыми углами. Размеры тел колеблются от первых десятков до нескольких сотен квадратных метров.

Крупное интрузивное тело метагабброидов вскрыто подземными горными выработками и скважинами на участке Аргунского месторождения. Здесь они прорывают доломиты и образуют многочисленные послойные тела среди доломитов и сланцев. В нижней части по падению это тело расщепляется, образуя апофизы, "прослой" среди биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и метаэффузивов. На восточном фланге месторождения и далее на восток на участке Октябрьского месторождения метагабброиды тесно ассоциируют — переслаиваются с метаэффузивами основного состава. Другое тело метагабброидов и пироксенитов картируется в фундаменте Стрельцовой кальдеры на Северном участке. К этой же группе интрузивных пород относится тело средне- и крупнозернистых амфиболитов на Восточно-Широндукуйском участке и ряд более мелких послойных тел на других участках кальдеры и за ее пределами, которые сохранились в виде скиалитов среди полихронных метасоматических гранитов в сводовых частях купольных поднятий.

Метагабброиды характеризуются среднезернистым сложением, полнокристаллической гранолепидонематобластовой структурой с реликтами офитовой (рис. 36), гнейсовидной текстурой, иногда четко не выраженной. В их составе преобладает лабрадор (40%), зеленая роговая обманка таблитчатого габитуса (30%), бурый биотит (30%), реликты моноклинного пироксена, замещенного роговой обманкой, актинолитом, биотитом и карбонатом, из аксессуарных развиты апатит, сфен, магнетит, ильменит.

На таких участках, как Жерловый в Стрельцовой кальдере, где в едином пространстве совмещены многоэтапные метасоматические преобразования, обусловившие значительные изменения пород, а также учитывая высокую степень раннепротерозойского метаморфизма, не представляется возможным с полной уверенностью обособить тела пироксенитов и габброидов; при микроскопическом исследовании в габброидах выявляются признаки пород ультраосновного состава, и не исключено, что большая часть тел, относимых к метагаббро, представляет собой пироксениты.

Тесная пространственная совмещенность основных эффузивов, габброидов и пироксенитов в составе верхней толщи метаморфических пород, наличие этих пород и среди нижележащих осадочных толщ — все это указывает на длительность проявления мафитового вулканизма и интрузивного магматизма в раннепротерозойский период.

Во многих габброидах присутствует биотит, развивающийся как по пироксену, так и по роговой обманке; часто отмечается две генерации биотита. Нередко наблюдается амфиболитизация габбро, при этом таблицы основного плагиоклаза, создающие офитовую структуру, прорастаются единым крупным зерном роговой обманки; захваченные таб-

лицы имеют основной состав, а вновь образованные соответствуют андезину; имеются реликты пироксена.



Рис. 36. Плагноклаз-биотит-роговообманковый амфиболит (прозрачный шлиф, увел. 11^x, с анализатором)

В группе габброидов выделяются габбро-диабазы, отличающиеся наличием габбро-диабазовой призматически-зернистой или слабо ориентированной офитовой структуры; нередко в них отмечается амфиболитизация.

Пироксениты составляют наибольший объем в телах интрузивных метаморфических пород, развитых на Северном и Широндукуйском участках. На Жерловом участке первичная пироксенитовая природа выявляется с большим трудом, так как все породы здесь интенсивно скарнированы в результате кремнекалийнатриевого метасоматоза, в связи с чем первичные породообразующие минералы практически не сохранились.

В группу пироксенитов отнесены крупнозернистые массивные породы черного цвета, состоящие из ромбического пироксена, амфибола, оливина. В основном пироксениты изменены, при этом пироксен частично замещается амфиболом и биотитом, а в калишпатизированных породах по пироксену образуются псевдоморфозы карбоната, актинолита, биотита или он полностью замещен агрегатом сидерита, хлорита и зеленой роговой обманкой. Оливин в свежем виде не установлен, но по форме кристаллов и по продуктам изменения определяется достоверно. Для пироксенитов характерны крупные кристаллы апатита, сфена и рудных минералов.

Прямых соотношений третьей толщи высокоглиноземистых сланцев и четвертой гнейсово-амфиболитовой не установлено, но, анализируя состав и пространственное положение мелких ксенолитов в сильногранитизированных участках между ними, можно предположить, что между этими толщами не существует углового несогласия. Более того, имеет место постепенный переход путем увеличения среди метаосадочных пород количества прослоев кристаллических сланцев и амфиболитов. Так, на участке флюоритового месторождения Гозогор (скв. 9630) в верхней толще андалузитовых сланцев содержатся лишь отдельные маломощные прослои амфиболовых, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, а в 300 м к северу (скв. 6570) на глубине 300-600 м от поверхности в верхней наддоломитовой толще преобладают кварц-серицит-биотитовые кристаллические сланцы, отличающиеся гнейсовидной текстурой, более зернистой лепидогранобластовой структурой и преимущественным развитием порфиробластов "поперечного" биотита более высокой степени кристаллизации. Высокоглиноземистые породы здесь образуют единичные прослои. Еще севернее в 700 м скв. 9667 в интервале 700-995 м вскрывается погруженное северное крыло антиклинальной складки этих метаморфических пород. Здесь нижележащие мраморизованные доломиты имеют слабо выраженную полосчатую текстуру

и переслаиваются с темно-серыми кварц-биотитовыми и кварц-амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами. Таким образом, в северном направлении андалузитовые микросланцы выше по разрезу сменяются кварц-биотитовыми и кварц-амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами.

Сопоставление разрезов разрозненных ксенолитов метаморфизованных пород показывает изменение состава и по простирацию толщ. Толща доломитов к востоку от Жерлового участка сменяется мергелями, преобразованными метаморфо-метасоматическими процессами в меланократовые гнейсы и параамфиболиты; кроме того, в этом направлении получили более широкое распространение ортоамфиболиты и кристаллические сланцы, образовавшиеся по метаэффузивам. Наблюдаемая латеральная неоднородность комплекса метаморфизованных пород обусловлена не только фаціальным изменением первично-осадочных пород, но и возрастанием роли мафитового магматизма в инверсионный период геосинклинального развития региона, проявленного вдоль древних тектонически ослабленных высокопроницаемых зон, к числу которых относится длительно живущая Аргунская зона.

Метасоматические преобразования и петрохимические особенности раннепротерозойских пород

Как установлено, раннепротерозойские комплексы метаморфизованных пород, распространенные в Стрельцовой кальдере, представлены осадочно-вулканогенными толщами. В нижней части разреза преобладают терригенные и карбонатные отложения, а верхняя часть сложена преимущественно вулканогенными породами основного состава.

Изучение минеральных ассоциаций метаморфизованных пород показало, что основным типом метаморфизма был региональный прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Очень локально в зонах динамометаморфизма проявлен наложенный метаморфизм зеленосланцевой фации.

В связи с несколькими циклами метасоматической гранитизации и последующими пневматогидротермальными преобразованиями все метаморфические породы характеризуются сонахождением метаморфогенных и метасоматических минеральных ассоциаций. Процессы кремнещелочного метасоматоза, проявленного в долгоживущих зонах разломов, обусловили широкое развитие новообразованных более низкотемпературных диафоритовых минеральных парагенезисов. Благодаря этим процессам породы раннепротерозойских комплексов в настоящее время отличаются различным химическим составом, обычно не соответствующим составу исходных пород и меняющимся составом породообразующих минералов в варьирующих сочетаниях.

Процессы гранитизации вызвали образование новых минеральных ассоциаций: кварц+олигоклаз+биотит; кварц+калишпат (ортоклаз).

Более широкий новообразованный минеральный комплекс характерен для кремнещелочного метасоматоза: образуется кварц+микроклин+альбит+сфен+циркон+апатит; кварц+альбит+эпидот+сфен+магнетит; образуется также обширный комплекс скарноидов: диопсид+гранат; актинолит+эпидот+сидерит+талек, серпентин+оливин, щелочная роговая обманка, эгирин, арфедсонит, шпинель, цойзит (т.е. вместо обычной роговой обманки появилась сине-зеленая, понизилась железистость амфибола, уменьшилась железистость биотита, а местами биотит перешел во флогопит).

Процессы кислотного выщелачивания — грейзенизации — обусловили развитие мусковита, турмалина, флюорита, сфена, циркона (циртолита), апатита, касситерита, титаномагнетита, топаза.

Генетическое разнообразие стратифицированных метаморфических образований, объединяемых в группу гнейсов и амфиболитов, устанавливается по химическому составу пород и минералов.

Преобразующие процессы обусловили химические изменения породообразующих минералов. Плаггиоклаз основной массы амфиболитов раскислен до олигоклаза № 15-20;

характерны соссюритизация с образованием альбита, эпидота, цойзита, серитизация, карбонатизация. Данные химического состава амфиболов, полученные с помощью плазмотрона, указывают на значительную железистость роговых обманок из мелкозернистых амфиболитов, насыщенность марганцем, водой и кремнекислотой. В то же время экспрессный анализ (Ю.А.Черкасов, ВИМС) показал, что в основной массе плагиоклаз-рогово-обманково-биотитовых разностей в катионной части роговой обманки иногда присутствуют преимущественно натрий, кальций и магний, по составу соответствующие предположительно актинолиту, жедриту, что связано с процессами кремнещелочного метасоматоза, и формированию роговых обманок с высокими содержаниями щелочей, переходных к кальциево-натриевому типу. По данным локально-лазерного эмиссионного метода (Ю.Б.Синицын, ВИМС) роговые обманки обладают значительной дифференцированностью содержаний никеля, кобальта и хрома. Наряду с низкими их содержаниями (на пороге чувствительности метода) обнаружены амфиболы с обогащенными содержаниями Ni (0,02%), Co (0,01%).

Целый ряд свойств — степень идиоморфизма, устойчивость и компактность, специфические цвета плеохроизма, совершенство кристаллической структуры, наличие высоких содержаний железа, никеля, кобальта и хрома как микроэлементных примесей — свидетельствуют о магматическом, глубинном происхождении роговой обманки гнейсовидных мелкозернистых разновидностей амфиболитов.

Роговые обманки крупно-, среднезернистых скарнированных амфиболитов имеют двойственные признаки происхождения: правильные кристаллографические грани и компактность амфиболов, совершенная кристаллическая структура, наличие повышенных содержаний никеля, кобальта, хрома и бария в самих роговых обманках и особенно в пиритах, вкрапленных в них, пойкилитовые вроски плагиоклаза свидетельствуют о магматической природе их формирования. С другой стороны, появление волокнистоподобных разностей с незаконченными кристаллографическими очертаниями, реакционность граней на контактах с другими породообразующими минералами, наличие включений реликтов пироксена, новообразования сфена, апатита с повышенной редкоземельной минерализацией может свидетельствовать о метасоматическом их происхождении.

Пироксены по содержанию варьируют в значительных пределах, формируя иногда разности крупнозернистых пород чисто пироксенового состава. Наиболее часто встречающийся пироксен относится к авгиту, что соответствует устойчивой ассоциации его с высокожелезистыми роговыми обманками и биотитом. Как сказано выше, взаимоотношения темноцветных минералов зачастую настолько неоднозначны (за счет наложенных метасоматических и последующих гидротермальных процессов), что с трудом удастся установить их природу. Однако в большинстве случаев наблюдается замещение авгита роговой обманкой. Наряду с этим волокнистоподобные агрегаты, замещающие пироксен, могут свидетельствовать о процессе уралитизации.

Биотит в мелкозернистых разностях амфиболитов образует как самостоятельные пластинчатые и лейстовые зерна бурого цвета, так и новообразованные кристаллы. По данным дифрактометрии параметры кристаллической решетки слоистых силикатов отвечают составу слюд биотит-флогопитового типа. Полный химический состав слюд также подтверждает смешанный их состав, характеризующийся повышенными содержаниями фемических компонентов (суммарного железа и магния), калия, титана и обедненностью фосфором.

Оливин редок, отмечен исключительно в реликтовой форме, как правило, замещенный пироксеном и роговой обманкой. Он присутствует в виде округлых, многогранных псевдоморфоз, пронизанных прожилками либо замещенных по граням серпентином с развитием мелкоигльчатого рудного минерала.

Роль вторичных процессов в перераспределении и формировании новообразованных сфена, а также апатита и, возможно, других аксессуариев значительна. В связи с этим следует отметить, что в сфенах по данным локально-лазерного метода наряду с повышенными содержаниями ванадия (до 0,3%) отмечается увеличение содержаний иттрия (1,0), тория (0,5), лантана (0,3), ниобия (0,3) и молибдена. Апатит встречается в виде тонкоигльчатых кристаллов, равномерно рассеянных по основной массе породы, в случае

наложенных процессов так же, как и сфен, концентрируется в темноцветных компонентах, образуя короткие призмы, и несет повышенные содержания микроэлементов редкоземельной группы.

По данным полного силикатного анализа ортоамфиболиты разделяются на две группы пород, соответствующие мелкозернистым плагиоклаз-биотит-роговообманковым и амфибол-пироксеновым типам. Первая группа пород на диаграмме А.Н.Заварицкого укладывается в поля развития кварцевого габбро и габбро без оливина. В целом группа плагиоклаз-биотит-амфиболовых габброидов характеризуется общей повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием, большей насыщенностью глиноземом, меньшей магнезиальностью при относительно высокой железистости. Вторая петрохимическая группа пород, соответствующих роговообманково-пироксеновым амфиболитам, находится на диаграмме в поле оливинсодержащих габбро-диабазов с непостоянным составом. Характерными признаками данной группы являются меньшая щелочность при значительной дифференциации калия и натрия, недонасыщенность кремнекислотой, более низкие содержания глинозема и особенно натрия при увеличении роли магнезиально-кальциевых компонентов и суммарного железа. Указанные выше признаки свидетельствуют, что в большинстве случаев природа составляющих амфиболиты основных породообразующих компонентов является магматической, но в силу значительного проявления последующих процессов, главным образом кремнещелочного метасоматоза, значительно затуманена. Большая часть амфиболитов возникла по ортопородам, относящимся к габбро и пироксенитам.

Для меньшей части амфиболитов и гнейсов методика парных отношений близких элементов (Fe, Mg, Ca, Sr) подчеркивает двойственность их происхождения. Первично магматическую генетическую природу имеют мелко-неравнозернистые существенно плагиоклазовые и крупно-, среднезернистые преимущественно пироксеновые амфиболиты. Для пород, имеющих роговообманковый состав, особенно среди крупнозернистых разновидностей, геохимические признаки парных отношений элементов указывают на их осадочно-метаморфогенное происхождение.

Таким образом, по целому ряду признаков, в пределах СВТС сформировались амфиболиты, первоначальный состав которых определялся, с одной стороны, как лейкократовое габбро (существенно плагиоклазовые разности), с другой — породами более глубинного происхождения, относящихся, по-видимому, к ультраосновным образованиям (до существенно пироксеновых), переработанных в дальнейшем процессами кремнекалиевого метасоматоза.

В связи с гранитизацией амфиболиты превращены в диоритоподобные породы, а последующими процессами преобразованы в метасоматиты кварцслюдистого состава, и по данным силикатных анализов химический состав пород (по Р.Дэли) изменяется от габбро-диоритов-гранитов до сиенитов. Диоритоподобные породы отличаются от габброидов более контрастным ходом развития кремнещелочного метасоматоза, выразившимся в общей тенденции увеличения щелочности и кремнекислоты с формированием в отдельных типах пород, соответствующих по составу диоритам, щелочно-земельным сиенитам и монцонитам. При этом сохраняется устойчивая тенденция формирования всех переходных разновидностей — до кварцевых габбро включительно. Другая группа пород, имеющая значительное развитие, представлена наиболее метасоматически измененными образованиями в связи с многократным проявлением телескопированных преобразующих процессов. Для них характерны общая повышенная щелочность (8%), кремнекислоты, и по химическому составу они соответствуют типовым разностям от щелочно-земельных гранитов до сиенитов. Третья группа пород, имеющая незначительное распространение, относится к габброидной серии. В сравнении с амфиболитами они относятся к габбро без оливина, являясь их полными аналогами.

В группе кристаллических сланцев, образующих прослой среди сланцев, образовавшихся по осадочным отложениям, рассмотрены породы, которые претерпели наибольшие пневматогидротермальные преобразования. По данным силикатных анализов эти породы на диаграмме А.Н.Заварицкого имеют основной уклон в область развития кварцевого базальта, щелочно-земельных авгитовых сиенитов, оливинового габбро (базальта) и ла-

тита. При этом значительная часть проанализированных проб характеризует исключительно переработанные породы, среди которых отмечены микроклинизированные и гидрослюдизированные сланцы. Вся группа пород по петрохимическим признакам относится к породам нормального ряда, за редким исключением пересыщенных алюминием, соответствующих андалузитовым сланцам. По данным химического состава среди пород сланцевой толщи имели развитие базальтоидные (до диабазов) образования (кордиеритоиды). При этом сформировались плагиоклаз-амфиболовые с кварцем сланцы с постепенными переходами к биотит-амфибол-плагиоклазовым сланцам (состава латитов). Среди сланцевых пород, относящихся к более основным по составу образованиям (соответствующие оливинсодержащим диабазам), можно предположить наличие амфиболитовых сланцев, сформированных по ортопородам основного и, вероятно, ультраосновного состава.

Гранитоиды

При детальном изучении гранитоидов, слагающих фундамент и борта Стрельцовой кальдеры и Тулукуевской впадины в целом, обращает на себя внимание их крайняя неоднородность как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Среди огромного разнообразия гранитоидов устанавливаются разновидности всех основных этапов гранитообразования в Урулюнгуевском поднятии. Процессы неоднократной гранитизации метаморфических пород под воздействием кремнещелочного метасоматоза обусловили формирование гибридного типа пород, состав которых в зависимости от интенсивности гранитизации и первичного состава замещаемых пород изменяется на коротком расстоянии от диоритов до гранитов. В зонах телескопирования неоднократного кремне-

калиевого метасоматоза образовались мигматитоподобные меланократовые породы с линзовидно-гнейсовыми реликтами амфиболитов в кварц-калишпатовой массе. На Северном участке кальдеры, на глубине до 1500 м, вскрывается пачка послойно гранитизированных амфиболитов и гнейсов, в связи с чем создается впечатление многократного "переслаивания" очень слабо гранитизированных амфиболитов с гигантозернистыми гранитами (PZ₁), на контактах между которыми образовались породы переходного состава. Мощность прослоев амфиболитов и гранитов колеблется от 1-2 м до первых десятков метров. Метасоматические мигматиты с переменным количеством сохранившегося субстрата слагают переходные зоны также и вблизи других ксенолитов метаморфических пород. Меланократовые гнейсы и амфиболиты насыщены гранитоидным по составу (кварц, полевые шпаты) материалом, рассеянным в межзерновом пространстве, и содержат разрозненные или сгруппированные порфиробласты плагиоклаза и кварца (см. рис. 17, 18, 19). В краевых частях ксенолитов образуются плагиомигматиты полосчатые, линзовидно-полосчатые, порфиробластовые очковые (рис. 37, 38, 39) и диоритоподобные породы, образовавшиеся в результате плагиогранитизации в начальные стадии каждого этапа гранитизации по субстрату основного состава. Минеральные ассоциации последующей калишпатовой гранитизации частично замещают ранее диоритизированные породы, и в переходных зонах формируются промежуточного состава кварцевые диориты, гра-



Рис. 37. Плагиопорфиробласты в биотит-амфиболовом гнейсе

нодиориты, меланократовые граниты, сохранившие теневые текстуры гнейсов и содержащие многочисленные скиалиты метаморфических пород, которые придают пятнистую окраску, нередко псевдобрекчиевую текстуру (рис. 40). По мере удаления от ксенолитов метаморфических пород увеличивается количество гранитоидного материала, и в цент-

ральных частях антиклинальных структур, максимально гранитизированных, метасоматические граниты характеризуются более равномерным составом и бластогипидиоморфнозернистой структурой, но и здесь содержат скиалиты замещаемых пород и имеют гнейсовидно-теневые текстуры.



Рис. 38. Диоритизация амфиболита

Наиболее древние гранитоидные образования, представленные биотитовыми плагиогранито-гнейсами, гранито-гнейсами, установлены в фундаменте южной и центральной частях Стрельцовой кальдеры, где они в виде многочисленных мелких скиалитов сохранились среди позднепалеозойских гранитов, а также в северном крыле и в ядре антиклинальной складки, вскрытой глубокими скв. 1с, 2с куста 1. Кроме того, гранито-гнейсы устанавливаются по всей площади распространения раннепалеозойских крупнозернистых гнейсовидных гранитов в виде макро- и микроскиалитов. Гранито-гнейсы характеризуются мелкозернистым сложением (см. рис. 38), гнейсовидной текстурой, содержат порфиробластовые обособления кварца, плагиоклаза и калишпата, образовавшиеся в результате палеозойской гранитизации (рис. 41); по составу эти породы соответствуют биотит-кварц-полевошпатовым гнейсам, отличаются полнокристаллической лепидогранобластовой структурой

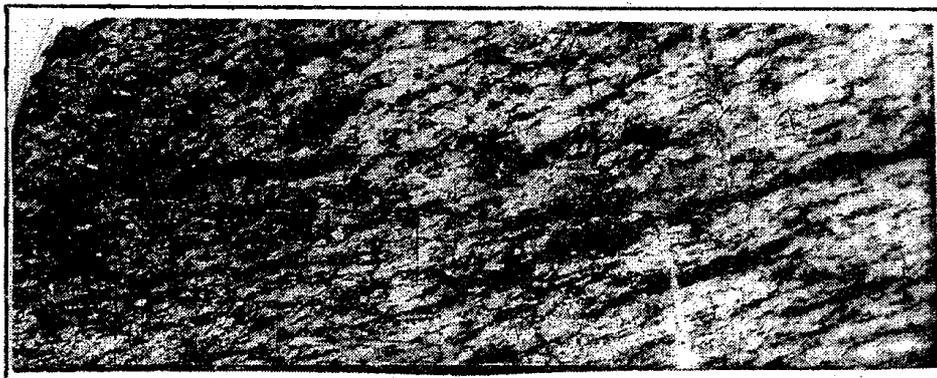


Рис. 39. Кварц-полевошпат-слоистый гнейс слабо микроклинизированный

основной массы. В метасоматических мигматитах, образовавшихся в процессе кремнещелочного метасоматоза в ранний период гранитизации, гранитоидный по составу материал равномерно рассеян в межзерновом пространстве. В образцах и шлифах из пород переходной зоны между метаморфическими породами и максимально гранитизированными участками от-



Рис. 40. Скиалиты гнейса в метасоматическом граните

четливо видна смена гнейсовых текстур массивной, а гранобластовой структуры — гипидиоморфнозернистой структурой гранита с реликтами гранобластовой структуры и теневой текстуры гнейса. Мигматиты по гнейсам субстрата основного состава характеризуются гнейсовидно-полосчатыми текстурами, а порфиробласты полевых шпатов и кварца придают очковую текстуру.



Рис. 41. Начальная стадия гранитизации гранитогнейса

В связи с последующими процессами кремнещелочного метасоматоза и грейзенизации гранитогнейсы нередко превращены в кварц-микроклиновые или кварцмусковитовые метасоматиты, в которых содержатся лишь реликты биотита, ортоклаза и плагиоклаза.



Рис. 42. Серые мелкозернистые гнейсы, содержащие порфиробласты кварца и полевых шпатов

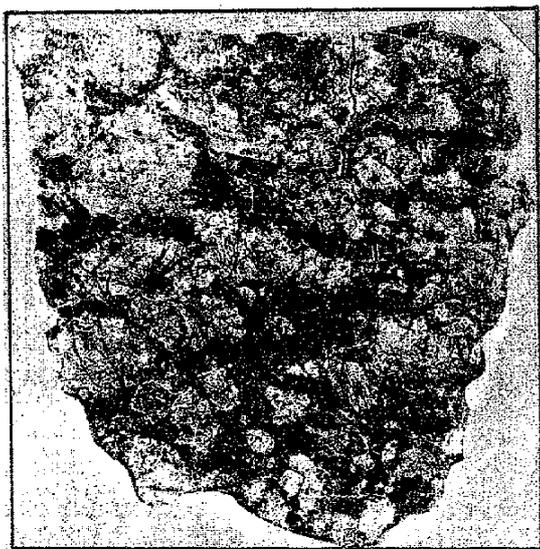
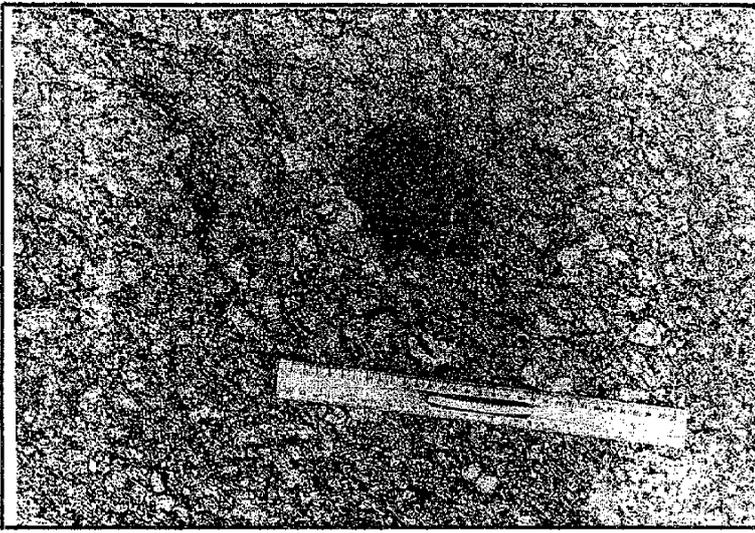


Рис. 43. Гигантозернистый метасоматический гранит с реликтами (темное) амфиболита

В ближайшем обрамлении Тулукуевской впадины, в левом борту пади Караганатуйской, в обнажении "Раскрытая книга природы", расположенном в 2,5 км на В-СВ от оз.Цаган-Нур, наблюдается смена серых мелкозернистых гнейсов биотит-кварц-плагиоклазового состава гранитогнейсами, характеризующимися гипидиоморфнозернистой гранобластовой структурой, которые содержат порфиробластовые обособления идиоморфного плагиоклаза, кварца и ортоклаза (рис. 42, 43); при этом количество порфиробласт полевых шпатов и кварца постепенно увеличивается и через 15-20 м порода представлена гигантозернистым гнейсовидным гранитом (раннепалеозойским), а в связи с наложенным более поздним кремнещелочным метасоматозом гнейсы, гранитогнейсы и граниты заметно микроклинизированы, эпидотизированы, альбитизированы. В другом обнажении, в 5 км к юго-западу от описанного, мелко-, среднезернистые гранитогнейсы содержатся в виде ксенолитов среди гигантозернистых раннепалеозойских гранитов (рис. 44).

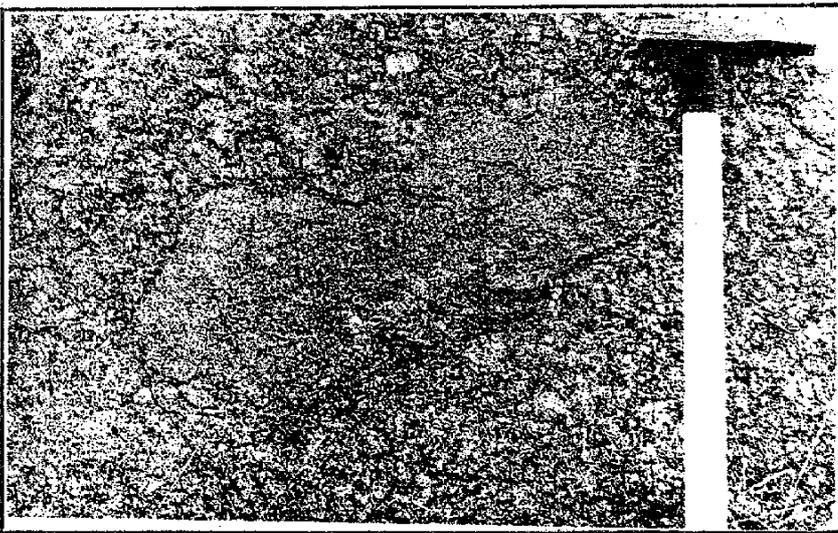
тотозернистым гнейсовидным гранитом (раннепалеозойским), а в связи с наложенным более поздним кремнещелочным метасоматозом гнейсы, гранитогнейсы и граниты заметно микроклинизированы, эпидотизированы, альбитизированы. В другом обнажении, в 5 км к юго-западу от описанного, мелко-, среднезернистые гранитогнейсы содержатся в виде ксенолитов среди гигантозернистых раннепалеозойских гранитов (рис. 44).

Рис. 44. Ксенолиты гранитогнейса в гигантозернистом граните (PZ₁)



Радиологический возраст циркона из серого гранитогнейса (см. табл. 1, проба 1122-89) 930-700 млн лет. По этим данным метасоматическая гранитизация, начавшаяся в раннем протерозое, по-видимому, происходила в несколько циклов в течение всего протерозоя, обуславливая рост гранитогнейсовых куполов.

Процессы гранитизации второго этапа происходили в течение значительного по продолжительности интервала геологической истории, который охватывает по данным определений абсолютных возрастов (см. табл.1) период от 580 до 410 млн лет. На ранней стадии растворы натриевого профиля вызвали плагиомигматизацию. Продукты последующего кремнекалиевого метасоматоза так же, как и ранее образовавшиеся плагиомигматиты, характеризуются крайней разнородностью состава и текстурно-структурных признаков при практическом отсутствии гранитов



нормального ряда. Это обусловлено метасоматическим замещением допалеозойских метаморфических комплексов и гранитогнейсов, отличающихся неоднородностью их состава. В результате метасоматических процессов этого периода сформировались от крупно- до гигантозернистых гнейсовидные граниты урулонгуевского комплекса, характеризующиеся

широким диапазоном состава с постепенными переходами от меланократовых метаморфических пород и плагиомигматитов до диоритов, плагиогранит-гранодиоритов, гранитов, содержащих переменное количество замещаемого субстрата. Все разновидности метасоматических гранитов сохраняют гнейсовидные текстуры метаморфических пород. Среди них наиболее рас-



Рис. 45. Крупнозернистый гранит (скопления темноцветных минералов придают гнейсовидную текстуру)

пространены гнейсовидные крупно- и гигантозернистые амфибол-биотитовые граниты, нередко порфиробластические, слагающие крупные тела, в которых выделяются участки разномзернистых амфибол-биотитовых гранитов, гранодиоритов и крайне редко диоритов. В крупнозернистых гранитах порфиробласты полевых шпатов и кварца составляют от 50 до 90% от массы породы; гнейсовидно-ориентированные скопления темноцветных минералов придают гнейсовидную текстуру гранитам (рис. 45). Порфиробласты представлены

идиоморфными (1-3 см), а также овоидной формы кристаллами (3-4 см), подчеркивающими порфиновый "очковый" текстурный рисунок. Плагноклаз-андезин нередко замещен ортоклазом и кварцем. Ортоклаз вкрапленников имеет низкую степень упорядоченности и нередко переработан более поздними процессами с развитием по нему максимального микроклина ($\Delta\rho = 0,98$). Кварц вкрапленников серого и голубовато-серого цвета (до 0,5 см), иногда обломочного, полуоплавленного облика с волнистым угасанием, часто перекристаллизован. Содержание кварца в породе в отличие от калиевого полевого шпата крайне непостоянно. В разрезах в направлении от склонов поднятий к их центральным частям, т.е. от ксенолитов метаморфических пород к наиболее гранитизированным частям, наблюдается увеличение количества и размеров порфиробластов полевых шпатов, особенно калишпата, и кварца. Мелкозернистая основная масса на фоне крупнозернистой части выделяется темной окраской. Она состоит из мелкокристаллического полевого шпата, ксеноморфного кварца, лучистого и пучковидного биотита и роговой обманки, характеризуется гранобластовой структурой, гнейсовой текстурой и представляет собой реликты менее гранитизированных гнейсов. Нередко на месте скиалитов гнейсов биотит и роговая обманка сохранились в виде линейно вытянутых кучных скоплений. В большом количестве в таких породах присутствуют сфен, апатит.

При метасоматическом замещении пород амфиболитовой толщи, в которой меланократовые гнейсы и амфиболиты переслаиваются с горизонтами лейкократовых гнейсов и гранитогнейсов, гранитизации подверглись в первую очередь прослой гранитоидного состава, что придает видимость "переслаивания" слабогранитизированных амфиболитов с крупнозернистыми гранитами; при этом происходит линзовидно-прослойное замещение амфиболитов лейкосомом, а при дальнейшем развитии процесса образуются диориты, плагиограниты и гранодиориты, которые сменяются гранитами. Смена пород происходит в зоне мощностью 10-15 м, достигающей 100-150 м, что наблюдается в фундаменте в центральной части Стрельцовой кальдеры в районе Октябрьского месторождения, где ксенолит амфиболитов имеет значительные размеры.

Кремнещелочной метасоматоз по амфиболитам сопровождается деанортризацией плагноклаза: андезин № 40 и лабрадор замещаются более кислым андезином № 35 и олигоклазом; по роговой обманке развивается биотит. Разросшиеся порфиробластовые кристаллы ортоклаз-пертита содержат захваченные зерна раннего плагноклаза и темноцветных минералов.

На Жерловом участке в Стрельцовой кальдере в выступе гранитов на дневную поверхность и в фундаменте наблюдаются среди крупнозернистых гранитов своеобразные порфиробластовые "гранит-порфиры", образовавшиеся в результате метасоматической гранитизации гранитогнейсов. Порфиробласты кварца, менее полевых шпатов в виде идиоморфных и ксеноморфных кристаллов неравномерно распределены в мелкозернистом гранитогнейсовом субстрате. Между гранитами и "гранит-порфирами" переходы постепенные. Радиологический возраст выделенного из них циркона составляет 1400 млн лет (см. табл.1, проба 593-89).

В зонах динамометаморфизма граниты перекристаллизованы; при этом характерно, что все минералы распались на мелкозернистый агрегат, но полностью сохранились первичные очертания кристаллов, и на выветрелых поверхностях видна крупнозернистая гранитовая структура пород.

В процессе кремнекалиевого метасоматоза, происходившего в мезозойский период, гигантозернистые граниты заметно микроклинизированы; микроклин замещает частично или полностью ортоклаз-пертит; ранние полевые шпаты и биотит сохраняются в нем в виде небольших размеров реликтовых включений; при этом в биотите выделяются очень крупные и многочисленные зерна акцессорных, в том числе и урансодержащих, минералов: циркон (циртолит), апатит, сфен, монацит. Кроме того, в связи с грейзенизацией в гранитах в заметном количестве развит мусковит, гранат, урансодержащие цирконы, ортит.

Полигенная природа гранитов затрудняет решение вопроса о времени их становления. Ни один из существующих геохронологических методов не дает однозначных результатов. Полихронность акцессорных минералов также не позволяет датировать время

образования гранитов. Изотопное изучение свинец-свинцовым методом аксессуарных урановых (уранинит) и урансодержащих (циркон) минералов, отобранных из метасоматически гигантопорфиробластовых гнейсовидных гранитов, показывает время формирования пород замещаемого субстрата (гранито-гнейсов — 770-640 млн лет). Радиологический возраст цирконов, отобранных из порфиробластовых амфибол-биотитовых гранитов, определяется как ордовикский (430 ± 50 млн лет). Возраст КПШ, биотита (220 млн лет) отражает наложенный герцинский цикл гранитизации.



Рис. 46. Постепенный переход между метасоматическим диоритом и амфиболитом (скв. 9 с, глуб. 1345 м)

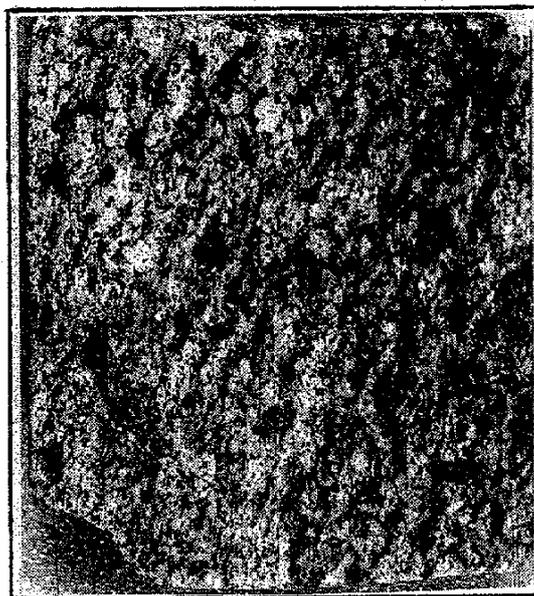


Рис. 47. Полосчатый мигматит по амфиболиту (скв. 9 с, глуб. 1729 м)

мально гранитизированных частях сводовых поднятий. Они составляют значительную часть фундамента и бортов Стрельцовской кальдеры, распространены в ее обрамлении в водораздельных частях Аргунского хребта.

Большинство исследователей относят их к ундинскому интрузивному комплексу и выделяют три группы, соответствующие трем фазам внедрения: раннюю фазу диоритов, габбро, габбро-диоритов, вторую — гранодиоритов, диоритов, третью — гранитов. Детальное картирование всех выходов на поверхность мафических пород, обозначенных на картах как габбро, диориты первой фазы ундинского комплекса, и изучение подобных пород в фундаменте и в обрамлении Стрельцовской кальдеры показало, что они находятся в переходных зонах между меланократовыми метаморфическими породами и гранитами и представляют собой диоритовые габброидные плагиомигматиты, в которых замещаемый субстрат представлен биотит-амфиболовыми гнейсами, метагабброидами, метабазальтами и метадиабазами, а замещающая мелкозернистая лейкосома равномерно насыщает основную ткань породы или образует порфиробласты. Плагиомигматиты постепенно сменяются промежуточными продуктами метасоматической гранитизации калиевого ряда. Все эти диорито- и габброподобные породы характеризуются неравномернозернистым сложением, изменчивостью состава на коротком расстоянии (до нескольких метров), наличием скиалитов субстрата, отличаются от интрузивных пород сочетанием гранитовых и гранобластовых, порфиробластовых, бластоофитовых структур и унаследованных иногда слабо выраженных гнейсовидных текстур.

Наибольший объем среди этого комплекса гранитоидов занимают среднезернистые биотитовые граниты, характеризующиеся нередко слабой гнейсовидностью, отражающей текстуру пород субстрата. В приконтактных зонах с метаморфическими породами отчетливо устанавливается их метасоматическая природа: образуются полосчатые мигматиты, порфиробластовые меланократовые граниты (рис. 46-49), которые отличаются наличием темных структур и скиалитов замещаемых пород. В среднезернистых гранитах участки неассимилированных биотитовых гнейсов отличаются мелкозернистой гранобластовой

В течение третьего, позднепалеозойского этапа гранитообразования, соответствующего относительно короткому интервалу геологической истории (260-230 млн лет), происходило становление палингенно-метасоматических и палингенно-анатектических гранитов, формировавшихся в условиях нарастающей интенсивности притока флюидов при высоких температуре и давлении. Это способствовало образованию наряду с метасоматическими и интрузивно-анатектическими гранитами, а также жил пегматитов и аплитов. Гранитоиды герцинского цикла гранитообразования имеют широкое распространение главным образом в макси-



Рис. 48. Амфиболит гранитизированный (скв. 1 с, глуб. 2325 м)



Рис. 49. Метасоматический гранодиорит порфиробластовый с реликтами замещающего амфиболита (скв. 9 с, глуб. 1924 м)



Рис. 50. Метасоматический диорит порфиробластовый (скв. 9 с, глуб. 2299 м)

структурой и наличием ориентированно расположенных чешуй биотита; граница между такими участками и более крупнозернистыми лейкократовыми гранитами четкая, но не резкая, без следов контактового воздействия. В полосчатых мигматитах участки реликтовых плагиоклаз-биотитовых гнейсов чередуются с крупнозернистыми гранитового состава полосами; структура мигматитов гетеробластовая, текстура гнейсовидная. Вмещающие амфиболиты вблизи контактов на мощность до 50-100 м насыщены порфиробластами кварца, калишпата и плагиоклаза и мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом в основной массе породы, что придает ей диоритоподобный состав и структурный рисунок изверженных пород.

Меланократовые граниты содержат до 50% замещающего субстрата, также насыщенного порфиробластами калишпата.

Интрузивно-анатектические граниты слагают небольшие массивы, представлены средне-, крупнозернистыми, нередко порфировидными лейкократовыми разновидностями, которые, как показало бурение глубоких скважин, уже на глубине 1,5-2 км постепенно сменяются метасоматическими гранитами и промежуточными породами, по составу соответствующими плагиогранитам, гранодиоритам, диоритам, в которых отчетливо видны теньевые текстуры замещаемых метаморфических пород (рис. 50-55, см. рис. 41-49).

Постепенный переход от среднезернистых порфировидных интрузивно-анатектических гранитов к метасоматическим диоритоподобным породам изучен в корневых частях месторождения Антей, где пробурены скважины глубиной до 2670 м. Здесь биотитовые



Рис. 51. Метасоматический порфиробластовый гранодиорит (скв. 9 с, глуб. 1882 м)



Рис. 52. Метасоматический неравнозернистый гранодиорит (скв. 9 с, глуб. 1069 м)



Рис. 53. Метасоматический гранодиорит (скв. 9 с, глуб. 1935 м)

граниты, вмещающие рудные залежи до глубины около 1000 м, в результате микроклинизации и альбитизации приобретают лейкократовый облик, а глубже (до 1400 м) в них содержится заметное количество неассимилированных скиалитов биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов. Плагиоклаз представлен зональным андезином, ортоклаз-пертит слабо микроклинизирован, кварц двух генераций. В интервале 1400-1880 м граниты характеризуются реликтовой гнейсовидной текстурой пород замещаемого субстрата, содержат скиалиты метаморфических пород, неравномерно микроклинизированы и альбитизированы, что обусловило чередование лейкократовых и меланократовых полос в разрезе. В интервале 1880-2670 м усиливается контрастность чередующихся аляскитов и диоритоподобных пород, что подчеркивает различия в составе за-

мещаемых метаморфических пород. Лейкократовые интервалы представлены плагиогранитами, содержащими скиалиты плагиоклаз-амфиболового состава, в метасоматических гранодиоритах и диоритах калишпат отсутствует, скиалиты представлены кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовыми гнейсами.

На участках наиболее интенсивной региональной мигматизации, где происходило частичное переплавление меланократовых гнейсов и незначительное перемещение расплава, образовались анатектические диориты и интрузивно-анатектические граниты; в этих крайне редких случаях наблюдаются резкие контакты диоритов с раннепалеозойскими гранитами и метаморфическими породами.

В районе широко распространены граниты, образовавшиеся в результате метасоматического замещения раннепалеозойских крупнозернистых гранитов; они характеризуются крайне неравномерно средне-, крупнозернистым сложением, порфиробластической структурой, гнейсовидной текстурой и при картировании отнесение их к герцинскому или каледонскому циклу гранитообразования решается только по преобладанию субстрата или новообразованных минералов.

Процессы метасоматической гранитизации обусловили дополнительное образование в раннепалеозойских гранитоидах крупных порфиробласт калиевого полевого шпата и кварца, нередко ориентированно расположенных в плоскостях гнейсовидности; калишпат-пер-

тит содержит реликты замещенных минералов — ортоклаза, плагиоклаза, раннего кварца, биотита.

Рис. 54. Метасоматический неравномерно-порфиробластовый гранит (PZ₁) (скв. 10 с, глуб. 1593 м)

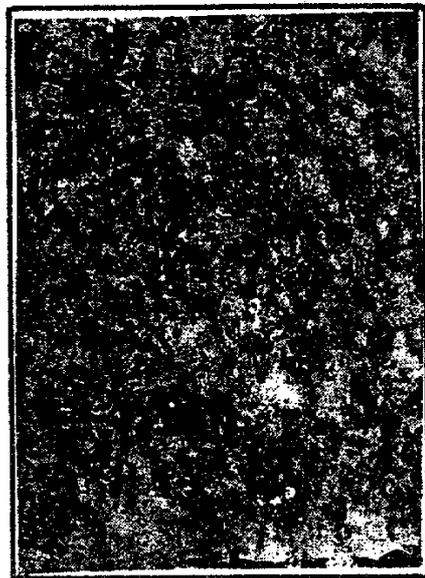


Рис. 55. Метасоматический гранит (PZ₂) с реликтовой гнейсовидной текстурой (подземная скв. 19072, глуб. 124,9 м)

В целом для гранитоидов этого цикла гранитизации характерна контрастность цветовой окраски, что связано с неравномерным соотношением фемических минералов с сиалическими. Ортоклаз вкрапленников в отличие от ранних гигантопорфиробластовых гнейсовидных гранитов обладает большей степенью упорядоченности ($T_1^0 = 0,44-0,47$). Основная масса породы крупно-, среднезернистого сложения с идиоморфными кристаллами полевых шпатов (олигоклаз-андезин), биотита и более ксеноморфными ортоклазом и кварцем.

Вместе с тем отмечаются существенно калишпатовые порфиробластические биотитсодержащие и превращенные в лейкократовые граниты в связи с последующим интенсивным развитием кремнекалиевого метасоматоза. Подобные породы характеризуются отчетливой порфиробластовой текстурой, обусловленной развитием новообразованных ортоклазов и микроклинов. Интенсивность микроклинизации имеет тенденцию нарастания от ранних метасоматических к поздним интрузивно-анатектическим гранитоидам; пегматиты и аплиты состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина. Микроклиновые граниты интрузивного облика и жилы пегматитов и аплитов образуют среди метасоматических порфиробластовых биотит-ортоклазовых гранитов небольшие (от первых до десятков метров) тела. Рентгенографическая характеристика калиевых полевых шпатов из порфиробластовых гранитов (по данным В.С. Воробьева и др., ГЕОХИ, 1979) соответствует промежуточному ортоклазу, а из интрузивных — промежуточному микроклину.

К этому же циклу гранитообразования принадлежат сравнительно однородные интрузивного облика мелкозернистые порфиroidные граниты, имеющие постепенные переходы к среднезернистым, а также многочисленные жилы аплитов и пегматитов, которые получили развитие в эндо- и экзоконтактах гранитоидных массивов. Наиболее распространены они в фундаменте кальдеры, в ее центральной части, в породах кровли, сохранившихся среди среднезернистых гранитов в виде ксенолитов, сложенных меланократовыми гнейсами и амфиболитами; здесь образовались многочисленные жилы и ветвящиеся прожилки мощностью от первых сантиметров до первых метров. Калишпат в их составе представлен исключительно микроклином, а плагиоклаз — олигоклазом. Жилы имеют в основном четкие рвущие контакты с вмещающими породами; в зальбандах жил нередко наблюдаются унаследованные текстуры метасоматически замещенных пород.

Радиологический возраст цирконов, отобранных из лейкократовых гранитов в фундаменте СВТС и в ее восточном обрамлении, определяется временным интервалом в 270-240 млн лет и, по-видимому, характеризует пермское время становления гранитоидов ундинского комплекса.

Лейкограниты позднего палеозоя в отличие от порфиробластовых биотит-амфиболовых и особенно от гнейсовидных гранитов раннего этапа гранитизации характеризуются крайне низкими содержаниями урана и тория. Причем наиболее низкие содержания урана характерны для аляскитов, пегматоидных и аплитовидных гранитов, завершающих процессы позднепалеозойского гранитообразования. Подобная тенденция редких и рассеянных элементов не характерна для типично интрузивных гранитоидных комплексов. Как известно, в процессе дифференциации магм, как правило, наблюдается закономерное увеличение концентраций элементов в наиболее поздних продуктах гранитоидного магматизма.

С лейкократовыми гранитами позднего палеозоя часто ассоциируют зоны грейзенизации, контролируемые тектоническими зонами. В зонах грейзенизации в тесной ассоциации с кварцем, мусковитом местами устанавливается вкрапленность мелких выделений торийсодержащего уранинита с абсолютным возрастом по данным изотопно-свинцового метода 280-260 млн лет, что соответствует времени становления лейкогранитов позднего палеозоя.

Петрохимические особенности палеозойских гранитоидов

Результаты полуколичественного минералогического анализа палеозойских гранитов показывают, что они характеризуются большим разнообразием минералов, часть которых образовалась в связи с постгранитизационными процессами — кремнещелочным метасоматозом, грейзенизацией, а также низкотемпературными гидротермальными — альбитизацией, аргиллизацией.

Изучение петрохимических особенностей проведено только для гранитоидов второго (PZ_1) и третьего (PZ_2) этапов гранитизации, так как гранитогнейсы первого этапа гранитообразования (PR) не сохранились в "чистом" виде, интенсивно переработаны последующими процессами. Петрохимическая характеристика пород PZ_1 , PZ_2 этапов гранитизации (рис. 56) приведена в табл. 4. Для этих пород, в связи с их метасоматической природой, характерен широкий диапазон составов — от гранодиоритов до щелочных гранитов, достигающих иногда и крайних значений лейкогранитов. В целом для всей группы пород свойственна общая повышенная щелочность (8,21%) на фоне умеренной кислотности (69,4%).

Формирование гнейсовидных гигантопорфиробластовых гранитоидов (PZ_1) происходило при весьма значительной активности щелочей (особенно калия) и дифференцированной подвижности других петрогенных элементов. Повышенные содержания феррических компонентов — суммарного железа, кальция, магния, а также титана, связанного в форме сфена, достигающего иногда значений порообразующего минерала, обусловлены преимущественно меланократовым составом замещаемых пород.

Значительная группа пород, попадающая в область развития щелочных гранитов, характеризуется большой суммарной щелочностью с повышенными содержаниями кремнезема. Это свидетельствует о прогрессирующей роли кремнещелочного метасоматоза как при формировании гранитоидов с возникновением более лейкократовых разностей, так и при калишпатизации после их формирования. Минералогические анализы показывают, что формирование лейкогранитов связано с увеличением в породе кварца, ортоклаза и микроклина; при этом происходит уменьшение биотита, амфибола; при крайней степени изменений эти граниты превращены в микроклиновые (с альбитом) метасоматиты. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что раскисление породы связано с постгранитизационными процессами метасоматоза (микроклинизацией).

По петрохимическим свойствам гранитоиды третьего этапа гранитообразования определяются сравнительно локальным полем развития фигуративных точек, отвечающим по составу граниту (щелочному граниту — аляскиту), достигая при этом лишь крайних значений указанных типов пород по Р.Дели. Более меланократовые их разности тяготеют к типичным гранитам, лейкократовые измененные — к щелочным гранитам, аляскитам с высоким содержанием кремнекислоты (74,5%) и суммы щелочей (8,64%). Вместе с тем

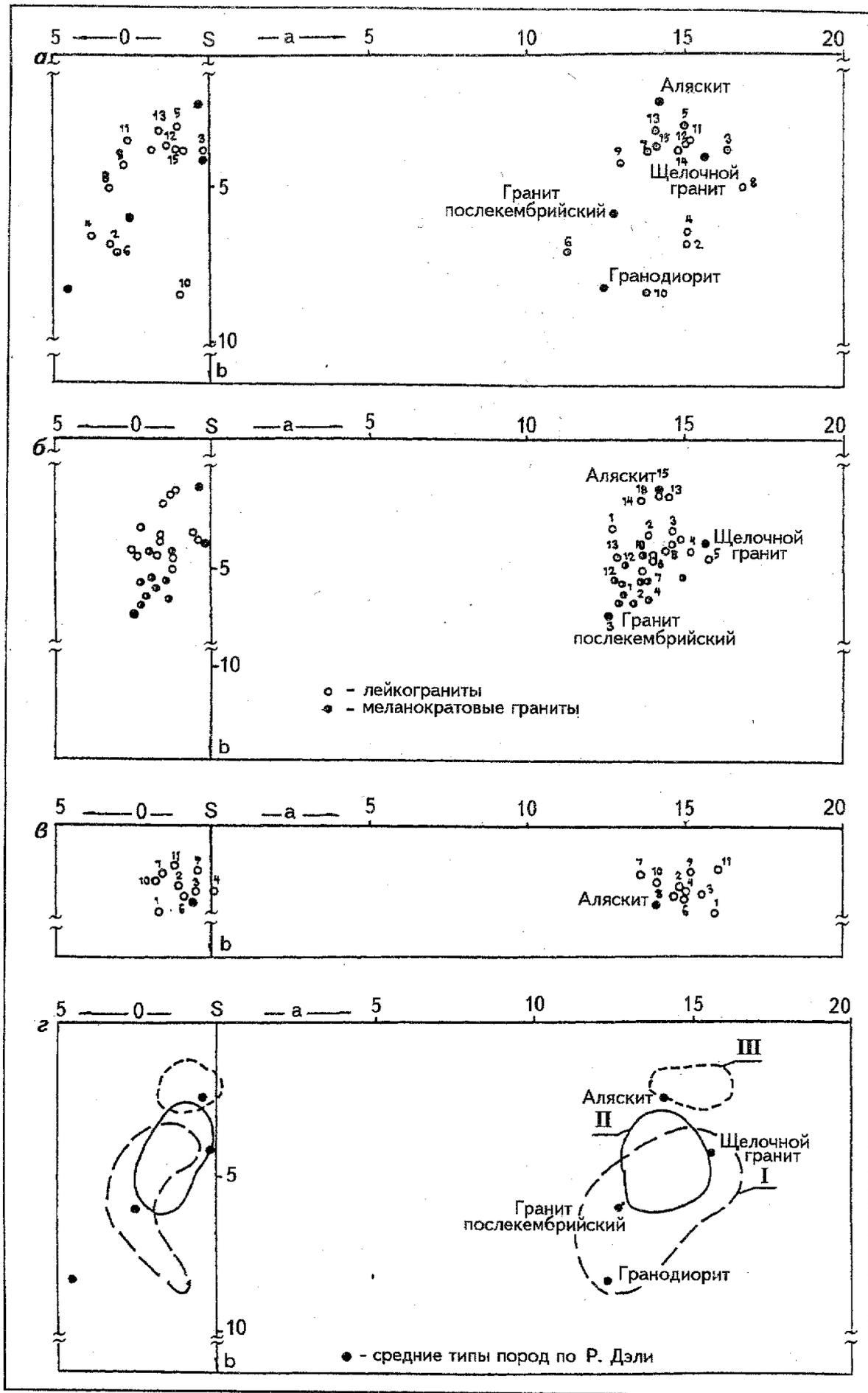


Рис. 56. Петрохимические диаграммы гранитоидных пород фундамента СВТС и его обрамления (по А.Н.Заварицкому)

а — гигантопорфиробластические гнейсовидные граниты (PZ₁); б — порфиробластические и порфировидные разнозернистые амфибол-биотитовые и биотитсодержащие граниты (PZ₂₋₃); в — лейкократовые и аляскитовые граниты (PZ₂₋₃); г — обобщенная петрохимическая диаграмма ареалов фигуративных точек гранитоидов: I — гигантопорфиробластических гранитов верхнего протерозоя, II — разнозернистых гранитов амфибол-биотитовых и биотитсодержащих нижнего палеозоя, III — лейкогранитов верхнего палеозоя

Химический состав разновозрастных пород фундамента СВТС

Комплексы	Наименование пород	Номер пробы	Оксиды											
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
Палингено-метасоматические (PZ1-PZ2)	Гигантопорфирические гнейсовидные граниты ранней стадии (PZ1)	39054-86	64,76	0,46	16,42	1,10	2,97	0,05	1,17	2,59	3,60	4,68	0,09	
		749-86	71,46	0,25	13,00	1,02	0,92	0,03	0,20	1,33	3,36	6,44	0,05	
		753-86	63,53	0,51	16,35	1,71	2,47	0,05	1,13	3,53	4,48	3,20	0,14	
		771-86	72,29	0,21	13,10	1,29	1,39	0,02	0,28	1,10	3,30	5,56	0,04	
		1046-86	68,49	0,53	14,32	2,03	2,96	0,09	1,21	2,56	2,71	3,73	0,10	
		3018-86	69,71	0,40	13,44	2,03	2,28	0,07	0,39	1,87	3,07	4,97	0,09	
		3035-86	63,38	0,54	16,88	1,61	2,60	0,08	0,02	3,36	4,92	3,83	0,15	
		3043-86	69,22	0,44	13,82	2,03	2,89	0,16	0,44	2,23	2,90	4,36	0,11	
		74162	67,96	0,74	12,60	0,54	4,57	0,24	1,59	0,86	2,89	5,29	0,17	
		A	70,98	0,28	15,46	0,74	1,64	0,04	0,26	1,74	3,99	4,47	0,06	
		B	71,29	0,39	13,56	0,61	2,20	0,06	0,44	1,45	3,04	5,79	0,05	
		B	72,98	0,29	13,64	0,74	1,65	0,05	0,38	1,36	3,07	5,33	0,03	
		74269	72,84	0,14	14,00	0,19	1,82	0,08	0,19	0,75	3,32	4,67	0,03	
		74160	73,40	0,15	13,75	0,30	1,49	0,08	0,25	0,91	3,67	4,39	0,04	
	Палингено-метасоматические (PZ1-PZ2)	Разнозернистые порфиристые и порфиридные амфибол-биотитовые и биотитсодержащие граниты поздней стадии развития (PZ2)	74282	68,94	0,46	14,79	0,71	2,82	0,09	0,90	2,10	3,28	4,29	0,14
			2165/78	69,18	0,39	14,38	3,88	0,10	0,64	1,87	3,60	3,55	0,05	
			2170/78	70,76	0,25	13,28	1,17	2,74	0,10	0,52	1,30	3,70	4,35	0,06
			2792/79	70,93	0,29	14,37	2,57	1,56	0,07	0,37	1,63	3,55	4,46	0,08
			2110/78	71,01	0,31	13,64	3,77	0,10	0,57	1,66	3,80	3,93	0,06	
			2494/79	71,13	0,31	14,58	2,66	1,53	0,08	0,51	1,74	3,55	4,45	0,08
			2171/78	71,15	0,27	14,04	2,93	0,07	0,72	1,29	3,95	3,68	0,03	
			2175/78	71,38	0,24	13,37	3,58	0,08	0,56	1,37	3,60	3,73	0,03	
			2204/79	71,85	0,26	13,53	1,07	2,28	0,07	0,45	1,24	3,75	4,13	0,04
			4115/4-163A	71,85	0,19	14,78	0,55	1,80	0,04	0,78	1,17	4,04	3,76	0,08
			2182/78	72,07	0,24	13,40	1,00	2,59	0,09	0,41	1,34	3,60	3,62	0,03
			2183/78	73,13	0,23	13,22	2,68	0,07	0,51	1,10	3,50	3,98	0,02	
			2105/78	71,21	0,22	12,71	1,00	1,78	0,10	0,55	1,88	3,50	3,63	0,05
			2202/78	71,56	0,45	13,43	1,19	1,93	0,09	0,46	1,40	3,20	4,87	0,06
			2149/79	73,60	0,13	13,39	1,09	1,38	0,05	0,20	0,52	3,80	4,63	0,02
			75249	67,52	0,47	15,65	1,72	2,18	0,06	0,51	2,53	3,88	4,50	0,10
			75182	68,14	0,41	15,39	1,06	2,09	0,07	0,42	2,70	4,62	3,87	0,13
			2751/78	69,86	0,37	14,32	0,48	2,51	0,06	0,39	1,66	3,20	4,71	0,13
			4115/4	70,78	0,17	16,52	0,23	1,72	0,04	0,61	0,97	4,07	3,56	0,07
			75020	71,22	0,31	13,52	1,01	1,76	0,06	0,47	2,02	3,80	4,44	0,05
			4115/4	72,45	0,17	14,34	0,54	1,58	0,05	0,38	1,07	4,15	3,56	0,07
			74269	72,84	0,14	14,00	0,69	1,82	0,08	0,19	0,75	3,82	4,67	0,08
74185	72,86	0,21	13,90	0,60	1,31	0,06	0,43	1,35	3,50	3,73	0,08			
74360	73,90	0,17	13,26	0,10	1,49	0,05	0,21	0,91	3,87	4,10	0,07			
4-4115/4	73,97	0,22	12,75	0,53	2,01	0,06	0,52	1,25	3,88	3,75	0,10			
75266	74,16	0,18	13,02	0,45	1,56	0,05	0,17	1,46	4,00	4,14	0,03			
4000-86	74,30	0,17	12,55	1,17	1,44	0,05	0,30	1,18	3,96	4,62	0,05			
4010-86	74,11	0,21	12,12	2,04	0,47	0,03	0,20	0,56	3,00	6,32	0,04			
852-86	75,07	0,11	12,42	0,57	1,56	0,04	0,20	0,76	3,27	5,05	0,04			
553-86	72,22	0,27	12,57	1,32	1,90	0,04	0,24	1,26	2,52	5,01	0,07			
Палингено-анатектические (PZ2-3)	Лейкокристовые, преимущественно среднезернистые граниты PZ _{2,3}	75046	71,26	0,25	14,24	1,02	1,43	0,05	0,30	1,35	4,00	4,66	0,19	
		75116	74,56	0,14	13,02	0,29	1,09	0,06	0,22	0,95	4,00	4,44	0,02	
		75121	74,96	0,13	12,68	0,32	1,44	0,08	0,08	0,62	4,50	4,30	0,02	
		75148	77,18	0,10	11,85	0,39	0,69	0,03	0,03	0,95	4,50	4,13	0,07	
		2146/78	73,55	0,13	13,22	0,59	1,90	0,06	0,31	0,64	4,00	4,59	0,02	

для аляскитов характерны повышенные содержания титана, извести и железистых компонентов. Порфиновые биотитсодержащие граниты в целом характеризуются более высокими содержаниями кремнекислоты (70,9-71,7%) по сравнению с ранними гнейсовидными гранитами и суммой щелочей, приближающейся к 8,0%, особенно в лейкократовых разностях. Обращает внимание дифференцированный характер распределения щелочных элементов, где в целом по комплексу натриевая составляющая играет равноценную роль с калиевой. Состав породы, неравномерность их темноцветной и сиалической составляющих, реликтовые включения субстрата, текстурно-структурные особенности и вместе с тем значительная дифференцированность петрогенных элементов подтверждают палингенно-метасоматическую природу пород данного комплекса. Увеличивающаяся кислотность и щелочность от ранних к поздним гранитоидам обусловлена телескопированием нескольких этапов кремнещелочного метасоматоза.

Заключая характеристику гранитоидов СВТС и района в целом, следует еще раз подчеркнуть специфику их становления. Метаморфо-метасоматические процессы обусловили региональный метаморфизм и полихронную гранитизацию с максимальным проявлением в центральных частях купольных поднятий, где наряду с метасоматическими гранитами получили распространение интрузивно-анатектические граниты, пегматиты, аплиты. Характерна метаморфо-метасоматическая зональность: на склоне Аргунского купольного поднятия образовались высокоглиноземистые порфиробластовые сланцы амфиболитовой фации метаморфизма; в периферийной зоне купола отмечаются минеральные ассоциации биотита-хлорита, серицита-хлорита, характеризующие более низкие ступени метаморфизма и последующие гидротермальные преобразования, свойственные зонам динамометаморфизма. В краевых частях гнейсовых куполов метаморфические породы менее гранитизированы; при этом процессы кремнекалийнатриевого метасоматоза, характерные для начальных стадий гранитизации, реализовались в образовании в переходных зонах плагиомигматитов, гнейсовидных диоритов, плагиогранитов с реликтами пород субстрата. В пространстве между ксенолитами метаморфических пород на крыльях купольных поднятий мигматит-гранитовая формация по составу варьирует от диоритов до гранитов.

Широкое и интенсивное развитие в Южном Приаргунье полихронной гранитизации привело к ранней консолидации данного блока земной коры, значительному увеличению в его пределах мощности гранит-метаморфического слоя, а также существенному перераспределению радиоактивных элементов. С наибольшей интенсивностью полихронная гранитизация и разновозрастные пневмогидротермальные процессы проявились в пределах Аргунского купольного поднятия в узлах пересечения долгоживущих региональных межблоковых меридиональных, северо-восточных и северо-западных разломов в местах резкого изменения направления складчатых структур фундамента. В такого типа сложном узле, где сформировалась Стрельцовская кальдера, отличающемся контрастным петрохимическим составом пород и аномальной тектонической нарушенностью, с максимальной интенсивностью проявились процессы, характеризующиеся определенной направленностью кремнещелочного метасоматоза, а именно проявлением в позднемезозойский этап активизации нескольких циклов кремнекалийнатриевого пневмогидротермального минералообразования в отличие от кремнекалиевого домезозойского. Эти особенности развития блока являются важными индикаторами его высокой ураноносности.

Радиогеохимические и геохимические особенности метаморфических пород, продуктов гранитизации и постгранитизационных метасоматитов

При изучении рудоподготовительных процессов особое внимание уделялось анализу радиогеохимических характеристик пород, необходимых для реконструкции рудообразующих процессов, позволяющих проследить условия миграции урана от источника к области рудоотложения.

Средние содержания (в г/т) урана, тория в породах Стрельцовой кальдеры, ее обрамления и районе по данным рентгеноспектральных анализов

Породы	I*				II**				III***			
	Число проб	U *10 ⁻⁴ %	Th *10 ⁻⁴ %	Th/U	Число проб	U *10 ⁻⁴ %	Th *10 ⁻⁴ %	Th/U	Число проб	U *10 ⁻⁴ %	Th *10 ⁻⁴ %	Th/U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Гнейсовидные крупнозернистые порфировидные граниты (PZ ₁). Фундамент Тулукуевской впадины	14	3,9	22	6,6								
Гнейсовидные крупнозернистые граниты (PZ ₁), юго-западное обрамление впадины (карьер)					10	5,4	22,7	4,2				
Гнейсовидные крупнозернистые порфировидные измененные граниты, обогащенные темноцветными минералами (PZ ₁), юго-западное обрамление Тулукуевской впадины (карьер)					5	10,8	16,8	1,6	30	8,07	22,5	2,8
Среднезернистые биотитовые граниты (PZ ₂). Фундамент Стрельцовой кальдеры	21	2,8	21	9,0	14	3,2	13,8	4,3	29	4,46	16,5	3,7
						(скв.934, 3613, 1001, шахта 12с)				(скв.724 глуб.1300-1600 м)		
Средне-, крупнозернистые биотитовые граниты (PZ ₂), измененные. Фундамент Стрельцовой кальдеры (скв.267), глубина 900-1500 м									30	9,6		
Гидрослюдизированные средне-, крупнозернистые биотитовые граниты (PZ ₂). Фундамент Стрельцовой кальдеры Антей скв.724-а, глубина 1500-1700 м									21	4,00	17,52	4,4
Порфировидные биотитовые граниты (PZ ₂). Восточное обрамление кальдеры (карьер хвостохранилища)					11	4,2	17,7	4,2				
Среднезернистые граниты лейкократовые (осветленные), карьер хвостохранилища					4	2,8	7,4	2,6				
Базальты СРП	45	1,1	6	4,7	21	1,7	4,4	2,6				
Андезитобазальты	19	1,5	8	5,3	11	2,6	5,5	2,1				
Плагиоклазовые трахитобазальты	18	2,0	7,5	3,7	8	5,2	7,8	1,5				
Трахидациты	15	5,4	27	5,7	10	7,7	22,8	3,0				
Игнимбриды трахидацитов					39	7,2	21,6	3,0				
Измененные трахидациты					4	13,1	20,8	1,6				
Измененные игнимбриды трахидацитов					9	28,9	20,9	0,7				
Игнимбриды фельзитов					11	8,4	45,4	5,4				
Измененные игнимбриды фельзитов					5	21,4	46,2	2,1				
Вулканическое стекло липаритового состава нераскристаллизованное	14	20,6	57	2,7	9	19,0	40,2	2,1				
Липариты	11	7,1	49	7,1	14	8,1	43,0	5,3				
Измененные фельзиты					7	14,2	45,7	3,2				
Субвулканические интрузии сиенит-порфиров	15	4,3	19	5,1								
Граниты Приаргунья												

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Разгнейсованные граниты (PZ ₁). Обрамление Западно-Урулжунгуевской впадины (районы Клички и Васильевского хутора)					5	2,8	12,7	4,5				
Крупнозернистые граниты. Обрамление Северо-Аргунской впадины (районы Запокровского, Буры, Горбуново)					5	3,3	12,8	3,9				
Гнейсовидные крупнозернистые порфировидные граниты (PZ ₁), район пос.Кличка					12	5,2	19,4	3,7				
Крупнозернистые морионовые граниты (J ₂₋₃) Шаманская впадина					15	31,1	48,2	1,6				
Дациты района Халкитой. Хара-Гозогор					14	4,2	20,9	5,0				
Кварцевые порфиры района Халкитой					3	4,6	26,2	5,7				
Участок Халкитой:												
Андезит миндалекаменный с кварцем									3	2,6	7,8	3,0
Базальт скв.2209, 2212									3	1,6	7,5	4,69
Дациты скв.2210, 2214									3	2,5	9,3	3,72
Липаритодациты измененные скв.2201									4	1,7	16,0	9,41
Андезиты скв.2210									10	2,9	6,7	2,31
Крупновкрапленные андезитодациты скв.2209									5	4,1	21,9	5,34
Игнимбриты дацитов скв.2209, 2003, 2207									5	3,6	18,9	5,25
Дациты интенсивно измененные, поверхность									5	7,2	35,4	4,92
Кислые породы участка Куладжа:												
Дациты									1	3,7	15,4	4,16
Вулканическое стекло									1	4,6	20,4	4,44
Куйтунская кальдера:												
Андезиты (андезитодациты), районы пади Куйтун и Б.Меримаче					7	5,7	23,6	5,7				
Дациты, пади Куйтун и Гусиха					12	5,4	23,8	4,4				
Граносиенит-порфиры, пос.Куйтун					8	4,9	18,5	3,8				
Фельзит стекловатый, г.Макросиха									6	14,9	26,0	1,75
То же									2	4,4	22,8	5,18
Туфы кислого состава, район Капцегайтуя (г.Макросиха)									3	5,7	23,5	4,12
Западно-Урулжунгуевская впадина:												
Базальты, район Васильевского Хутора					6	2,3	6,8	3,0				
Андезиты, районы Васильевского хутора, Клички, Мулина					17	3,1	9,9	3,2				
Туфы кислого состава, район Васильевского хутора					3	2,5	11,0	4,4				
Игнимбриты липаритодацитов, район Васильевского хутора					3	4,3	2,7	5,0				

*По данным Л.Н.Шатковой, Г.А.Шаткова (ВСЕГЕИ, 1970, 1973 гг.).

**По данным Б.М.Сельцова (ИГЕМ АН СССР).

***По данным ГРЭ-324 (1979 г.).

Как известно, достоверность информации о распределении фоновых концентраций урана и форм его нахождения в породах и о наличии первично специализированных на уран пород может быть обеспечена лишь на основе сопоставления радиогеохимических особенностей пород из радиогеохимически фоновых — безрудных блоков и блоков, в которых формировались урановые месторождения. С целью сопоставления геохимических особенностей пород из различных блоков Приаргунья были исследованы породы из Стрельцовской кальдеры, Кличкинского, Аргунского и Цаган-Олуевского хребтов. Это дало возможность определить роль разновременных гранитообразующих, пневматогидротермальных и рудообразующих гидротермальных процессов на появление специализированных горных пород.

Как установлено, фундамент СВТС и ее обрамление отличаются весьма сложным строением, обусловленным наличием разнообразных по составу и литологическим особенностям метаморфических пород субстрата, палингенно-метасоматических и палингенно-анатектических гранитоидов и продуктов пневматогидротермальных процессов, связанных как со становлением полихронных гранитоидов доактивизационного периода, так и в еще большей степени с периодом позднемезозойской тектономагматической активизации. В совокупности эти процессы определили геохимические и радиогеохимические черты структурно-формационных комплексов, и среди них затруднительно выделить в пределах СРП породы, не затронутые эндогенными процессами. Все породы преобразованы в результате многоэтапного Si-K-Na метасоматоза, процессов грейзенизации, аргиллизации и гидротермального рудообразования. Результаты исследований приведены в табл. 5.

Детальные минералого-геохимические исследования, а также радиографии (экспозиции 15 и 30 сут) и F-радиографии наименее преобразованных пород субстрата (кристаллические сланцы различного состава, амфиболиты, доломиты и др.) свидетельствуют об отсутствии в них повышенных концентраций урана и тория (рис. 57, табл. 6). Так, амфибол-биотитовые гнейсы, пара- и ортоамфиболиты, слабо затронутые последующими пневматогидротермальными преобразованиями, характеризуются близкларковыми концентрациями радиоактивных элементов. Уран сосредоточен преимущественно в биотите и связан в основной массе с редкими субмикроскопическими выделениями акцессорных минералов. Доля легкоподвижного урана при этом по данным содовых вытяжек (5%) не превышает 10% относительных.

Из геохимических особенностей пород субстрата можно выделить значимые повышения содержания элементов Sn, Mo, Pb, Ti, которые концентрируются в биотитах, а Mo и Ti — также и в роговых обманках, что, вероятно, обусловлено влиянием близрасположенных рудоконтролирующих зон. Редкие щелочные (Li, Pb, Cs), летучие (B, F, CO₂), другие литофильные и халькофильные элементы в породах субстрата присутствуют в близкларковых содержаниях. Однако крупнозернистые амфиболиты отличаются повышенной концентрацией калия и элементов кристаллохимически тесно связанных с ним — Rb, Li, Pb, а также аниона F (табл. 6). Это повышение возможно вызвано проявлением наложенного процесса грейзенизации.

С процессами метасоматического гранитообразования и последующих преобразований связано перемещение значительных масс разнообразных элементов, характеризующихся определенной радиогеохимической и геохимической направленностью. Об этом свидетельствуют меняющиеся уровни концентраций большей части литофильных и халькофильных элементов в продуктах гранитизации и изменений относительно исходных пород субстрата.

В гранитизированные породы субстрата, которые подверглись также грейзенизации и аргиллизации, вблизи рудоносных зон наряду с Si и K происходит активный привнос трансмагматическими флюидами F, B, Pb, Mo, U и Th (см. табл. 6). При этом уровни концентраций U и Th повышаются относительно пород субстрата в 2-3 раза, достигая для тория 23-26, для урана — 6,4-9,4 г/т в протерозойских гранитогнейсах и раннепалеозойских гранитах, содержащих большое количество меланократовых скиалитов пород субстрата и до 8 г/т в альбитизированных гранитах.

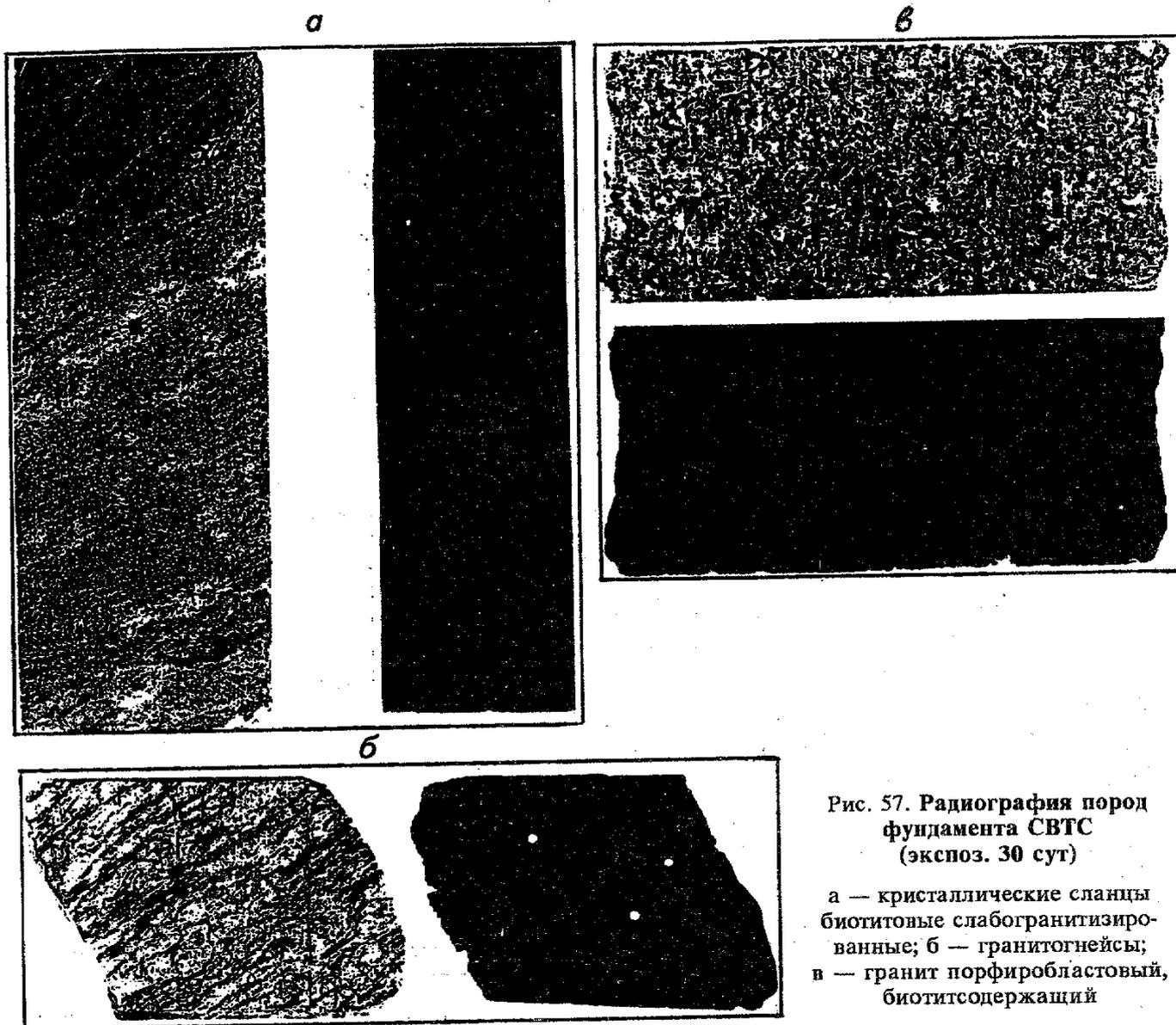


Рис. 57. Радиография пород фундамента СВТС (экспоз. 30 сут)

а — кристаллические сланцы биотитовые слабогранитизированные; б — гранитогнейсы; в — гранит порфиробластовый, биотитсодержащий

Таблица 6

Содержание (в г/т) элементов в гранитообразующих и постмагматических гидротермальных процессах

U	Th	Mo	Pb	Sn	Sr	Ti	K	Na	Li	Rb	F
							в весовых %				
Кристаллические сланцы											
2,6	9,3	1,4	17	3,4	264	3900	2,18	3,59	-	-	-
Гранитогнейсы											
9,4	22,9	2,2	34	7,2	89	1507	5,05	2,85	110	240	1100
Порфиробластовые меланократовые граниты											
6,4	25,7	1,8	31	3,8	212	2200	4,23	3,64	52	171	900
Средне-, мелкозернистые меланократовые граниты											
4,34	20	1,62	19,5	5,20	219	2093	3,27	4,18	55,5	165	1000
Средне-, мелкозернистые лейкократовые граниты											
2,47	17	1,85	23	4,06	58	1100	5,29	3,63	9,4	143	301
Микроклинизация											
3,0	11,9	2,54	24	4,8	59	900	5,58	3,39	18	140	302
Грейзенизация											
8,7	27	11,3	31	68	102	2001	3,66	0,56	242	301	3500
Аргиллизация, гидрослюзидизация											
2,65	22	5,3	20	5,7	119	1800	5,24	0,58	119	246	1170
Альбитизация											
8	26	4,2	57	3,9	167	1603	2,54	5,24	21	118	374

Подобные метасоматические PZ_1 граниты за пределами СРП, не подвергшиеся грейзенизации и гидротермальным изменениям, характеризуются близкларковыми концентрациями U, Th (табл. 7, см. табл. 5). По данным Г.Б.Наумова [70ф, 70-аф, 71ф], максимальное обогащение ураном характерно для гранитогнейсов, в которых на фоне повышения валовых содержаний резко возрастают относительное количество миграционно-способного урана, расположенного в интерстициях, трещинах, микрозерновом пространстве. Накопление урана в трещинах и интерстициях обусловлено высвобождением его из породообразующих минералов в связи с кремнекалиевым метасоматозом и переотложением. Однако учитывая, что распределение урана в трещинах и интерстициях характерно только для гранитоидов окolorудного пространства (см. рис. 223-227), можно предположить, что существенное влияние на повышение концентрации урана и тория в гранитогнейсах и гнейсовидных гранитах оказали процессы кислотного выщелачивания и рудообразования, о чем свидетельствует одновременное повышение концентраций F, B, Mo, Pb (см. табл. 6).

Проведенное изучение радиографий (15-ти и 30-ти суточные экспозиции) и осколковой радиографии (рис. 58, см. рис. 57) гнейсов кварц-полевошпатового состава, гранитоидов, гранитов гнейсовидных гигантозернистых показывает, что радиогеохимическая специализация гранитоидных блоков в пределах СВТС и в целом в Урулюнгуевском своде имеет наложенный характер и связана с проявлением пневмогидротермальных преобразований и в связи с ними образованием акцессорного уранинита, а также резким увеличением количества других акцессорных минералов-концентраторов урана — циркона, ксенотима, оргита и других.

Детальными исследованиями пневмогидротермальных продуктов различных этапов установлено, что роль минералов-концентраторов урана, а также новообразованного биотита и флогопита усиливается в связи с мезозойскими процессами микроклинизации, альбитизации и грейзенизации (табл. 7). При этом наибольшим насыщением минералами-концентраторами характеризуются те участки гранитоидов, где в наибольшем количестве сохранились меланократовые породы субстрата. Так, в гигантозернистых гнейсовидных гранитах и в мигматитах замещаемый субстрат составляет более 15%, достигая 50%; биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и доломиты, которые в результате мезозойских преобразований подверглись грейзенизации и скарнированию, нередко содержат акцессорные минералы в количестве, достигающем уровня породообразующих. Уран концентрируется в реликтах меланократовых метаморфических пород.

Основная масса урана по данным осколковой радиографии сосредоточивается в акцессорных минералах, локализующихся в зернах титансодержащего биотита, в виде точечных выделений. При этом содержание урана в биотитах возрастает на один порядок и составляет в среднем 25 г/т.

Кремнещелочные флюиды гранитизационных и постгранитизационных этапов, насыщенные летучими компонентами, определяли достаточно высокую подвижность различных элементов, в том числе урана и тория. Активность же большинства халькофильных элементов (As, Cu, Zn, Ga, Ge, Se, Ag, Cd и др.) была минимальной.

Привносимые в области пневмогидротермальных преобразований элементы, как известно, принимают различные формы распределения — неструктурного или кристаллохимического рассеяния в зависимости от особенностей внутренней структуры и состава минералов-концентраторов. Изучение последних показывает, что главнейшим минералом-концентратором в метасоматически преобразованных гранитоидах является биотит, отличающийся от других минералов максимальной изоморфной емкостью. Наиболее высокие содержания биотита, достигающие 15-18% отн., отмечаются в микроклинизированных гнейсовидных гранитах PR_3 и PZ_1 , в которых сохранилось значительное количество неассимилированных биотитсодержащих гнейсов, а также в метасоматических гранитах PZ_2 . Наличие в биотите обширных полостей для размещения катионов калия способствует образованию в этом минерале изоморфных примесей Sr, Ba, Rb, Cs, Ni, Li, Pb и других элементов.

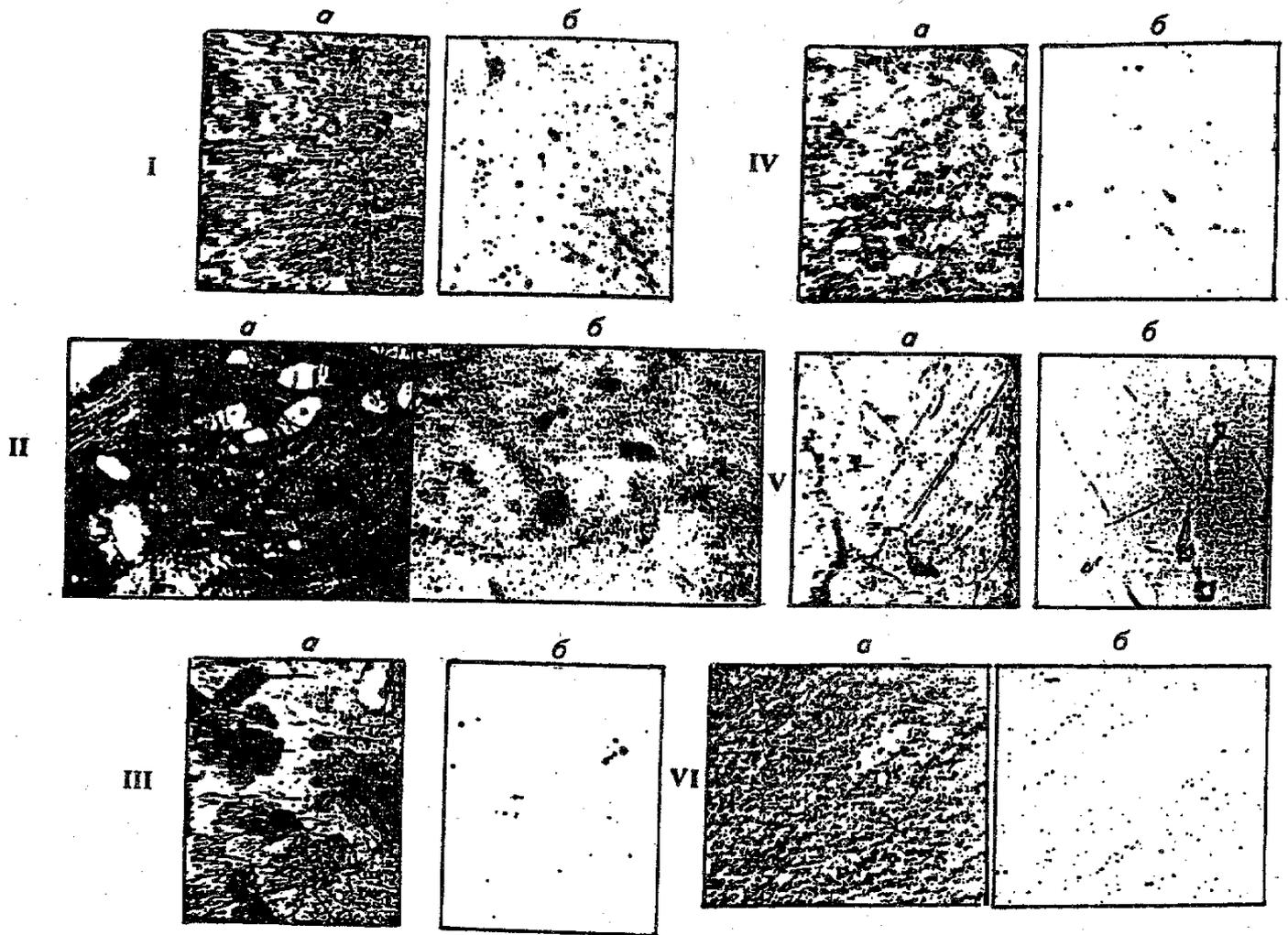


Рис. 58. Осколочная радиография гранитоидов фундамента

- I — гнейсы кварц-полевошпатового состава (уран сосредоточивается в аксессуарах — уранините, цирконе, ксенотиме): а — прозрачный шлиф с-1-1202 м, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²;
- II — гранит гнейсовидный биотитовый (уран сосредоточивается в аксессуарах — апатите, цирконе, ксенотиме и в окислах титана): а — прозрачный шлиф с-7002-360 м, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²;
- III — гранит порфировидный биотитсодержащий (треки в единичных аксессуарах): а — прозрачный шлиф с-0542-650 м, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²;
- IV — гранит лейкократовый среднезернистый (треки в единичных аксессуарах): а — прозрачный шлиф с-3882, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²;
- V — интенсивно микроклинизированный (микроклинит), катаклазированный гранит (уран наложенный сосредоточивается по трещинкам в лейкоксенизированном анатазе): а — прозрачный шлиф с-724, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²;
- VI — гранит грейзенизированный (уран сосредоточивается в аксессуарных минералах): а — прозрачный шлиф с-2, увел. 4×10^3 , без анализатора; б — радиография, нейтронный поток $1,2 \cdot 10^{12}$ н/см²

Дальнейшая эволюция процессов, связанная с преобразованием порфировидных биотитсодержащих гранитов PZ₂, определялась регрессивным характером в отношении многих порообразующих минералов, в том числе биотита (основного концентратора урана). На фоне прогрессирующего нарастания калиевой специализации происходит вынос Fe, уменьшение количества биотита, граниты становятся более лейкократовыми. Устанавливается падение радиоактивных свойств гранитоидов и уменьшение уровней концентраций урана с 8-10 до 2,4 г/т, а тория — с 17 до 7,4 г/т (см. табл. 5). При этом относительная доля легкомигрантного урана возрастает. Распределение урана в породах становится неравномерным, более концентрированным, вплоть до образования торийсодержащего уранинита с резко дифференцированным распределением. Сходная тенденция

Параметры распределения урана и тория в метаморфических породах, гранитоидах и высокотемпературных метасоматитах (Наумов Г.Б., 1985)

Породы	Место взятия проб*	Кол-во проб	Уран			Кол-во проб	Торий			Th/U
			X	G	V		X	G	V	
Метаморфические зеленосланцевой фации	11	18	3,7	2,0	54	17	17,7	9,0	51	4,9
Амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы	I	5	21	0,65	31	6	4,0	1,3	32,5	1,9
	II	5	1,5	1,1	73,3	5	5,2	5,2	100,0	2,3
	III	10	1,9	0,93	49	10	4,5	3,8	84,4	2,0
Слюдяно-кварц-полевошпатовые гнейсы и кристаллические сланцы	I	3	4,4	1,37	29,5	3	13,8	7,8	56,5	3,1
	II	10	2,6	0,8	30,8	9	23,5	12,1	51,5	9,0
	III	13	2,6	1,2	39,2	12	17,0	9,7	50,2	6,5
Гранитизированные метаморфиты и гранито-гнейсы	I	5	3,7	1,5	40,5	4	21,8	8,9	47,3	5,9
	II	16	4,9	2,3	47,0	15	21,3	14,1	63,5	4,1
	III	21	4,5	2,13	45,2	18	21,4	13,2	59,7	4,8
Биотитовые крупнозернистые порфировидные граниты	I	9	3,5	1,1	31,4	8	18,7	6,5	34,7	5,2
	II	19	3,7	1,5	40,5	18	22,5	9,5	42,2	6,4
	III	28	3,6	1,5	42,0	26	21,3	8,9	41,8	6,2
Лейкократовые граниты	I	7	2,6	0,7	26,9	7	19,6	3,2	16,2	7,5
	II	15	2,5	1,2	48,0	10	20,8	11,7	56,2	8,3
	III	22	2,5	1,1	44,0	17	20,3	6,8	36,2	8,1
Метасоматиты альбитовые	I	3	1,7	1,54	91,0	1	24,0			14,1
	II	4	2,6	0,55	21,0	3	17,4	11,5	66,1	6,7
	III	7	2,2	1,7	53,2	4	19,0	10,3	54,2	8,6
Метасоматиты альбитовые	I	6	7,4	8,7	118,0	2	14,8			2,0
	II	5	14,2	5,2	36,6	3	22,3	0,9	4,0	1,6
	III	11	10,5	8,1	77,1	5	19,3	4,9	25,0	1,8
Метасоматиты микроклиновые	I	2	1,8			1	18,0			10,0
	II	13	15,3	11,8	77,1	9	24,9	10,4	41,8	1,6
	III	15	13,5	11,9	88,1	10	24,2	10,0	41,3	1,8
Грейзены	I	7	11,2	4,7	42,0	4	16,8	2,0	12,0	1,5
	II	16	6,0	3,9	65,0	10	21,6	4,3	19,9	3,6
	III	23	7,1	5,0	73,0	14	21,2	7,5	35,0	3,0

*I - породы Стрельцовской кальдеры, включая породы фундамента; II - породы Урулунгуевского блока, исключая фундамент; III - породы Урулунгуевского блока в целом.

X - среднее арифметическое содержание (в г/т); G - стандартное среднее отклонение; V - коэффициент вариации (в %).

поведения в эволюционном ряду пород характерна также для редких щелочных элементов (Rb, Li, Cs), В, F, CO₂, Ti, Р и других, что выражается в отчетливом уменьшении концентраций этих элементов в пороодообразующих минералах лейкократовых гранитов (см. табл. 6); при этом отмечается закономерное увеличение K/Rb.

Как отмечалось выше, формирование лейкократовых средне-, мелкозернистых, а также аплитовидных и пегматоидных гранитов удинского комплекса PZ₂ проходило при сложном сочетании процессов кремнекалиевого метасоматоза, палингенеза и анатексиса. При калиевой направленности гранитизирующих и последующих преобразующих флюидов сохраняется тенденция снижения уровней концентраций в гранитах PZ₂ многих литофильных элементов, в том числе и радиоактивных (в г/т): U — с 6-7 до 2,4, Th — с 26 до 17-7,4. Для урана по данным трекового анализа и метода запаздывающих нейтронов (МЗН) это связано с замещением биотита хлоритом, мусковитом, кварцем, калишпатом. При этом характерно, что позднепалеозойские метасоматические меланократовые порфиробластовые граниты, насыщенные неассимилированными скиалитами биотит-амфи-

боловых гнейсов, отличаются повышенными содержаниями урана и тория. В измененных лейкократовых гранитах уменьшается количество акцессорных минералов-концентраторов урана (циркон, уранинит, ксенотим, ортит, монацит и др.). С уменьшением количества акцессориев, особенно циркона, снижается концентрация урана в породе, но повышается его содержание в апатите и магнетите. Наблюдаются коррозионные формы циркона, а апатит регенерируется. В лейкогранитах в микротрещинах и интерстициях урана распределено больше, чем в биотитовых гранитах.

В близлежащем к измененным лейкогранитам пространстве уран сорбируется слоистыми силикатами, окислами титана, железа, лейкоксенизированным сфеном, что подтверждается трековым анализом (см. рис. 58), в связи с чем наряду с низкими концентрациями урана в лейкократовых гранитах в отдельных локальных блоках фундамента Стрельцовской кальдеры установлены его высокие концентрации и неравномерное распределение — от 0,4-0,9 до 10,0 г/т и более.

Как отмечалось выше, после гранитообразования проявились пневматогидротермальные процессы — микроклинизация, альбитизация, грейзенизация. С микроклинизацией связано формирование пород, где калиевый полевой шпат представлен исключительно микроклином, характеризующимся максимально упорядоченной внутренней структурой. В связи с этим в микроклине происходят изменения его химического состава — в нем не содержатся микрокомпоненты Na, Ca, Sr, Ti, Mo, U, Th, F, а также происходит вынос элементов кристаллохимически тесно связанных с калием, Rb, Pb, Tl и др. При этом величина K/Rb в процессе замещения ортоклаза микроклином возрастает. Поэтому микроклины с максимально упорядоченной структурой отличаются низкой изоморфной емкостью в отношении большинства микрокомпонентов, что предопределяет падение их концентраций в микроклинизированных гранитах. В метасоматически измененных гранитоидах основной формой нахождения урана является локально-концентрированная. В микроклиновых метасоматитах до 80% всего урана сконцентрировано в виде урановых и ураносодержащих минералов и связано с окислами титана и железа (лейкоксен, гематит). В сопряженных зонах концентратором урана становится вновь образованный биотит. Уран в нем находится в виде собственных микровыделений.

Зоны микроклинизации сопровождаются ореолами ранней альбитизации, образующейся при замещении решетчатым микроклином плагиоклаза и темноцветных минералов. Участки интенсивной альбитизации выделяются резким уменьшением K/Na и концентраций F, B, Li, Rb, Cs, повышенным количеством акцессориев и увеличением локальной концентрации урана (до 24 г/т) и редкоземельных элементов с торием (до 0,35% вес.). Основными носителями являются: циркон, минералы редких земель, апатит, сфен, магнетит.

Проявленные в гранитоидах процессы кислотного выщелачивания (грейзенизации) сопровождаются привнесом F, B, Be, Rb, Cs и некоторых халькофильных элементов — Sn, Mo, Pb и др. Уран концентрируется в акцессорных минералах, а также образует собственные микрообособления. Происходит также дополнительное высвобождение из первичных минералов U, Th, которые переходят в миграционное состояние и концентрируются в благоприятных обстановках, образуя непромышленные скопления радиоактивной минерализации.

Таким образом, можно заключить, что в доактивизационный период (PR-PZ₂) гранитообразование в фундаменте СВТС, как и в целом регионе, проходило в результате не менее чем трехкратной глубокой метасоматической переработки пород субстрата под воздействием кремнещелочных флюидов калиевого ряда. Телескопирование нескольких этапов гранитизации и постгранитизационных преобразований в характеризуемом рудном блоке обусловило увеличение лейкократовости гранитов от ранних к поздним вплоть до образования лейкократовых субщелочных разновидностей. Уменьшением в породах биотита — основного концентратора урана и редкоземельных уран-, торийсодержащих минералов, объясняется наблюдающееся в СРП снижение от ранних меланократовых к поздним гранитоидам уровня содержаний U, Th, Ti, Mo, Pb, Be и летучих компонентов — F, B, CO₂, привнос которых в грейзеновый этап и в последующий гидротермальный, сформировавший урановорудные с молибденом, флюоритом концентрации. Накопление перечисленных элементов в околорудном пространстве происходило на тех участках, где со-

хранились или вновь образовались (при микроклинизации, альбитизации и грейзенизации) минералы-концентраторы.

В пределах СВТС устанавливается также высокая степень радиогеохимической дифференцированности гранитоидов и гранитизированных пород фундамента, обусловленная многократной перегруппировкой урана при воздействии разновозрастных метасоматических процессов (рис. 59). Характерно, что радиогеохимически дифференцированные породы контролируются глубинной Аргунской тектонической зоной, в пределах которой рудоконтролирующие разломы проявлены резко дискретным распределением урана при наличии локальных областей привноса и выноса. Ширина таких зон достигает сотен метров.

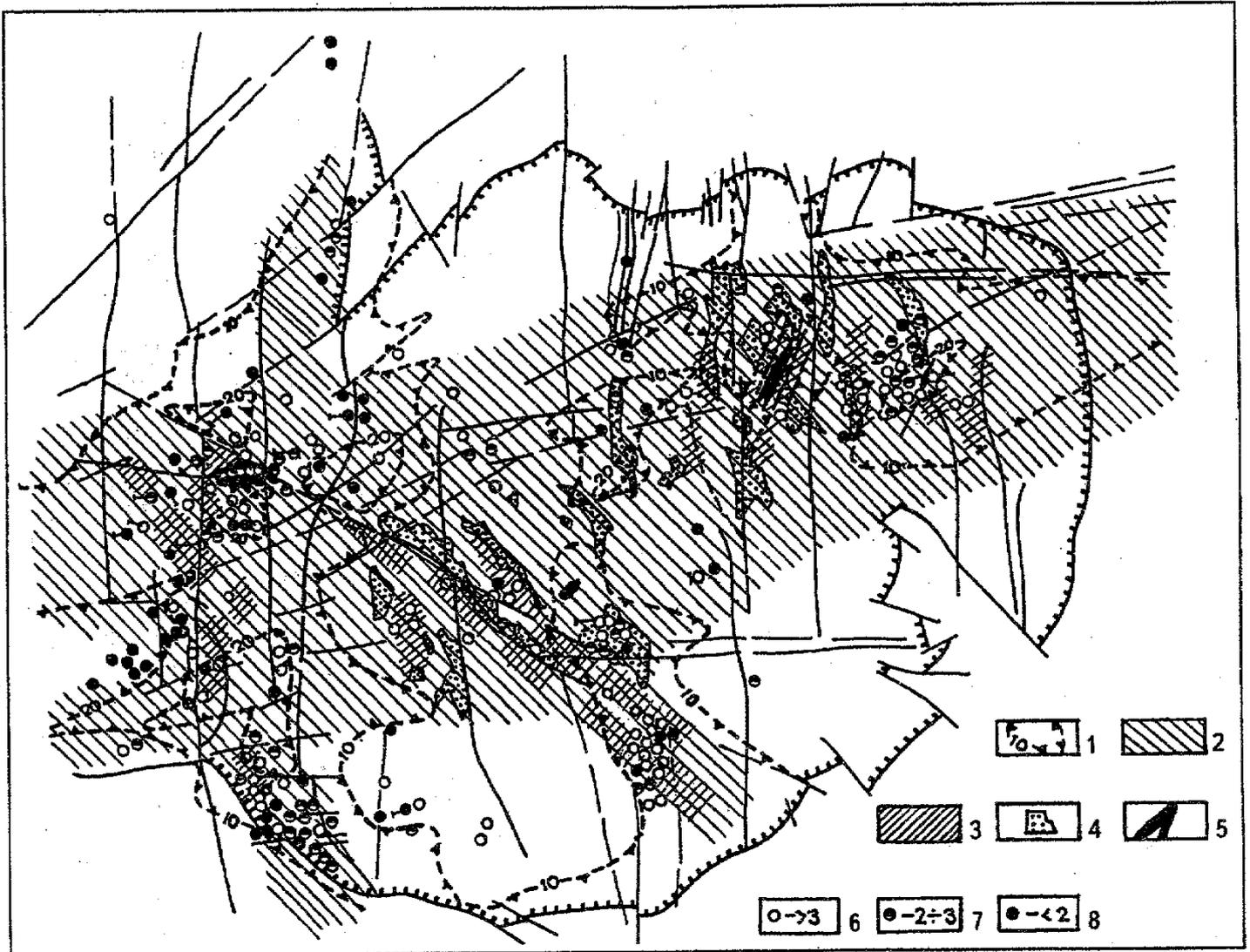


Рис. 59. Схема радиогеохимической дифференцированности фундамента Стрельцовой кальдеры (Составили Л.П.Ищукова, И.С.Модников, И.В.Сычев, Г.И.Кожевников)

1 — общее распределение валовых концентраций урана (г/т) до глубины -250 м; 2 — область максимальной радиогеохимической дифференцированности; 3 — зоны относительного дефицита урана; 4 — проекция рудных тел, локализованных в осадочно-вулканогенных породах, на кровлю фундамента; 5 — оруденение в породах фундамента; 6-8 — торий-урановое отношение, установленное по скважинам

Изучение радиогеохимических особенностей пород из других блоков Приаргуны показало, что породы субстрата, распространенные в пределах Кличкинского хребта и представленные преимущественно биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, в значительной степени гранитизированы и слабо преобразованы постгранитизационными процессами, в связи с чем характеризуются несколько повышенными содержаниями радиоактивных элементов U и Th при T/U равным 3,5 (см. табл. 5). Другие литофильные, в том числе анионогенные (F, B, CO₂), а также группа халькофильных эле-

ментов в породах субстрата, присутствуют в близкларковых или ниже кларковых значениях. Наблюдаемые в районе Кличкинского хребта процессы кислотного выщелачивания, представленные преимущественно кварц-топаз-мусковит-флюоритовыми грейзенами, по своей интенсивности развиты слабо. Гранитогнейсы, затронутые грейзенизацией, характеризуются неравномерным распределением радиоактивных элементов. Грейзены фтороносны, а бор в них практически отсутствует. С процессами грейзенизации увеличивается концентрация в гранитоидах (в к.к.): Mo до 3, Sn до 10, W до 10, а также Be и Li.

Относительно низкотемпературные процессы — серицитизация, аргиллизация, связанные с позднемезозойской тектономагматической активизацией, развиты слабо. В гранитогнейсах и породах субстрата четко устанавливается понижение концентраций урана, тория, свинца и многих других литофильных и халькофильных элементов. Бор здесь преобладает над фтором. Содержание бора увеличивается до 3-4 кларков.

Таким образом, восточная и юго-восточная части Кличкинского хребта характеризуются относительно невысокими содержаниями урана, которые повышаются лишь в местах проявления постгранитизационных пневматогидротермальных преобразований — калишпатизации, микроклинизации, альбитизации и грейзенизации. Четко выраженной геохимической специализации в слабо измененных породах не устанавливается, если не учитывать тенденцию повышения концентраций в них редкоземельной группы элементов. Среди анионогенных компонентов резко преобладает F над B. Последний содержится в нижекларковых концентрациях. Важно при этом отметить, что общий уровень летучих (в том числе и углекислоты) относительно низок, что в значительной мере не способствует активной миграции и концентрации большей части микрокомпонентов. Напротив, с проявлением пневматогидротермальных процессов активность элементов (преимущественно литофильных) усиливается, происходит заметный привнос Mo, Be, F, W, Sn и других элементов с явным преобладанием Sn, W, Be.

В пределах Цаган-Олуевского массива, находящегося в другой структурно-формационной зоне, гранитогнейсы по данным силикатного анализа пересыщены кварцем, обладают большой суммарной щелочностью при резком преобладании калия над натрием и незначительными содержаниями железа при обедненности кальцием и магнием; можно предположить, что данная порода является результатом развития кремнещелочного (калиевого) процесса, приведшего к формированию гранитоидов с текстурно-структурными признаками и реликтами первичного материала, отвечающего изначально среднему составу.

Наиболее ранние образования — биотит-роговообманковые гнейсовидные диориты, гранодиориты, образовавшиеся в связи с гранитизацией гнейсов, характеризуются повышенными концентрациями радиоактивных элементов U и Th при величине Th/U 2-3. Здесь повышенные содержания U связаны главным образом с обилием радиоактивных минералов в роговых обманках. Анионогенные компоненты F, B, CO₂ в гнейсовидных гранитоидах содержатся в нижекларковых значениях, во многом предопределяя поведение литофильных и халькофильных элементов. Для последних характерны близкларковые содержания.

Формирование гранитогнейсов сопровождается снижением содержаний U до величины одного кларка и увеличением Th, что приводит к увеличению Th/U до 7 и выше. Уровни концентраций F, B, CO₂ преимущественно близки к кларку. С повышением потенциала K закономерно возрастают содержания лишь Pb и Rb, а K/Rb уменьшается до 250. Все другие макро- и микрокомпоненты присутствуют в близкларковых значениях.

Наблюдаемая интенсивная калишпатизация в гранитогнейсах приводит к резкому возрастанию Tn и Th/U, а также к повышению содержаний Pb, Rb, которые кристаллохимически тесно связаны с K. При этом K/Rb понижается до величины 150, а летучие компоненты F, B, CO₂ практически отсутствуют. В таком режиме масса микроэлементов малоподвижна и находится в близ- или нижекларковых значениях.

Вышеизложенное свидетельствует, что гранитоиды Цаган-Олуевского массива по уровням концентраций большинства микроэлементов, а также активности анионогенных компонентов не проявляют какой-либо четко выраженной радиогеохимической и геохимической специализации; отсутствие F, B, CO₂ указывает на очень слабо дифференцированный и обедненный летучими компонентами глубинный магматический очаг.

Таким образом, приведенные данные показывают, что с процессами региональной гранитизации не наблюдается заметного повышения содержания радиоактивных элементов, но происходит перераспределение их концентрации. Существенное повышение концентраций U и Th наблюдается в гранитоидах (так же, как и в эффузивах) только в околорудном пространстве СРП. За пределами СРП радиогеохимическая специализация отмечается лишь там, где проявлены постгранитизационные процессы и рудоформирующие гидротермы. Эти данные могут свидетельствовать о том, что формирование радиогеохимически специализированных блоков среди гранитоидов связано в большей мере не с процессами гранитообразования (как считают И.С.Модников, И.В.Сычев, Г.Б.Наумов), а с наложенными позднемезозойскими пневмато-гидротермальными и ураноносными гидротермальными растворами.

Максимальная радиогеохимическая специализация гранитоидов фундамента рассматриваемого района характерна для локальных блоков земной коры, где происходит телескопирование в ограниченном пространстве гранитообразующих доактивизационных процессов Si-K направленности, а также более поздних активизационных — пневмато-гидротермальных (микроклинизации, альбитизации, грейзенизации), гидротермально-метасоматических (аргиллизации, альбитизации и др.) и рудообразующих процессов.

Строение фундамента Стрельцовой кальдеры

Строение фундамента Стрельцовой вулканотектонической кальдеры гетерогенное и обусловлено рядом геологических событий как доактивизационного, так и периода позднемезозойской активизации. Наиболее важными из них являются процессы пликативной тектоники, становления гранитогнейсовых куполов и связанных с ними гранитизации и динамометаморфизма.

В общих структурах Южного Приаргуны Стрельцовская вулканотектоническая кальдера расположена на северо-западном склоне в юго-западной части Аргунского локального купольного поднятия протерозой-палеозойских пород. Северо-восточное простираие антиклинального сооружения осложнено изгибом, в пределах которого образовались мелкие купольные поднятия более высоких порядков, имеющие изометричную форму и размеры от 1 до 4 км в диаметре. В центральной и юго-восточной частях фундамента кальдеры реставрируется ядро локального купольного поднятия, сложенное гранитоидами, а в северо-западной части преобладают метаморфические породы, слагающие крыло антиклинальной складки. Здесь выявляются мелкие купола более высоких порядков, центральные части которых интенсивно гранитизированы. Наиболее крупный из них обнажен на современном эрозионном срезе в западной части Стрельцовой кальдеры. Ядро этого купола сложено палеозойскими метасоматическими гранитоидами, а в северном крыле сохранились крупные ксенолиты до 2 км в длину раннепротерозойских метаморфизованных и гранитизированных терригенно-карбонатных пород, являющихся рудовмещающими на Аргунском месторождении. В сводовой части этой купольной структуры метаморфические породы имеют близгоризонтальное залегание с пологим (менее 20°) падением на север. Севернее, на участке Аргунского месторождения, где метаморфические породы образуют флексуру высотой более 1000 м, доломиты, сланцы и амфиболиты имеют крутое (до 70°) падение на север, а в изгибе складки — на восток.

В этом тектонически ослабленном пликативными дислокациями узле в период позднемезозойской активизации образовались разнонаправленные разрывные нарушения и возник вулканический аппарат, сложенный жерловыми фациями кислых вулканитов.

На участке Дальнего месторождения в фундаменте кальдеры воссоздается по данным бурения скважин антиклинальная складка высокого порядка, вытянутая в северо-восточном близмеридиональном направлении. Ядро складки интенсивно гранитизировано и сложено раннепалеозойскими метасоматическими крупнозернистыми порфиробластовыми гнейсовидными гранитами и диоритоподобными породами. На крыльях вскрываются метаморфические породы, представленные меланократовыми гнейсами, амфибо-

литами, метабазами, имеющими крутые (более 70°) углы падения гнейсовидности на северо-запад и восток-юго-восток.

На границе Стрельцовской кальдеры и Урулюнгуевской впадины разделяющее их валобразное поднятие сложено верхними частями разреза метаморфических пород, образующих северо-западное крыло основной антиклинали.

В центральной части фундамента кальдеры намечается условная граница сложной конфигурации, но в целом субширотного северо-восточного (70°) простирания, к северо-западу от которой преобладают метаморфические породы, сохранившиеся в виде крупных ксенолитов и многочисленных мелких скиалитов среди гранитоидов ранних этапов гранитизации. К юго-востоку от нее в фундаменте преобладают полихронные граниты.

Сложное блоковое строение фундамента находит выражение и в физических полях, и, как изложено выше, по данным структурно-геофизических исследований разноплотностные блоки распространяются на значительную глубину.

Эта зона, разделяющая литологически неоднородные блоки фундамента, контролируется тектонически ослабленной Аргунской зоной, заложенной на стадии пликвативных дислокаций. Она проявлена разноамплитудными разломами в фундаменте и малоамплитудными разрывами и зонами трещиноватости в верхнем структурном этаже. Именно эта зона явилась областью максимального проявления всех последующих преобразующих процессов и основной рудоконтролирующей структурой, в пределах которой локализовались почти все месторождения.

Протерозой-палеозойские пликвативные и купольные структуры в результате позднемезозойской тектонической перестройки оказались разбитыми на блоки, испытывавшими дифференцированные перемещения по разломам, в связи с чем в палеорельефе фундамента устанавливаются валобразные эрозионно-тектонические выступы, имеющие важное рудоконтролирующее значение. Месторождения локализовались в верхнем структурном этаже над такими морфоструктурными выступами в фундаменте; при этом структурный план рудовмещающих элементов в фундаменте и в верхнем структурном этаже различный. Простирание выступов соответствует основным направлениям ограничивающих их разломов. Наиболее поднятые блоки обнажены и на современной поверхности среди вулканогенных пород.

Другой особенностью строения фундамента является наличие сильно опущенных блоков по сравнению с его общим уровнем. Абсолютные отметки кровли фундамента в них достигают более -200 м, что соответствует провалам их на 900 м и более. Такие блоки расположены вдоль глубинных разломов и их обрушение вызвано, по-видимому, опустошением наиболее газонасыщенных участков близповерхностной магматической камеры в процессе вулканизма.

Структурный план западной и восточной частей фундамента Стрельцовской кальдеры различный. Для западной части характерно телескопирование структурных элементов фундамента и осадочно-вулканогенного чехла, в связи с чем основные разломы являются сквозными, выходящими на дневную поверхность, в отличие от восточной части, где многие тектонические нарушения фундамента имеют иную ориентировку по сравнению с чехлом и "заэкранированы" пологими нарушениями, развившимися по контакту фундамента и чехла.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Геологический разрез

Осадочные и вулканогенные образования верхнего структурного этажа, выполняющие Тулукуевскую впадину и возникшую в ее восточной части Стрельцовскую кальдеру, представлены двумя свитами — приаргунской J₃ и тургинской K₁ (рис. 60). Разрезы свит сопоставимы и уверенно коррелируются с разрезами осадочно-вулканогенных пород, выполняющих другие впадины Южного Приаргуны. На большей части площади приаргунская и тургинская свиты сложены стратифицированными пологозалегающими покровами

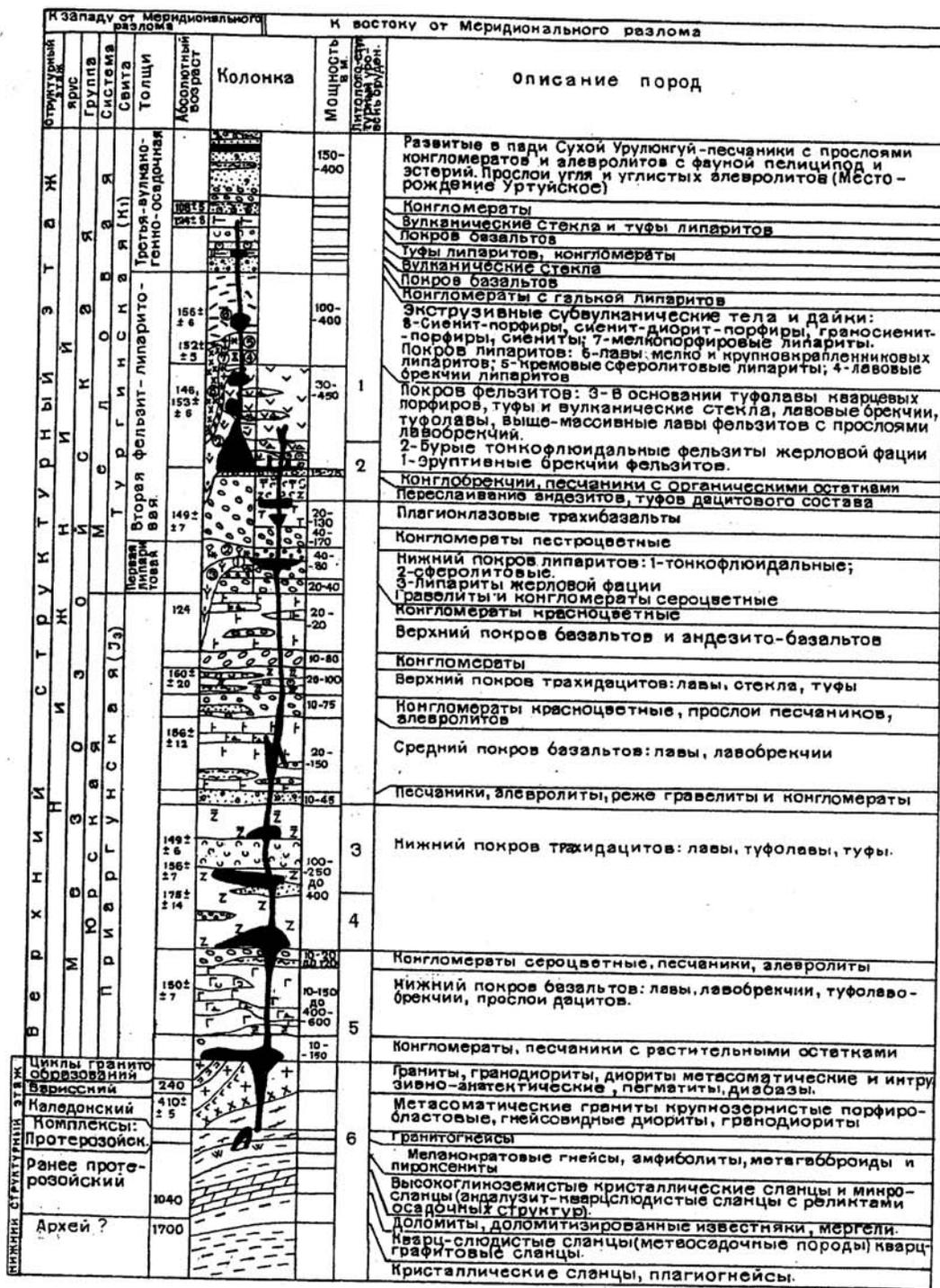


Рис. 60. Стратиграфическая колонка Стрельцовской кальдеры

Химический состав базальтов Стрельцовской кальдеры

Номер пробы*	Окислы													п.п.п.	Σ
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	SO ₃		
19	52,72	2,20	16,05	5,58	1,72	0,17	2,04	8,34	1,80	3,93	0,52	-	Нет	5,37	100,44
20	48,73	2,40	16,39	3,28	6,25	0,20	2,86	6,44	3,22	2,31	0,53	-	Нет	7,80	99,93
23	52,85	2,08	17,71	5,27	4,16	0,12	1,18	5,88	4,34	2,38	0,67	-	Нет	3,04	99,68

*Порода и место отбора пробы: 19 - базальт (средний покров; восточная часть рудного поля); 20 - базальт (нижний покров; С-192 (325,4-327,4)); 23 - плагиоклазовый трахибазальт; С-192 (59,6-60,7).

ных полос. Ближе к средней части покров сложен нефлюидальными массивными трахидацитами. Средняя часть покров представлена маломощным (до 50 м), но выдержанным по простиранию горизонтом туфов, игнимбритов с прослоями алевролитов и туфолов; местами два горизонта туфов разделены маломощным потоком пологофлюидальных лав. Верхняя часть покров трахидацитов сложена пологофлюидальными лавами. Общая мощность покров составляет 100-400 м.

Верхний покров трахидацитов представлен грубополосчатыми лавами, насыщенными линзами трахиандезитового состава; размер линз по мощности изменяется от 0,5 до 30 см, протяженность — от 5 до нескольких десятков метров. Лавы трахидацитов насыщены обломками пород.

Неизменные трахидациты имеют буровато-серый цвет, состоят из слабо поляризирующего стекла, в котором выделяются полосы, раскристаллизованные до криптозернистой или радиально-лучистой, нередко микропиклитовой кварц-кальципатовой массы, и значительного количества вкрапленников зонального плагиоклаза-андезина № 45-47 и опациitized биотита. В породе присутствуют обломки пород. Аксессуары минералы — апатит, циркон, рудные минералы, сфен.

Среди гидротермально измененных лито- и витрокристаллокластических туфов выделяется горизонт "очковых" туфов, характеризующихся темно-зелеными стяжениями округлой формы гидрослюд и хлорита вокруг обломков, пород и минералов.

Породы трахидацитового покров повсеместно изменены и приобретают сиренево-серый, бурый, белый и розовато-белый цвет, обусловленный пелитизацией, альбитизацией, гидрослюдизацией, карбонатизацией и гематитизацией.

Таблица 9

Химический состав трахидацитов Стрельцовской кальдеры

Номер пробы*	Окислы													п.п.п.	Σ
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃		
16	65,14	0,96	15,13	1,51	3,23	0,07	0,66	1,24	3,91	5,28	0,32	-	Нет	2,54	99,99
17	64,96	0,96	15,30	2,7	1,94	0,07	0,62	1,34	3,67	5,20	0,27	-	Сл.	2,86	99,98
18	68,23	1,00	15,50	1,03	3,09	0,01	0,42	0,40	3,33	5,28	0,25	-	Сл.	1,84	100,38
63	67,22	0,28	16,42	2,88	0,72	0,01	0,51	1,90	3,66	4,76	0,11	-	Сл.	1,86	100,33
35	66,71	0,58	17,69	2,31	0,50	0,01	0,40	0,44	4,31	5,44	0,11	-	Нет	1,85	100,35
26	69,96	0,52	14,91	1,91	1,28	0,03	0,44	1,46	2,38	5,37	0,09	-	Нет	1,47	99,82

*Порода и место отбора пробы: 16 - трахидацит (нижний покров; С-216 (345,8-346,4 м)); 17 - трахидацит (нижний покров; С-216 (361,0-263,5 м)); 18 - трахидацит (нижний покров; С-216 (279,0-280,8 м)); 63 - трахидацит (нижний покров; С-316 (477,5 м)); 35 - трахидацит (верхний покров; северо-восточная часть рудного поля); 26 - трахидацит (верхний покров; западная часть рудного поля).

Химический состав наименее измененных трахидацитов (табл. 9) свидетельствует о высоком содержании щелочей, что частично обусловлено аргиллизацией пород.

Покровы базальтов и трахидацитов характеризуются максимальной мощностью в пределах Аргунской тектонически-ослабленной зоны, вдоль которой на каждом литоло-

эффузивов и невыдержанными горизонтами осадочных и туфогенных пород, составляющих 10% от общего объема; мощность горизонтов — от 5 до 160 м, мощность покровов — от 100 до 400 м; общая мощность разреза — от 200 до 1200 м и более. Мощность покровов эффузивов нередко зависит от наличия эрозионно-тектонических палеодолин в подстилающих породах. В составе тургинской свиты распространены субвулканические экстрезивные тела. Породы имеют моноклиналиное падение на юг и юго-запад под углами 5-15°, а на склонах палеодолин — до 45°; в приобортовых частях кальдеры, в связи с ее проседанием по многочисленным параллельным микробросам, создается видимость прогибания и крутого падения (60°) покрова фельзитов (рис. 61).

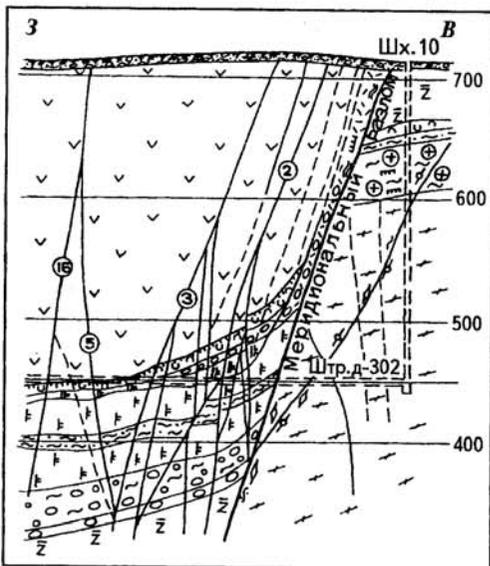


Рис. 61. Геологический разрез по линии 327 Северного участка Стрельцовской кальдеры (условные обозначения см. на рис. 12)

Разрез приаргунской свиты начинается горизонтом базальных крупнообломочных конгломератов, залегающих повсеместно в Стрельцовской кальдере на породах фундамента или на структурном элювии. Выше конгломератов расположена пачка маломощных горизонтов осадочных и туфогенных пород, среди которых на некоторых участках присутствуют невыдержанные небольшой мощности туфолоавобрекчии базальтов и дацитов. Мощность этой пачки туфогенно-осадочных пород и базальных конгломератов изменяется от 20 до 200 м, достигая максимальных значений в эрозионно-тектонических палеодолинах, прослеживающихся в фундаменте.

Выше, в разрезе приаргунской свиты, выделяется три покров базальтов, перемежающихся с двумя покровами трахидацитов и переслаивающихся маломощными горизонтами осадочных пород. Покровы сложены излившимися лавами с лавобрекчиями в основании и в кровле, туфогенными образованиями и нередко вулканическими стеклами в основании.

Нижний покров базальтов имеет неоднородное строение. Нижняя часть покров сложена массивными оливиновыми базальтами. В средней части распространены лавовые брекчии базальтов и миндалекаменные базальты.

Базальты характеризуются порфировой структурой; вкрапленники представлены лабрадором, моноклинным пироксеном, оливином, очень редко кварцем. Основная масса гиалопидитовой, долеритовой, пилотакситовой или интерсертальной структуры состоит из стекла, микролитов и лейст основного плагиоклаза (№ 58-64), моноклинного пироксена и насыщена мелкими зернами рудного минерала (титаномагнетита, магнетита); редко отмечаются зерна роговой обманки и чешуи биотита. Из аксессуарных минералов присутствует апатит.

Все породы в Стрельцовском рудном поле гидротермально изменены. Химический состав наименее измененных основных пород (табл. 8) показывает, что базальтовые лавы отличаются повышенной щелочностью (сумма щелочей 4,5-5,0%) и пониженной известковистостью по сравнению со средними типами по Дэли.

Наиболее выдержанный по площади нижний покров трахидацитов является рудовмещающим на многих месторождениях. Он обычно имеет трехчленное строение. В нижней части преобладают полосчато-флюидальные лавы, характеризующиеся изменчивой флюидальностью от пологой к крутопадающей, нередко плейчатой, вихреватой. Флюидальность подчеркивается наличием в стекловатой основной массе раскристаллизованных

гическом уровне образовывались выполненные конгломератами палеодолины, осевые части которых от нижних к верхним последовательно смешались с севера на юг.

Тургинская свита наиболее полно представлена в северной части Стрельцовой кальдеры. Характерной особенностью свиты является преобладание в ее разрезе эффузивов кислого состава, вулканические центры которых располагались непосредственно в западной части кальдеры. Магматическая камера по данным структурно-геофизических исследований находилась непосредственно под кальдерой на глубине 4-5 км. Образование кальдеры связано с обрушением пород в связи с оттоком газонасыщенных кислых лав из этого близповерхностного магматического очага.

В составе свиты выделяется три толщи (снизу вверх): первая — нижняя липаритовая, вторая — фельзит-липаритовая, третья — вулканогенно-осадочная с покровами липаритов и базальтов.

Разрез нижней толщи начинается осадочными породами, выполняющими палеодолины в центральной и северной частях кальдеры. Они представлены в основании пачки красноцветными конгломератами и конглобрекчиями, в средней части — сероцветными гравелитами и конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов, в верхней — пестроцветными конгломератами с прослоями туфолов трахидацитов. Мощность осадочных пород 20-200 м. Характерно, что в этой пачке осадков отсутствует туфогенный материал, что указывает на длительный перерыв вулканической деятельности. Лишь в самом верхнем горизонте конгломератов присутствует галька сферолитовых липаритов, распространяющаяся и знаменующая проявление вулканизма в юго-западной части кальдеры.

В верхней части первой толщи в восточной части кальдеры среди конгломератов распространены покровы плагиоклазовых трахибазальтов и горизонты туфов и вулканических стекол. Трахибазальты характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники представлены крупными таблицами лабрадора, менее моноклинным пироксеном. В пилотакситовой, участками трахитоидной и долеритовой основной массе, насыщенной лейстами основного плагиоклаза, выделяются зерна пироксена, опациitized биотита, апатита и титаномagnetита, а также присутствуют новообразованные калишпат, альбит и кварц.

По химическому составу плагиоклазовые трахибазальты приближаются к средним типам по Дэли кварцевых базальтов, авгитовых андезитов и кератофиров. Они характеризуются повышенной щелочностью и избытком натрия над калием (см. табл. 8).

Вторая толща сформировалась после значительного перерыва, в течение которого образовались повсеместно распространенные конгломераты, содержащие гальку ниже лежащих трахибазальтов и липаритов и обогащенные углефицированным растительным детритом и стволами деревьев. В составе толщи выделяются фельзиты и липариты, образующие покровы мощностью до 400-450 м, и разделяющие их горизонты осадочных пород. Покровы занимают значительные площади; текучесть кислых лав была вызвана их высокой газонасыщенностью, чем объясняется пористость пород. В западной части кальдеры развиты жерловые фации кислых вулкаников и экструзивные дайкообразные тела, представляющие собой корневые части покровов; при этом откартированы места перехода корневых частей в соответствующие им покровы. Среди осадочных пород на участке месторождений Дальнего и Тулукуевского установлены маломощные прослои каменного угля. Покровы кислых вулкаников имеют сложное строение: в их основании обычно залегают вулканические стекла или стекловатые лавовые брекчии. В подошве покрова фельзитов залегают пузыристые туфоловобрекчии кварцевых порфиров, а на них шаровые лавы; в центре шаров иногда находятся пустоты, выполненные халцедоном, кальцитом и флюоритом.

Фельзиты, слагающие покров, характеризуются столбчатой отдельностью внизу, сменяющейся плитчатой в средней и верхней частях. Текстура фельзитов массивная или флюидальная; флюидальность подчеркивается вытянутыми линзами более раскристаллизованной основной массы, равномерно распределенными в микрофельзитовой массе. В тонкополосчатых фельзитах жерловых фаций наблюдается чередование полос микрофельзитовой и радиально-лучистой структуры.

В основной массе кварц-калишпатового состава содержатся редкие вкрапленники кварца и калишпата и единичные зерна аксессуарных минералов — циркона, апатита, турмалина. Многочисленные уплощенные пустоты выполнены друзовым кварцем, адуляром, иногда аметистом.

Лавовые брекчии фельзитов жерловой фации состоят из обломков фельзитов, сцементированных таким же фельзитом.

По химическому составу (табл. 10) фельзиты отличаются от средних составов по Дэли перенасыщенностью щелочами с преобладанием калия над натрием и избытком кремнезема.

Таблица 10

Химический состав риолитов Стрельцовой кальдеры

Номер пробы*	Оксиды														Σ
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	п.п.п	
33	79,25	0,04	10,73	0,32	0,82	0,01	0,18	0,12	2,42	4,70	Сл.	-	Нет	1,15	100,14
43	76,36	0,12	12,74	0,41	1,36	0,03	0,50	0,12	3,70	4,71	0,05	-	-	0,65	100,75
30	76,67	0,04	11,72	1,12	0,72	0,12	0,26	0,22	2,24	5,68	Сл.	-	-	1,00	99,79
28	75,13	0,04	12,52	1,35	1,22	0,03	0,24	0,40	3,81	5,00	Сл.	-	-	0,65	100,39
42	75,66	0,16	12,98	0,52	0,43	0,02	0,58	0,28	2,04	5,16	0,05	-	-	2,28	100,16
52	75,29	0,12	13,19	0,64	1,01	0,12	0,56	0,22	4,30	4,70	0,09	-	-	0,27	100,47
53	63,83	0,72	16,33	2,70	1,44	0,06	2,02	1,96	4,84	5,90	0,03	-	-	0,58	100,41

*Порода и место отбора пробы: 33 - сферолитовый липарит (юго-западная часть рудного поля); 43 - стекловатый тонкофлюидальный липарит (юго-западная часть рудного поля); 30 - вулканическое стекло фельзита (восточная часть рудного поля); 28 - фельзит (восточная часть рудного поля); 42 - мелкопорфировый липарит (юго-западная часть рудного поля); 52 - полосчато-флюидальный мелкопорфировый липарит (западная часть рудного поля); 53 - сиенит-порфир (юго-восточная часть рудного поля).

Липариты характеризуются разнообразием текстурно-структурных особенностей. Структура пород порфировая. Покровы сложены мелкопорфировыми липаритами, отличающимися флюидально-брекчиевой текстурой, обусловленной обтеканием стекловатой лавой угловатых равномерно субпараллельно расположенных обломков раскристаллизованных липаритов. Количество вкрапленников варьирует от 5-10 до 40-50%. Вкрапленники представлены санидином, кварцем, олигоклазом, реже биотитом.

Сферолитовые липариты, образующие покров на Юго-Западном участке кальдеры в составе нижней толщи, отличаются наличием в микрофельзитовой основной массе обособлений сферолитового радиально-лучистого агрегата калишпата вокруг вкрапленников кварца. Корневые части этого покрова сложены кругопадающими дайкообразными телами стекловатых тонкофлюидальных и тонкополосчатых липаритов, в составе вкрапленников которых преобладает кварц (до 70%) и санидин. Полосчатая текстура обусловлена чередованием полосок, в разной степени раскристаллизованных.

Корневые части покровов липаритов второй толщи представлены мелкопорошкато-кристаллизованными липаритами, образующими дайкообразные с апофизами тела, центральные части которых нередко сложены граносиенит-порфирами и сиенит-порфирами.

Химический состав пород липаритового комплекса (см. табл. 10) соответствует средним типам липаритов, риолитов, кварцевых порфиров, граносиенит-порфиров по Дэли и отличается избытком кремнекислоты, глинозема и щелочей.

Третья толща получила распространение в северной части кальдеры и в примыкающей части Урулонгуйской впадины. Внизу разреза толщи имеет место переслаивание осадочных и туфогенных пород с маломощными покровами липаритов, кислых вулканических стекол туфов и с покровами базальтов, имеющих мощность от 30-50 до 200 м. Излияние базальтов происходило по разломам Урулонгуйской зоны. Один из вулканических аппаратов базальтового состава вскрыт горными выработками на месторождении Дальнем (см. рис. 194). Наиболее поздние базальты отличаются высокой агатонностью, что характерно в целом для Южного Приаргуны. Базальты характеризуются массивным

и пузыристым сложением, афанитовой гиалопилитовой или интерсертальной структурой основной массы. Гиалобазальты состоят из бурого стекла, содержащего многочисленные лейсты плагиоклаза, зерна авгита и рудных минералов. Базальты обладают повышенной титанистостью, железистостью и щелочностью, низкой магнезиальностью и повышенной кислотностью. Миндалекаменные базальты содержат большое количество пустот, большей частью выполненных халцедоном, зеленым хлоритом, друзовидным кварцем с кальцитом.

Верхняя часть третьей толщи наибольшее развитие получила в Урулюнгуевской впадине, где она представлена песчаниками с прослоями конгломератов и нередко угленосных алевролитов с фауной пелеципод и эстэрий. В северном борту Урулюнгуевской впадины в этих отложениях сформировались пласты угля мощностью до 80 м (Уртуйское угольное месторождение). Установлены постепенные фациальные переходы по латерали осадочно-туфогенных горизонтов, развитых в Стрельцовской кальдере, в осадочные — в Урулюнгуевской впадине.

Разрез осадочно-вулканогенных пород сохраняет стратиграфическую последовательность на всей площади Тулукуевской впадины, но характеризуется некоторыми различиями состава в отдельных ее блоках.

Выделяется четыре литолого-структурных блока, различающиеся рудонасыщенностью.

Первый — Восточный блок, ограниченный на западе Меридиональным разломом, представляет собой восточную часть Стрельцовской кальдеры, в пределах которой развиты исключительно стратифицированные покровы эффузивов и горизонты туфогенных и осадочных пород. В этом блоке находится подавляющая часть месторождений урана, локализованных в слоистой толще, и крупное месторождение Антей в фундаменте. Высокой концентрации руд способствовали весьма благоприятные литолого-структурные условия, к которым относятся зоны крутопадающей трещиноватости, возникшие в покровах эффузивов, заэкрайрированные горизонты туфов; слабое развитие сквозных крутопадающих разломов усилили экранирующий эффект.

Второй блок находится западнее Меридионального разлома. С юго-запада он ограничен Западно-Тулукуевским кальдерным разломом. В его пределах образовались вулканические аппараты и среди слагающих его пород преобладают эффузивы жерловых фаций. Находясь в области пересечения зон глубинных разломов, этот блок характеризовался интенсивной тектонической нарушенностью и в связи с этим — высокой проницаемостью для гидротермальных растворов, а также слабым развитием экранирующих поверхностей. Этим объясняются мелкие масштабы месторождений, локализованных здесь в породах жерловых фаций. Крупное Аргунское месторождение образовалось в фундаменте под экранирующими амфиболитами и гранитогнейсами. В северо-западной части находится вулканический аппарат кислых эффузивов, вблизи которого имеются мелкие проявления урана как в жерловых фациях липаритов, так и в породах фундамента. Второй блок является Западным блоком Стрельцовской кальдеры (или Центральным блоком Тулукуевской впадины).

Третий блок находится в западной части Тулукуевской впадины (ее Западный блок) к западу от Стрельцовской кальдеры и ограничен Западно-Тулукуевским кальдерным и Чиндачинским разломами; он сложен мощными покровами базальтов, менее — дацитами приаргунской свиты.

Четвертый — Северный блок Стрельцовской кальдеры (и Тулукуевской впадины) — отделен от ее основной части и на севере от Урулюнгуевской впадины валобразными выступами в фундаменте северо-восточного субширотного простирания, соответствующего простиранию разломов. Он отличается меньшей мощностью покровов эффузивов, постепенным выклиниванием их в направлении Урулюнгуевской впадины и увеличением мощности осадочных и осадочно-туфогенных пород. В целом стратифицированный разрез этого блока, характеризующийся частым переслаиванием маломощных покровов эффузивов, туфогенных и осадочных пород, явился не благоприятным для рудоотложения. Локализованные здесь месторождения урана Дальнее и Безречное имеют небольшие масштабы; рудные залежи образовались только на верхнем литолого-структурном уровне под экранирующими покровами кислых эффузивов.

С целью определения возраста пород, слагающих Тулукуевскую впадину, был выполнен значительный объем аналитических исследований в лабораториях ИГЕМ АН СССР и ВСЕГЕИ, результаты которых весьма противоречивы (см. табл.1).

Возраст пород приаргунской свиты определен как верхнеюрский на основании сопоставления фаунистически охарактеризованных разрезов. Абсолютный возраст базальтов, трахидацитов, определенных калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, колеблется от 168 до 146 млн лет. Изохронным Rb-Sr датированием дацитов приаргунской свиты получен возраст 136 ± 10 млн лет [91ф, 92ф].

Тургинская свита формировалась в нижнем мелу, о чем свидетельствуют радиологические определения возраста (135-110 млн лет) и определения фауны (по данным Л.Н.Якобсон, ВСЕГЕИ). Rb-Sr исследования [91ф, 92ф] показывают время формирования тургинской свиты 128 ± 3 млн лет.

Радиогеохимическая и геохимическая характеристика вулканогенных пород Стрельцовской кальдеры

Из радиогеохимической и геохимической характеристики пород (табл. 11) следует: относительные содержания урана (отношение средних содержаний урана к их кларкам) в целом возрастают от кислых пород к основным, что свидетельствует об урановой специализации глубинных магматических очагов;

содержания урана в кислых эффузивах уменьшаются от продуктов излияния начальных стадий к конечным;

торий-урановое отношение для большей части пород менее 3;

вулканогенные породы кислого состава обогащены ($> 1,3$ кларка) Mo, Zr, Nb, Sn, Y, Be, Li, Rb и обеднены Co, Ti, V;

в трахидацитах в повышенных содержаниях ($> 1,3$ кларка) отмечаются Mo, Zr, Pb, Be, Rb, в пониженных количествах ($< 0,7$ кларка) — V, Ti, Ni, Cu, Sr;

в базальтах нижнего и среднего покровов в повышенных концентрациях ($> 1,3$ кларка) отмечаются Zr, Pb, Y, Be, Li, Cs, в пониженных содержаниях ($< 0,7$ кларка) — Ni, V, Ti, Cu; никель-кобальтовое отношение для нижнего покрова базальтов равно 1,5, для среднего — 5,4; такие высокие отношения указывают на большую глубинность их происхождения;

элементы, концентрирующиеся в рудных телах (Mo, Pb, Be), образуют повышенные содержания в слабо измененных вмещающих породах; по данным Г.А.Шаткова (ВСЕГЕИ), в породах отмечаются повышенные содержания фтора и хлора.

Проявление базальтового магматизма с вышекларковыми концентрациями многих сидерофильных и халькофильных элементов, а также фтора допускает предположение о мантийном происхождении базальтового расплава. Из табл. 5 следует, что содержание радиоактивных элементов в базальтах Стрельцовской кальдеры мало отличается от средних содержаний радиоактивных элементов в породах такого же состава других районов Приаргунья. Повышенными содержаниями урана до 5,2 г/т выделяются плагиоклазовые трахибазальты.

Магматические продукты из близповерхностного магматического очага характеризуются высокой газонасыщенностью, обогащены литофильными и редкими элементами (Li, Rb, Cs, Nb, Be), а также отличаются высокими содержаниями урана и тория. Содержание урана в породах риолитового комплекса (фельзиты, липариты) составляет 7-8 г/т, а в вулканических стеклах достигает 20 г/т; содержание тория 40-50 г/т. В остаточных наиболее поздних магматических продуктах, выдавленных по разломам в процессе обрушения кровли и образования кальдеры после излияния кислых лав в субвулканических экструзивных липаритах, граносиенит-порфирах, концентрации урана и тория понижаются соответственно до 4,3 и 19 г/т.

Радиогеохимическая и геохимическая характеристика вулканогенных пород Стрельцовского рудного поля, относительно мало измененных
(данные ГРЭ-324, Г.И.Кожевников)

Таблица 1

Название пород и место взятия проб	Количество проб	Среднее содержание элементов (x = n * 10 ⁻³ %)	Элементы																																
			U * 10 ⁻⁴ %	Th * 10 ⁻⁴ %	Th/U	Mn	Na	Co	V	Cr	Mo	Ti	Zr	Nb	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	La	Y	Be	Sc	Ba * 10 ⁻²	Sr * 10 ⁻²	K ₂ O%	Na ₂ O%	P	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O				
Мелкокрапленниковые сиенит-порфиры (скв.8800, 8346, 7413, 8347, 8803)	59	X	12,6	18,9	1,5																														
		X	4,2	1,4																															
		Кларк Кларк	3,0	13,0		85,0			0,57 5,7 0,1	5,98 2,0 3,0		0,3 5,0 0,06	491,5 1,4 350,0	62,0 1,6 50,0	3,1 0,9 3,5	0,7 1,4 0,5	5,1 4,2 1,2	16,9 1,3 13,0	0,4 1 X * 10 ⁻⁴		3,0	6,8 1,0 7,0	6,8 3,4 2,0	0,8 8,0 0,1	0,97 3,2 0,3	2,28 0,1 16,0	3,5 1,7 2,0	4,8	1,5		12,36 2,1	24,5 2,03	3,34 52,5		
Мелкокрапленниковые липариты экструзивные (скв.8364)	20	X	21,3	54,3	2,5	202,1	0,87	0,13																											
		Кларк	6,1	3,0		3,4	1,1	0,3		0,36 3,6	116,4 0,51	46,3 2,4	9,2 4,6		5,8 2,9	18,9 3,15	0,56 1,9			5,8 0,97	8,9 2,6	1,3 2,4				3,6	0,3		15,3 1,8	29,8 1,4	<3				
Сферолитовые липариты (скв.8372, 8807, 8806)	58	X	15,9	59,9	3,8	45,2																													
		Кларк	4,5	3,3		0,7			0,48 4,8	103,2 0,45	31,8 1,6	7,2 3,6	0,8 0,4	6,7 3,3	10,8 1,8	0,5 1,7		3,3	5,7 0,95	7,9 2,3	0,7 1,3		1,8 0,2	2,8	4,9	1,2		18,66 2,2	52,6 2,4	3,19 6,0					
Стекловатые липариты (скв.8804)	21	X	20,6	54,3	2,6	69,6																													
		Кларк	5,9	3,0		0,99			0,26 2,6	98,1 0,43	34,4 1,7	8,0 4,0	1,1 0,56	7,3 3,6	18,8 3,1	0,5 1,7			5,0 0,8	9,0 2,6	1,2 2,2		2,8 0,3		4,2	0,4		33,0 3,8	41,89 1,9	3,28 6,2					
Мелкокрапленниковые липариты покровные (скв.8806, 8809, 8368, 8378)	36	X	21,2	45,4	2,1	77,6																													
		Кларк	6,1	2,5		1,3		0,16 0,3		0,28 2,8	136,9 0,6	43,9 2,2	7,2 3,6		4,7 2,35	15,3 2,5	0,5 1,7		2,9	6,3 1,05	6,5 1,9	0,6 1,1				5,5	1,8		12,87 1,5	46,1 2,1	3,32 6,3				
Фельзиты (скв.8733, 8732)	49	X	8,0	61,4	7,7	51,6	1,0																												
		X	2,3	3,4		0,86	1,2																												
		Кларк Кларк	3,5	18,0		60,0	0,8	0,5		0,30 3,0 0,1	101,2 0,44 230,0	41,6 2,1 20,0	9,6 4,8 2,0	1,0 0,5 2,0	4,1 2,05 2,0	4,5 0,75 6,0	0,9 3,0 0,3			6,2 1,03 6,0	3,4 1,6 0,55			8,3				13,1 1,5	43,9 2,0						
Трахидациты верхнего покрова (скв.8732, 8736)	10	X	11,9	31,8	2,7	77,0	1,4	0,82	4,6	3,0	0,28	470,0	58,0	3,2	2,1	5,2	8,5	0,37																	
		Кларк Кларк	6,6 1,8	4,5 7,0		0,6 120,0	0,2 5,5	0,8 1,0	0,5 10,0	0,6 5,0	3,1 0,09	0,6 800,0	2,2 26,0	1,6 2,0	0,6 3,5	3,5 1,5	1,2 7,2	1 0,3		2,8 2,0	6,3 5,5	5,1 4,0	0,6 0,18	0,9 0,25	6,2 6,5	5,3 8,0	4,7	3,9		5,0 1,2 2,0	25,57 2,3 10,0	4,57 8,6 0,5			
Средний покров базальтов (скв.7411, 7403, 8732, 8735)	25	X	7,3	5,8	0,8																														
		X	14,6	1,9																															
		Кларк Кларк	0,5	3,0		200	16,0	4,5	20,0	20,0	0,14	624,0 0,7 900	26,8 2,7 10	1,7 0,8 2,0	6,2 0,6 10,0	1,5 1,9 0,8	16,9 1,3 13,0	0,30 2,0 0,15		1,9 1,0 1,8	3,3 1,2 2,7	3,9 1,9 2,0	0,3 7,5 0,04	2,8 1,2 2,4			4,5 1,0 4,4	1,6	2,1	26,7	10,08 2,3 2,0	8,96 0,8 10,0	4,48 42,0 0,1		
Трахидациты, нижний покров (скв.8350, 8347, 9575, 8735, 8736)	44	X	10,4	86,7	2,6																														
		Кларк	5,8	3,8			1,8 0,3	0,8 0,8	5,8 0,6	10,2 2,0	0,13 1,4	427,30 .5	52,0 2,0	2,5 1,2	2,1 0,6	2,6 1,9	10,6 1,5	0,3 1		2,4 1,2	5,6 1,0	3,3 0,8	0,3 1,7	0,3 1,2	4,6 0,7	4,3 0,5	4,1	2,0		11,27 2,6	26,1 2,3				
Нижний покров базальтов (скв.8732)	36	X	7,3	7,0	0,9																														
		Кларк	14,6	2,3			8,3 0,5	5,4 1,2	12,4 0,6	13,3 0,7	0,12 0,8	577,8 0,6	26,7 2,7	1,5 0,7	3,1 0,3	1,9 3,4	13,1 1,0			2,6 1,4	3,6 1,3	3,9 1,9	0,29 7,2	1,8 0,7	2,4 0,8	6,02 1,4	1,8	3,2		6,33 1,5	9,4 0,9	3,76 35			

Особенности проявления мезозойского магматизма

Магматогенные породы, развитые среди метаморфических комплексов в фундаменте кальдеры, а также и слагающие верхний структурный этаж, отражают длительную эволюцию глубинных магматических очагов, находившихся непосредственно в этом блоке земли. Позднемезозойская активизация региона ознаменовалась мощным проявлением вулканизма, приведшего к излияниям на раннем этапе базальтов глубинного происхождения, позднее — дацитов и базальтов из внутрикоровых, риолитов — из близповерхностных очагов, и в завершающий этап вновь изливались подкоровые базальты.

Рассмотрение изотопно-геохимических и геохронологических характеристик вулканитов Стрельцовой кальдеры позволило [91ф, 92ф] заключить, что базальты приаргунской и тургинской свит, имеющие низкий, близкий к мантийному первичный изотопный состав стронция, образовались из нижнекорового магматического очага со значительной долей в нем вещества мантии. Вышекларковые концентрации сидерофильных и халькофильных элементов и фтора в базальтах подтверждают предположение о мантийном происхождении исходного базальтового расплава. Высокие значения первичного изотопного состава стронция в кислых вулканитах, а также обогащение их литофильными и редкими элементами, характерное для гранитоидных расплавов, отражают образование их из верхнекорового магматического очага.

Вулканические процессы позднеюрского этапа развития района начались трещинными излияниями базальтовых лав, чередующимися с излияниями и эксплозиями дацитов и трахидацитов и, как показало изучение направления течения лав трахидацитов, магмоподводящие каналы находились в основном за пределами Тулукуевской впадины. Корневые части дацитов установлены в ближайшем обрамлении — восточнее Стрельцовой кальдеры; базальты изливались по разломам Урулюнгуевской зоны.

Второй — нижнемеловой этап развития Тулукуевской впадины — характеризовался высоким напряжением тектономагматических процессов. В этот период начал действовать внутрикоровый близповерхностный магматический очаг, расположенный непосредственно под Тулукуевской впадиной; при этом магматическая камера была, по-видимому, соизмерима по площади со Стрельцовой кальдерой, образование которой вызвано обрушением кровли магматического очага в связи с оттоком из него флюидно-магматических расплавов при извержениях. По данным структурно-геофизических исследований область наибольшего разуплотнения пород прослеживается до глубины 4-5 км. Это дает основание предположить, что магматическая камера находилась на глубине не более 5 км.

Вулканические аппараты кислых вулканитов расположены в западной части Стрельцовой кальдеры в блоке, ограниченном Западно-Тулукуевским кальдерным и Меридиональным разломами. В этом блоке находятся два вулканических аппарата — Краснокаменский и Юго-Западный, возникшие на пересечении Меридиональной и Аргунской зон разломов. Западнее Краснокаменского вулкана функционировал Западно-Тулукуевский вулкан.

Перечисленные вулканические аппараты относятся к постройкам сложного трещинноконусного типа. Верхняя их часть имеет расширенную конусообразную форму (рис. 62, см. рис. 186), а нижние корневые части представляют собой нежки, вытянутые в меридиональном и северо-восточном направлениях, сложенные экструзивными телами липаритов и граносиенит-порфиоров (см. рис. 183). Жерловины, по которым происходили вулканические выбросы, мигрировали с юга на север от ранних к молодым. Первым извергался Юго-Западный вулканический аппарат, сложенный породами липаритового комплекса первой толщи. Через Краснокаменский вулканический аппарат извергались вулканиты фельзитового и позднее липаритового комплексов второй толщи. Жерловые фации слагают расширенную верхнюю часть аппарата, а корневые части представлены экструзивными липаритами и граносиенит-порфирами, образующими морфологически сложные тела. На глубине 500-1000 м в центральную часть аппарата внедрился шток граносиенит-порфиоров с переходами до сиенит-порфиоров. Выбросы вулканического материала были направлены на восток; в этом направлении от Меридионального разлома на расстоянии

до 10 км распространены туфы, вулканические стекла и эксплозивные лавовые брекчи, залегающие в основании покрова фельзитов.

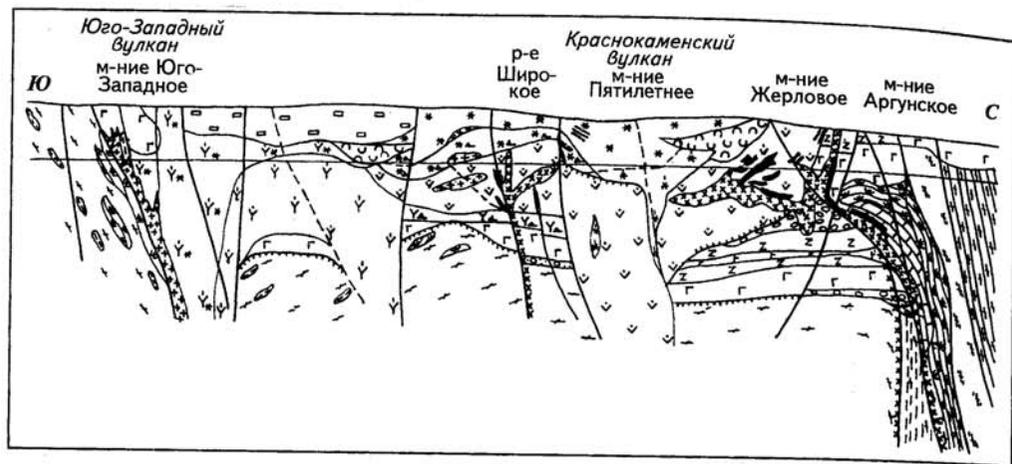


Рис. 62. Продольный геологический разрез Стрельцовской кальдеры по линии 82300 (условные обозначения см. на рис. 12)

Почти одновременно с Краснокаменским начал действовать Западно-Тулукуевский вулкан, расположенный в 3 км к западу от Краснокаменского. Вулканические выбросы были направлены к северо-востоку и к востоку от вулканического аппарата, в связи с чем в пределах Северного участка кальдеры сформировались туфогенные породы и покров фельзитов, несколько отличающихся от фельзитов Краснокаменского вулкана.

Жерло вулканического аппарата на глубине более 200-300 м сложено лавобрекчиями фельзитов и мелкопорфировыми липаритами, образующими изогнутое экструзивное тело, вытянутое в меридиональном и северо-восточном направлениях. На современной поверхности экструзивные липариты слагают небольшие куполообразные тела среди фельзитов. Эти липариты являются корнями покровов липаритов третьей толщи тургинской свиты.

После завершения кислого вулканизма происходило излияние базальтовых лав, покровы которых распространены в Северном блоке Стрельцовской кальдеры и в Урулюнгуевской впадине.

Факт проявления мантийного базальтового вулканизма после завершения близповерхностного кислого перед началом гидротермальных рудообразующих процессов имеет значение при решении вопросов об источниках рудообразующих гидротермальных систем. При моделировании высокопродуктивных в отношении уранового оруденения вулкано-тектонических сооружений учитываются такие особенности их развития, как проявленность всех циклов домезозойского и мезозойского магматизма, обусловленного периодической активностью подкорового мантийного магматического очага. Магмоподводящими каналами являлись глубинные разломы, вдоль которых формировались многоступенчатые внутрикоровые магматические очаги, явившиеся источниками андезит-дацитовых, трахидацитовых и кислых вулканитов.

ТЕКТОНИКА СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

Влияние физико-механических свойств пород на тектонические условия рудоотложения

Изучение физико-механических свойств вмещающих пород в Стрельцовском рудном поле проведено И.Г.Пальшиным, Л.П.Ищуковой, В.А.Шлейдером, И.А.Карпенко, Ю.А.Филиппенко, Т.С.Овсовой. В процессе исследований изучены удельный и объемный вес, полная и эффективная пористость, водопоглощение, прочность при сжатии и скалывании, упругие свойства (коэффициент Пуассона, модуль Юнга и модуль сдвига) для всех рудовмещающих пород, наименее подвергнутых динамическим и гидротермальным преобразованиям. Наряду с этим исследовались образцы пород, измененных в дорудные стадии гидротермального процесса (табл. 12).

В результате исследований установлено, что породы кислого и среднего состава (фельзиты, липариты, трахидациты) характеризуются высокой полной и эффективной пористостью, водопоглощением, большой прочностью, повышенными коэффициентами Юнга и относительно незначительными коэффициентами Пуассона, вследствие чего они склонны к хрупким деформациям. В условиях тектонических напряжений в породах образуются разрывы, брекчи, зоны крутопадающей трещиноватости, направленной перпендикулярно к слоистости и пологой флюидалности.

Анизотропия физико-механических параметров в вертикальном разрезе слоистой толщи обусловила образование на нескольких стратиграфических уровнях сближенных крутопадающих трещин в виде зон, пучков, оперяющих крупные разрывы. Эти зоны в сочетании с высокой пористостью трахидацитов создали высокопроницаемую среду для рудоносных растворов и при наличии экранирующих поверхностей, ограничивающих их сверху и снизу, в них сформировались штокверкоподобные рудные залежи.

Граниты и субвулканические образования обладают минимальной пористостью, высокими прочностными и упругими параметрами и в силу своей изотропности являются благоприятными для образования разнонаправленных трещин. В гранитах возникли средоточенные разрывы. Базальты отличаются незначительной пористостью, достаточно высокими прочностными свойствами, высокими упругими и пластическими свойствами и оказались благоприятными для образования в них крутопадающих разрывов и зон микротрещиноватости. В связи с этим основная масса минеральных новообразований локализовалась в форме жил и прожилков. В более пористых разновидностях пород отложались прожилково-вкрапленные руды.

Осадочные породы — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты — характеризуются высокой эффективной пористостью, следовательно, значительной проницаемостью, что способствует возникновению пластообразных рудных тел с вкрапленными текстурами руд. Но более мощные горизонты осадочных пород благоприятны для образования крутопадающих трещин, вмещающих жильные рудные тела. Горизонты туфов обычно небольшой мощности, в которых возникли зоны развалцевания с глиной трещины по слоистости, являются наиболее пластичными и непроницаемыми породами и выступают в роли экранирующих горизонтов на пути фильтрующихся растворов. Сложно построенные пологие нарушения в туфогенно-осадочных породах, ограниченные тектоническими швами, между которыми образовались диагональные разрывы, обладают высокой горизонтальной проницаемостью, в связи с чем являются вмещающими пластообразных рудных залежей.

Предрудные гидротермальные преобразования пород (аргиллизация) вызвали существенное изменение их физико-механических свойств в сторону увеличения основных параметров свойств, обусловив еще большую анизотропию разреза осадочно-вулканогенных пород. При гидрослюдизации пористость трахидацитов и фельзитов возросла в 1,5-2,5 раза, понизились прочностные и упругие свойства. Гидрослюдизация туфов и других осадочных пород привела к резкому увеличению их пластических свойств, снижению проницаемости в направлении, перпендикулярном слоистости, и в результате этого к усилению экранирующей роли. Нередко гидрослюдизированные туфы являлись водоупорными

Физико-механические свойства пород рудного поля

Место-рождение	Породы	Водопоглощение, %	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %		Временное сопротивление растяжения, МПа	Испытание на сжатие					Контактная прочность, МПа	Динамические константы				
				эффективная	полная		Прочность на сжатие, МПа	Удельная работа разрушения, кг/см ³	Коэффициент пластичности	Показатель дробности	Модуль деформируемости (сдвига), МПа (x10 ⁻⁵)		Модуль упругости E * 10 ⁻⁵ (модуль Юнга), МПа	Коэффициент Пуассона	Скорость распространения волн, м/с		
															продольных	поперечных	
Антей	Граниты		2,62(41) 2,60(31)	1,98(29)		91(196)	1420(46)	3,57(46)	2,38(46)	12,4(46)	3,00(46)	193(43)	6,40(35)	0,20(35)	5110(35)	3075(35)	
Дальнее	Фельзиты		2,29(54)	11,43(31)		144(146)	1450(49)	4,98(49)	2,05(49)	8,7(49)	2,2(49)	148(77)	3,94(40)	0,20(40)	4225(40)	2590(40)	
	Туфы фельзитов		1,96(49)		19,2(21)	40(122)	485(43)	2,55(43)	2,05(43)	5,3(43)	0,49(43)	42(74)	1,75(28)	0,16(28)	3005(28)	1895(28)	
Мало-Тулукуевское	Конгломераты		2,33(57)		11,8(22)	76(158)	790(48)	2,70(48)	2,18(48)	11,8(48)	1,24(48)	153(28)	5,48(12)	0,23(12)	5000(12)	2950(12)	
	Фельзиты		2,43(54)	9,00(28)		111(198)	1210(47)	4,35(47)	2,06(47)	4,7(47)	1,74(47)	161(66)	5,74(42)	0,34(42)	5580(42)	2720(42)	
Стрельцовское	Трахидаципы		2,54(74)	5,5(26)		154(194)	1620(50)	5,23(50)	2,04(50)	6,3(50)	2,56(50)	238(93)	6,01(45)	0,34(45)	5630(45)	2700(45)	
	Базальты		2,63(63)	3,9(12)	8,3(13)	101(171)	1200(43)	4,87(43)	2,07(43)	4,0(43)	1,87(43)	150(101)	5,43(38)	0,36(38)	5530(38)	2490(38)	
	Плагноклаз, трахибазальт	0,95(18)	2,66(28)	2,8(26)	1,84(13)		2972(8)				2,19(11)		5,56(11)	0,26(11)	5109(11)	2880(11)	
	Базальт нижн., средн., верхн.	1,14(34)	2,65(50)	2,68(46)	5,35(43)		1540(34)				2,31(9)		5,78(9)	0,25(9)	5065(13)	2880(9)	
	Базальт осветленный	1,80(1)	2,64(7)	5,07(7)	6,57(1)		1824(6)				2,01(6)		4,95(6)	0,21(6)	4580(6)	2732(6)	
	Лавобрекчии базальта	1,45	2,61(7)	5,46(7)	7,52(4)		1615(6)				1,80(1)		4,18(1)	0,16(1)	4210(1)	2680(1)	
	Трахидаципы (нижн. и верхн. покров)	1,56(41)	2,47(70)	5,03(59)	8,08(56)		1869(39)				2,02(10)		5,05(10)	0,24(10)	4495(16)	27666(10)	
	Трахидаципы альбит. карб. пелитиз. осв.	2,18(21)	2,46(22)	4,99(22)	8,14(16)		2090(15)					1,88(2)		4,82(2)	0,28(2)	5150(2)	2766(2)
	Трахидаципы окварц. (нижний покров)	0,68(2)	2,55(2)	2,98(2)	-		-					1,83(1)		4,90(1)	0,30(1)	5020(1)	2675(1)
	Трахидаципы гематит. (нижний покров)	3,18(4)	2,40(4)	8,18(4)	-		-					1,52(2)		4,31(2)	0,28(2)	3953(3)	2030(3)
	Туфы тр-тов (нижн.)	1,43(12)	2,56(13)	3,79(13)	4,51(8)		1497(7)					2,32(2)		5,38(2)	0,19(2)	5010(2)	2984(2)
	Фельзит	3,40(9)	2,33(34)	10,44(28)	10,13(27)		1748(15)					1,58(7)		4,04(7)	0,18(7)	3634(23)	2568(7)
	Фельзит тонкофл., бурый, окрем. (жерл.)	3,22	2,47(16)	4,95(13)	4,42(10)		1735(2)					1,94(3)		5,00(3)	0,23(3)	5087(5)	2771(3)
	Туфолава фельзита	4,44(16)	2,33(21)	10,41(21)	11,44(18)		1964(11)					1,20(3)		3,29(3)	0,20(3)	3880(7)	2199(3)
	Туф фельзита	4,96(4)	2,32(4)	7,4(4)	12,07(4)		863(5)					-		-	-	-	-
	Туф фельз. гидрс. хлор.	5,60(3)	2,14(3)	17,87(3)	20,45(3)		-					-		-	-	-	-
	Лавобрекчия фельзита	3,29(5)	2,49(5)	4,79(5)	7,63(5)		372(7)					-		-	-	-	-
	Конгломераты мелкогал.	3,78(24)	2,41(38)	7,54(32)	9,29(32)		1186(27)					1,56(4)		3,32(4)	0,16(4)	3433(10)	2512(4)
	Конгломераты разногал.	2,87(6)	2,44(7)	8,63(7)	-		720(1)					1,22(4)		3,17(4)	0,28(4)	4232(4)	2240(4)
	Гравелист	3,76(3)	2,42(7)	7,41(4)	8,85(4)		1121(7)					1,35(1)		2,73(1)	0,03(1)	3400(1)	2380(1)
	Песчаники м/з, к/з полимикт.	3,53(8)	2,42(15)	7,51(15)	10,7(10)		676(9)					0,91(4)		2,01(4)	0,11(4)	2942(4)	1920(4)
	Мелковкр. липар.	1,37(3)	2,48(26)	3,17(21)	4,42(22)		2129(6)					1,97(4)		4,66(4)	0,20(4)	4048(14)	2758(4)
Мелковкр. липар. арг.	8,17(2)	2,25(7)	15,59(4)	9,51(3)		1639(3)					1,42(1)		3,34(1)	0,18(1)	3823(3)	2520(1)	
Сиенит-порфир	0,1(3)	2,60(8)	1,28(8)	2,50(6)		1988(3)					2,55(2)		6,05(2)	0,20(2)	4747(4)	3060(2)	
Сиенит-порфир интенс. арг.	4,38(4)	2,26(5)	10,55(5)	15,03(4)		686(2)					0,50(1)		1,32(1)	0,32(1)	2900(1)	1480(1)	
Гранит ср/з.	0,41(7)	2,61(12)	1,4(12)	1,90(8)		1943(3)					2,44(3)		5,93(3)	0,23(3)	4390(7)	3002(3)	
Гранит с/з арг.	-	2,47(2)	5,4(2)	5,6(2)		-					-		-	-	4017(4)	-	

Примечание. В скобках - количество анализов.

ми поверхностями, над и под которыми растворы двигались в горизонтальном направлении.

Установлено, что оптимальными для трещинообразования и рудоотложения являются такие условия, когда в разрезе суммарная мощность пород, способных к пластическим деформациям, не превышает 30%, а мощности экранирующих горизонтов составляют 10-30 м; при этом оптимальными для трещинообразования являются такие горизонты хрупких пород, мощность которых составляет 80-200 м. Области частого переслаивания маломощных горизонтов пород, хотя и контрастных по физико-механическим свойствам, являются неблагоприятными для трещинообразования, так как вся пачка пород выступает в роли пластичного горизонта, гасящего развитие трещин.

Степень тектонической нарушенности и рудонасыщенность того или иного литологического горизонта определяются не столько абсолютными константами его физико-механических свойств, сколько относительными значениями по отношению к выше- и нижележащим породам. В результате одни и те же литологические горизонты могут являться в одних случаях полупроницаемыми экранами, в других — благоприятными для трещинообразования и рудоотложения.

Подмечено, что в условиях слоистого разреза, характеризующегося анизотропией физико-механических свойств пород по вертикали, но являющегося изотропным по латерали, разрывные нарушения образовались через определенные интервалы по горизонтали: системы сближенных меридиональных рудоконтролирующих разрывов вдоль Аргунской зоны возникли через 600-800 м, а отдельные тектонические швы в пределах таких систем — через 80-100 м. Это позволило прогнозировать положение закрытых наносами зон тектонических нарушений.

Благоприятное сочетание (небольшие мощности пластичных пород) в разрезе осадочно-вулканогенных пород, способных к хрупким и пластическим деформациям, обусловило исключительно высокую рудонасыщенность определенных уровней в узлах пересечения разнонаправленных разломов.

Тектонические условия

Тектоническое строение Стрельцовского рудного поля, расположенного в блоке пространственно связанных складчато-блоковых дислокаций на пересечении разноориентированных глубинных разломов, весьма сложное, и процесс тектонических преобразований его весьма длительный. Уже на стадии пликативных дислокаций в протерозое в результате действовавших сил растяжения в шарнирных осях антиклиналей создались условия высокой поровой проницаемости, усиленной развитием трещиноватости и микротрещиноватости в местах изгибов осей антиклиналей.

Процессы гранитообразования, происходившие преимущественно метасоматическим замещением метаморфических пород, способствовали сохранности элементов складчатости, которые фиксируются в неассимилированных крупных ксенолитах и мелких скиалитах. В Стрельцовской кальдере сохранились фрагменты складок: в северо-западном крыле антиклинория, в месте его изгиба, воссоздаются крылья нескольких антиклинальных складок более высоких порядков, а их шарнирные части обозначены гранитизационными преобразованиями.

Процессы гранитизации способствовали консолидации блока, и к началу поздне-мезозойской тектонической перестройки этот блок представлял собой жесткое сводовое поднятие, реагировавшее на тектонические усилия разрывными деформациями.

Стрельцовская кальдера, образовавшаяся в восточной части Тулукуевской впадины на конечных этапах поздне-мезозойской перестройки, отличается необычайно широким развитием деформаций различной генетической природы. В этот период сформировались различные автомагматические и инъекционные вулканические брекчии, разнообразные контракционные трещины и многочисленные тектонические разрывные нарушения.

По пространственной ориентировке выделяются разломы субширотного (80-90°), северо-восточного (50-70°) простирания, являющиеся более ранними по времени заложения, северо-западного (330-340°) и меридионального (350-10°) простирания, которые наиболее четко проявлены в породах верхнего структурного этажа. Кроме того, образовались разломы северо-западные (290-310°) и северо-восточные (30), наиболее характерные для фундамента.

Крутопадающие нарушения меридионального простирания в восточной части кальдеры сгруппированы в зоны мощностью 500-900 м, пересекающие кальдеру примерно через равные интервалы — около 600 м. Эти зоны состоят из нескольких разломов, представленных сосредоточенными тектоническими швами, пересекающими породы фундамента и чехла, между которыми в определенных горизонтах пород развиты короткие разрывы и зоны крутопадающей трещиноватости. Зоны меридиональных разломов являются основными рудоконтролирующими структурными элементами.

Крутопадающие меридиональные нарушения, находящиеся к западу от Меридионального разлома, являются долгоживущими, в основном сквозными, пересекающими как породы фундамента, так и образования верхнего структурного этажа. В поздние этапы вулканизма вдоль них образовались вулканические аппараты — Юго-Западный, Краснокаменский и Западно-Тулукуевский. В поствулканический этап они контролировали размещение месторождений.

Крутопадающие разломы северо-западного простирания также являются важными рудоконтролирующими элементами. К их числу относятся крупный Стрельцовский и Тулукуевский разломы. Последний в восточном блоке кальдеры имеет значительную, превышающую 200 м, амплитуду вертикальных перемещений, к северо-западу пересекает Меридиональный разлом и прослеживается в западном от него блоке кальдеры.

Отличительной особенностью разломов северо-западного и Меридионального простирания является выполнение их раздробленными породами до состояния брекчий. По плоскостям основных стратифицированных развиваются маломощные (1-2 см) тектонические глинки трения.

Широтные разломы ограничивают кальдеру с юга и частично с севера, а в центральной части кальдеры они вместе с разломами северо-восточного (60-70°) простирания составляют мощную Аргунскую зону тектонически нарушенных и в связи с этим высокопроницаемых пород, являющуюся основной рудоконтролирующей структурой. В разломах северо-восточного и широтного простирания породы обычно тонко трещиноваты, развальцованы с образованием глинок трения мощностью до 10-15 см.

Рудовмещающими в верхнем структурном этаже являются разломы и сопровождающие их зоны крутопадающей трещиноватости северо-западного простирания; крутопадающие сближенные трещины образовались как трещины отрыва при сдвиговых перемещениях блоков пород по меридиональным и северо-западным разломам, создавая протяженные зоны на разных стратиграфических уровнях в породах, благоприятных по физико-механическим свойствам — для трещинообразования. Протяженность зон 500-1300 м, ширина их от 50 до 800 м, высота определяется мощностью литологического горизонта и составляет 60-80, достигая 180 м. Верхней и нижней границами трещинных зон служат контакты пород или пологие срывы по контактам. Наиболее интенсивно трещинообразование проявилось в трахидацитах, фельзитах и массивных базальтах; в горизонте гравелитов и мелкогалечных конгломератов, характеризующихся плотной цементирующей массой, также возникли зоны крутопадающей трещиноватости, явившиеся рудовмещающими на Мартовском и Лучистом месторождениях.

В породах фундамента структурный план несколько иной. Структура фундамента эрозионно-тектоническая и предопределена во многом древними пликативными нарушениями, но главным структурообразующим фактором явились тектонические преобразования активизационного периода. Здесь основными рудовмещающими среди гранитов являются разломы северо-восточного (30°) простирания, а в метаморфических породах — субширотные северо-западные; при этом рудоносные структурные элементы представлены мощными брекчиями, образовавшимися в определенных горизонтах согласно слоисто-

сти или гнейсовидности. Разломы в гранитах выполнены брекчиями с открытыми полостями и кавернами, отмечающимися даже на глубине более 1500 м от поверхности.

Пологие тектонические нарушения образовались на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее значительные пологие разрывы произошли на границе структурных этажей, в подошве покрова фельзитов в верхней части разреза, а также в горизонтах туфов. По контактам пород, различающихся физико-механическими свойствами, образовались межпластовые срывы; они отмечаются и внутри отдельных пластов. На участках, где крутопадающие разломы сгруппированы в зоны, т.е. располагаются на расстоянии десятков метров друг от друга, пологие нарушения имеют сплошное распространение на сотни метров. Мощность пологих нарушений от 5 до 20-30 м и максимальной мощности достигают вблизи крутопадающих разломов; они представлены глинками трения, развальцованными породами с многочисленными диагональными трещинами относительно пологих, ограничивающих глинизированные зоны развальцевания. В основном пологие нарушения по контактам пород являлись экранирующими поверхностями, препятствующими наклонно восходящей фильтрации гидротермальных растворов, или водоупорной поверхностью, над которой перемещались растворы.

В числе пологонаклонных тектонических нарушений можно рассматривать надвиги, образовавшиеся в наиболее деформированных частях Стрельцовской кальдеры, где происходили крупноамплитудные перемещения блоков по разноориентированным крутопадающим разломам. Чешуеобразные надвиги образовались в западной части Стрельцовской кальдеры на участках месторождений Аргунского, Гозогор и в восточном и западном боках Меридионального разлома, на северо-западном фланге Тулукуевского разлома. На этих участках надвиги возникли в поднятых блоках фундамента по контактам гранитов, кристаллических сланцев и известняков, а также по контакту пород фундамента и осадочно-вулканогенной толщи, в результате чего первые в виде одной-двух чешуеобразных пластин перекрывают осадочно-вулканогенные породы. Протяженность надвигов превышает тысячу метров, амплитуда смещения составляет несколько десятков метров, угол падения — 35-60°. Породы по надвигам на мощность 2-10 м раздроблены, но в основном развальцованы до образования глинок трения мощностью до 5-15 см.

Наиболее сложным строением характеризуются узлы пересечения разнонаправленных крутопадающих нарушений, ограничивающих поднятые блоки пород фундамента; над ними породы чехла максимально тектонически нарушены и вмещают основные рудные залежи на месторождениях. В породах фундамента, в узлах сопряжения разнонаправленных разломов, образуются рудные столбы.

Охарактеризованные разрывные нарушения образовались до начала гидротермальных процессов. Но в ряде структурных узлов распространены брекчии, генетическая природа которых двойственная. На многих месторождениях в нижнем покрове интенсивно аргиллизированных трахидацитов, менее в вышележащих базальтах и в гранитах установлены своеобразные взрывные брекчии и микробрекчии, образовавшиеся без поворота обломков в результате механического воздействия высокогазонасыщенных аргиллизированных гидротермальных растворов. Площади развития взрывных брекчий значительно превышают площади рудоносных трещинных зон, и их размеры соответствуют размерам ореолов аргиллизации. Цементом брекчий является криптокварц и гидрослюда. Другой тип брекчий установлен в западном блоке Стрельцовской кальдеры. Здесь на Аргунском месторождении урана и на месторождении флюорита Гозогор рудовмещающие брекчии мощностью до 100-150 м, образовавшиеся в нижних частях ксенолитов карбонатных пород, имеют черты взрывных брекчий, наложенных на менее мощные тектонические брекчии; к взрывным брекчиям приурочены рудные столбы.

Условия тектонической нарушенности определили различия рудоносности различных блоков Стрельцовской кальдеры. Изучение кинематики тектонических нарушений и исследования по выяснению возможных путей фильтрации рудоносных растворов с глубинных уровней в области рудоотложения позволили установить определенную специализацию различных структурных элементов. Краснокаменский структурный узел пересечения глубинных долгоживущих Аргунской и Меридиональной зон разломов явился основным магмо- и рудоподводящим, о чем свидетельствуют развитые в его пределах

продукты всех рудоподготовительных и рудоформирующих процессов. Локализованные в пределах этого узла молибден-урановые рудные тела прослежены на глубину более 1400 м, а глубокими скважинами признаки ураноносности установлены на глубине около 2500 м.

Вторым возможным рудоподводящим каналом в область рудоотложения является Антейский структурный узел, находящийся на восточном фланге Аргунской зоны на пересечении с серией северо-восточных (30°) и близмеридиональных разломов. Урановое оруденение здесь зафиксировано на глубине 2524 м.

Таким образом, основными геологическими событиями, обусловившими структуру Стрельцовской кальдеры, явились складчатость, процессы гранитизации, вулканизма и динамометаморфизма, с которыми было связано становление и воздымание купольных поднятий, и главным образом процессы позднемезозойской тектономагматической активизации, когда сформировались кальдера и все рудоуправляющие разрывные нарушения, нередко унаследовавшие элементы пликативной тектоники.

Совмещение в едином геологическом пространстве рудоподводящих, рудоуправляющих и рудовмещающих структурных элементов, сквозных разломов и экранирующих поверхностей создавало благоприятные гидродинамические и обусловленные ими физико-химические условия в области рудоотложения, что явилось важнейшим фактором формирования крупномасштабных месторождений.

РУДОНОСНОСТЬ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Общие сведения

Предпосылками возникновения уникальных по масштабам и качеству урановых руд месторождений Стрельцовского рудного поля являются многие факторы эндогенного развития этого блока земной коры.

Важной особенностью, определяющей формирование крупномасштабного оруденения, является совмещение в едином геоструктурном блоке рудоподготовительных процессов, ответственных за генерирование рудоносных растворов, каналов (глубинных тектонических зон), способствующих их транспортировке к области рудоотложения, и благоприятных условий в этой области для локализации рудных залежей.

Стрельцовское рудное поле включает 19 структурно взаимосвязанных молибден-урановых месторождений, из которых два крупнейших локализованы в породах фундамента (Аргунское, Антей), составляющих 25% запасов руд, 17 — в осадочно-вулканогенных породах чехла, из них 13 месторождений — в стратифицированных покровах эффузивов и в осадочных породах (70% запасов), 4 — в вулканитах жерловых фаций (Жерловое, Красный Камень, Пятилетнее, Юго-Западное). Из числа месторождений, образовавшихся в слоистой осадочно-вулканогенной толще, — Стрельцовское, Тулукуевское, Октябрьское, как и месторождения в фундаменте Аргунское, Антей — являются уникальными по количеству запасов урана и по качеству руд.

Другие месторождения — Мало-Тулукуевское, Юбилейное, Новогоднее, Весеннее, Лучистое, Мартовское, Широное, Восточно-Широндукуйское, Дальнее, Безречное — относятся к числу средних и мелких (рис. 63).

В урановых рудах всех месторождений присутствует молибден в промышленных концентрациях. На Аргунском и Жерловом месторождениях молибден с флюоритом, кроме того, образуют самостоятельные рудные тела.

В пределах этой же рудоносной площади выявлены рудопроявления урана: Южное, Подгорное, Прибортовое, Широное, Якорь, Мираж, Дмитриевское, Талан-Гозогор, Фланговое, Угловое, Степное.

Кроме перечисленных урановых месторождений и рудопроявлений гидротермального генезиса около северной границы Стрельцовского рудного поля в палеоген-неогеновых отложениях образовалось инфильтрационное месторождение (Полевое).

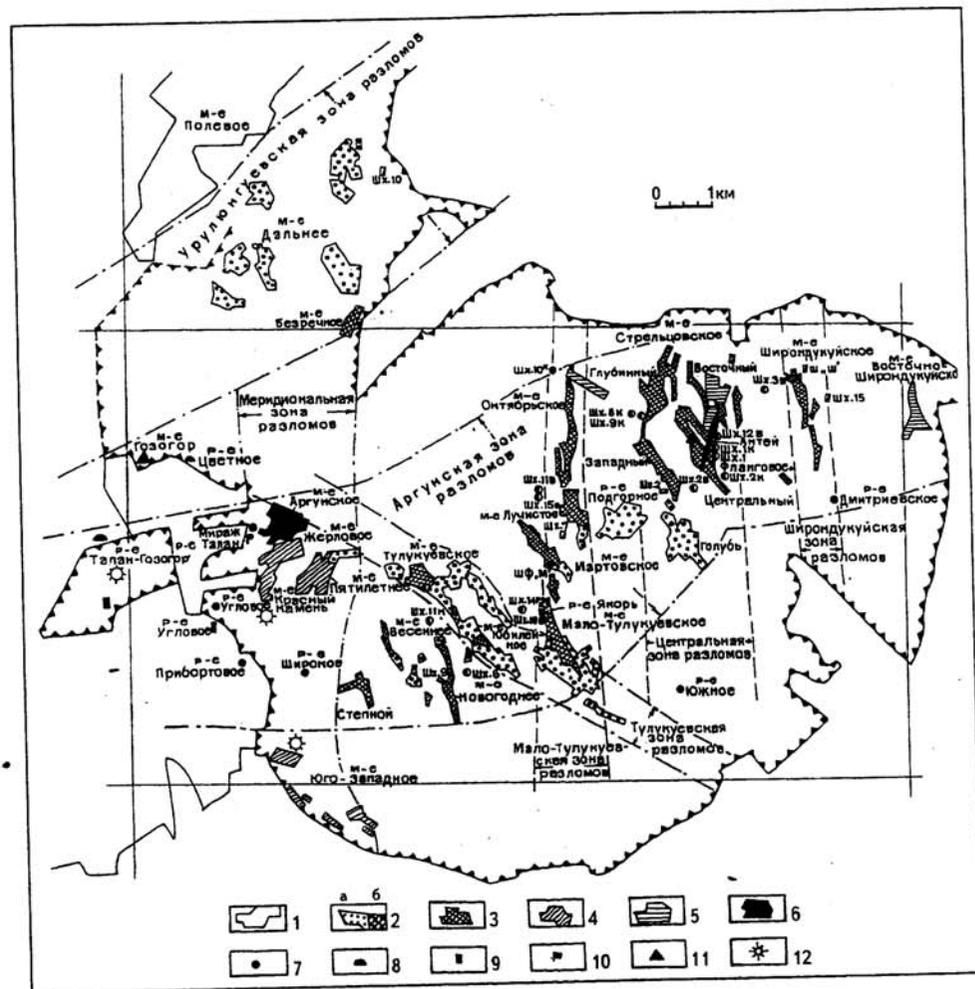


Рис. 63. Карта рудоносности Стрельцовской кальдеры
(Составили Л.П.Ишуква, В.А.Шлейдер, Р.Г.Карманов, Ю.И.Куклин)

1 — проекция рудоносных зон; 2 — пластообразные залежи, локализованные на втором литолого-структурном уровне (а), и рудоносные зоны на первом уровне (б); 3 — рудоносные трещинные зоны на втором, третьем, четвертом литолого-структурных уровнях; 4 — рудоносные зоны в породах жерловых фаций; 5 — пластообразные залежи на пятом литолого-структурном уровне; 6 — рудоносные зоны в породах фундамента (шестой структурный уровень); 7-10 — рудопроявления: 7 — урана, 8 — полиметаллов, 9 — олова, 10 — фосфора; 11 — месторождения флюорита; 12 — вулканические аппараты

В пределах рудного поля локализованы два флюоритовых месторождения, из которых ранее выявленное Стрельцовское расположено выше уранового, открытое позднее и получившего то же название. Другое флюоритовое месторождение Гозогор, образовавшееся в Западном блоке кальдеры, является крупным по количеству запасов флюорита. В этом же блоке установлены рудопроявления полиметаллов (Цветное, Талан-Гозогор), олова (Угловое, Талан-Гозогор, Жерлового участка), фосфора (Талан), цезия (Юго-

Западное, Новогоднее, Северное). В рудах Стрельцовского, Октябрьского месторождений урана установлены значимые концентрации бериллия. На Стрельцовском и Юго-Западном месторождениях присутствует золото, не образующее промышленных концентраций.

Подавляющая часть месторождений была выявлена в первое десятилетие после открытия в 1963 г. первого (Стрельцовского) уранового месторождения. Высокой результативности поисковых работ способствовало использование поисковых критериев и признаков глубокозалегающего оруденения, разработка и определение которых была начата сразу после открытия Стрельцовского месторождения и продолжалась в процессе детальной разведки на основе всестороннего изучения его геологических особенностей.

Все месторождения скрытые, не имеющие выходов на дневную поверхность. Верхние части рудных тел лежат на глубине более 150-200 м от поверхности и лишь единичные тела залегают на глубине 50 м и имеют локальные выходы под рыхлые отложения, мощность которых более 15 м. Основная доля запасов урана на месторождениях, локализованных в верхнем структурном этаже, сосредоточена в интервале 200-600 м от поверхности. В породах фундамента рудные тела находятся на глубине 400-900 м.

Подавляющая часть месторождений, и по масштабам наиболее крупных, находится в Восточном структурно-литологическом блоке Стрельцовской кальдеры, сложенной стратифицированной осадочно-вулканогенной толщей. Пологое залегание слоистых пород способствовало образованию многочисленных экранирующих поверхностей, препятствовало развитию сквозных разломов, тем самым создавались благоприятные гидродинамические, термобарические и геохимические условия для рудоотложения.

В Западном структурно-литологическом блоке Стрельцовской кальдеры в породах фундамента образовалось крупное месторождение Аргунское, четыре месторождения образовались в вулканах жерловых фаций. В Северном структурно-литологическом блоке локализовались два месторождения — Дальнее и Безречное. Все месторождения, характеризующиеся общностью геолого-структурных условий, сформировались в единый гидротермальный этап, подобны по минеральному составу и геохимическим особенностям руд и представляют единое рудное поле. Основным рудоконтролирующим фактором является структурный; литологический состав пород в разрезе оказывает влияние только на характер трещинной тектоники, проницаемость и коллекторские свойства в связи с различиями их физико-механических свойств. Рудовмещающими являются практически все породы, независимо от петрохимического состава, развитые как в фундаменте кальдеры, так и слагающие осадочно-вулканогенные комплексы.

Структурно-геологические позиции месторождений

Главными рудоконтролирующими элементами первого порядка являются Аргунская зона разломов северо-восточного субширотного простирания, вмещающая подавляющую часть месторождений, и Меридиональная зона разломов, включающая Меридиональный, Флюоритовый, Краснокаменский, Пятилетний разломы близмеридионального простирания. Два небольших по запасам месторождения (Дальнее и Безречное) расположены в пределах узла пересечения Меридиональной и Урулонгуевской зон разломов. При этом в Меридиональной и Аргунской зонах за пределами Стрельцовской кальдеры находятся еще несколько небольших месторождений.

Названные зоны разломов являются глубинными, имеющими длительную историю развития, в заключительные этапы которой они служили рудоподводящими каналами. Все месторождения образовались в узлах пересечения тектонических швов Аргунской зоны с разломами меридионального и северо-западного простирания.

Рудоконтролирующая роль Аргунской зоны разломов отчетливо проявляется и в радиогеохимических и геохимических полях и выражена радиогеохимической дифференцированностью, обусловленной наличием многочисленных зон привноса и выноса урана на общем фоне его кларковых концентраций (см. рис. 59). Рудоконтролирующие глубинные структуры отличаются также повышенной газонасыщенностью и высокой изменчи-

востью K/Na, K/Pb, обусловленной интенсивным проявлением в их пределах калиевого и натриевого метасоматоза.

В пределах Аргунской зоны, к востоку от Меридионального разлома, рудоконтролирующими являются зоны разломов второго порядка; к их числу относятся: зона Тулукуевского разлома северо-западного простирания, зоны меридионального простирания — Мало-Тулукуевская, Центральная, Широндукуйская. К Тулукуевской зоне приурочены Тулукуевское и Юбилейное месторождения, а к узлу ее сопряжения с Мало-Тулукуевской — Мало-Тулукуевское месторождение. Мартовское, Лучистое, Октябрьское месторождения находятся в Мало-Тулукуевской зоне. К Центральной зоне приурочены месторождения Стрельцовское и Антей. В Широндукуйской зоне локализовались одноименное месторождение и Восточно-Широндукуйское.

Изучение эндогенных преобразований в подрудном пространстве (где пробурен куст глубоких скважин) показывает, что основным магмо- и рудоподводящим каналом явился Краснокаменский узел пересечения глубинных Аргунской и Меридиональной зон разломов, в котором образовались крупнейшее молибден-урановое Аргунское месторождение, небольшие месторождения Жерловое, Красный Камень, Пятилетнее, крупное месторождение флюорита Гозогор и проявления полиметаллов, олова, фосфора.

В узлах пересечения Аргунской зоны с перечисленными разломами рудные залежи образуются на сопряжении тектонических нарушений не менее чем трех направлений — северо-восточного субширотного ($60-70^\circ$), меридионального ($350-10^\circ$), северо-западного (330° или 310°); разрывы широтного простирания нередко ограничивают развитие оруденения по простиранию.

Характерной особенностью структурного положения месторождений в Стрельцовском рудном поле является размещение их над поднятыми валообразными выступами пород фундамента; при этом в фундаменте месторождения образовались тоже в поднятых блоках (рис. 64).

Сформировавшиеся в структурных узлах трещинные зоны являются основными рудовмещающими структурными элементами. Урановое оруденение локализуется в пределах таких трещинных зон вдоль крутопадающих трещин преимущественно северо-западной ориентировки. Рудонасыщенность рудоносных трещинных зон зависит от степени тектонической нарушенности пород и наличия экранирующих поверхностей. В местах развития сближенных крутопадающих трещин между субпараллельными разломами меридионального простирания образовались рудные залежи, разделенные безрудными интервалами, содержащими лишь разрозненные рудоносные трещины.

В более крупных обособленных разрывах локализовались жилообразные рудные тела.

Размеры рудоносных трещинных зон по простиранию колеблются от первых сотен метров до 1,2-2,3 км, по ширине — от первых сотен до 800 м. Высота их зависит от мощности горизонтов пород, в которых развиты крутопадающие трещины, или от наличия экранирующих поверхностей, ограничивающих развитие трещин. Высота уплощенных рудоносных зон составляет 50-120 м, а при образовании вытянутых по вертикали трещинных зон их высота превышает 200-300 м.

В целом разрез отличается перемежаемостью горизонтов с высокой проницаемостью по вертикали и по латерали, а также наличием полупроницаемых экранов. Неоднократно повторяющиеся в слоистом разрезе горизонты пород, характеризующиеся однотипными физико-механическими свойствами, обусловили образование рудоносных трещинных зон и экранирующих поверхностей на нескольких стратиграфических уровнях. В пределах рудного поля выделилось шесть основных литолого-структурных уровней оруденения; из них пять уровней — в стратифицированных осадочно-вулканогенных породах, шестой — в породах фундамента; кроме того, оруденение развито в эффузивах жерловых фаций.

На первом литолого-структурном уровне оруденение локализовалось в трещинных зонах, образовавшихся в верхней части покрова фельзитов (месторождение Безречное), в вышележащих липаритах, туфогенно-осадочных породах и в верхних покровах базальтов. Этот уровень характеризуется низкой рудонасыщенностью, так как рудоносные трещины рассредоточены по латерали на значительной площади.

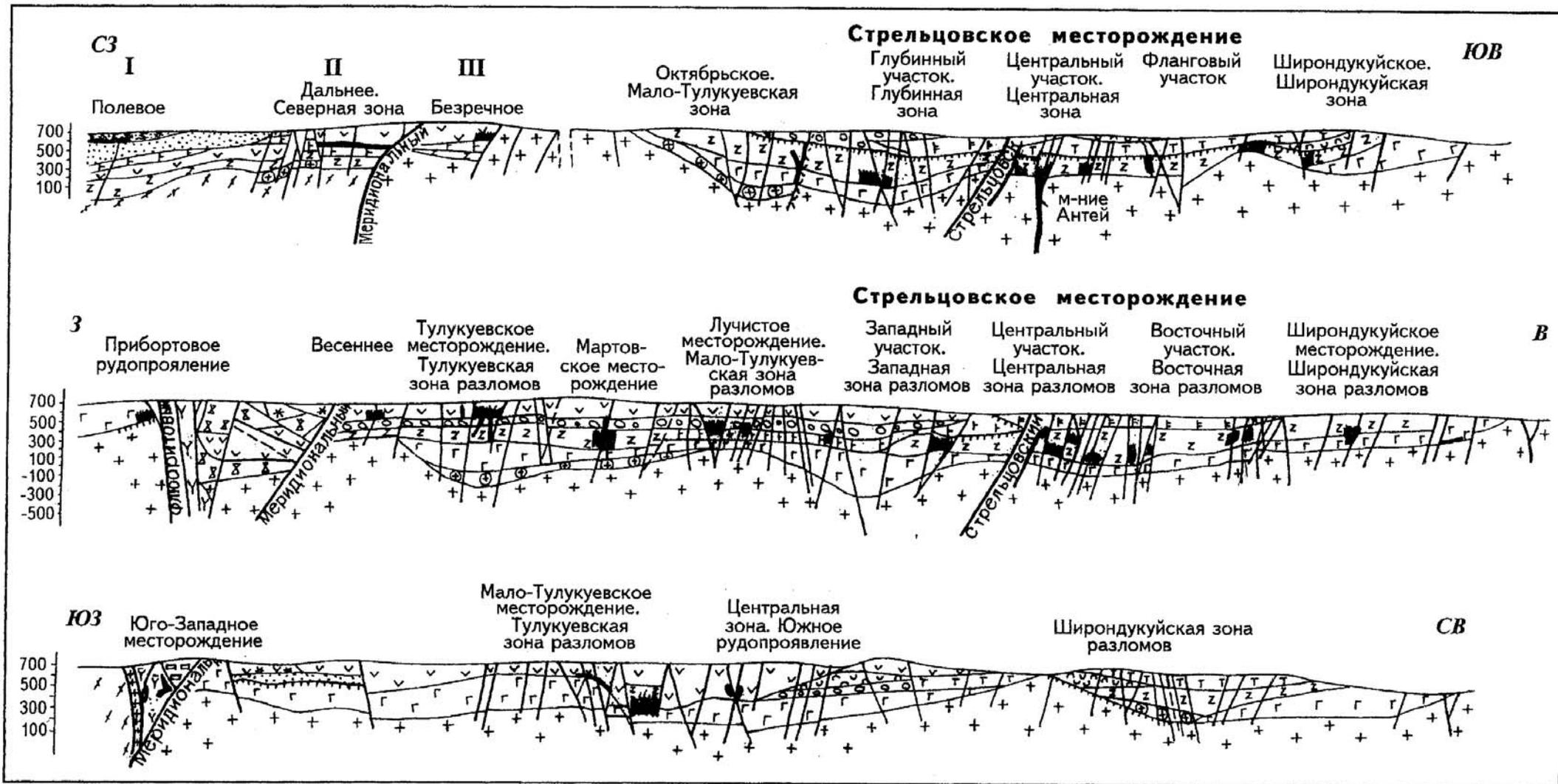


Рис. 64. Геологические разрезы месторождений Стрельцовского рудного поля
(условные обозначения см. на рис. 12)

Второй литолого-структурный уровень оруденения включает пачку рудоносных осадочных и туфогенных пород, залегающих в основании покрова фельзитов. Оруденение локализовалось в виде пластообразных залежей в проницаемых по латерали горизонтах пород, ограниченных пологими тектоническими интенсивно глинизированными нарушениями. В наиболее тектонически нарушенных узлах, характеризующихся развитием на этом уровне сложных трещинных зон вблизи разнонаправленных крупных разломов, образовались мощные штокверкоподобные рудоносные зоны (месторождения Тулукуевское, Юбилейное, Новогоднее, Лучистое). В местах пересечения пологих рудоносных горизонтов с рудовмещающими крутопадающими разрывами в последних образовались рудные столбы высотой до 50-80 м, характеризующиеся высоким содержанием урана.

Третий и четвертый литолого-структурные уровни оруденения приурочены соответственно к верхней и нижней частям нижнего покрова трахидацитов. Рудовмещающие зоны крутопадающей трещиноватости образовались над нижним и верхним экранами, в качестве которых явились пологие нарушения по контактам пород. На этих уровнях сформировались уплощенные рудоносные зоны. Рудонасыщенность четвертого уровня очень высокая. Нередко третий и четвертый уровни сливаются, в этих случаях размеры рудоносных зон по вертикали превышают их размеры по ширине.

Пятый литолого-структурный уровень объединяет рудные скопления в базальных конгломератах, песчаниках и в базальтах, залегающих в основании разреза осадочно-вулканогенной толщи. Урановое оруденение на этом уровне широко развито в восточной части рудного поля, где оно установлено на северо-восточном фланге месторождения Антей, Восточно-Широндукуйском месторождении, северном и восточном флангах Октябрьского месторождения, северном фланге Глубинного участка Стрельцовского месторождения. Забалансовое оруденение известно на участках Северном, Промплощадка, Талан-Гозогор; кроме того, за пределами рудного поля в базальных конгломератах локализовано месторождение Цаган-Тором. В соответствии с характером трещинной тектоники и проницаемостью пород на этом уровне в осадочных породах локализовались пластообразные залежи и крутопадающие рудоносные зоны.

Шестой литолого-структурный уровень оруденения приурочен к породам фундамента. Рудные тела сформировались под наиболее мощным экраном, каким является вся толща осадочно-вулканогенных пород, в структурных элементах, отличающихся иной пространственной ориентировкой. Рудовмещающие нарушения характеризуются сближенным расположением разрывов, кулисообразным сопряжением их с рудоконтролирующими тектоническими швами, являющимися сквозными дренирующими для фильтрующихся растворов. Рудоносные нарушения отличаются весьма высокой рудонасыщенностью.

Оруденение, развитое в эффузивах жерловых фаций, характеризуется сложной морфологией и низким качеством.

Морфологические особенности месторождений и рудных тел

Литолого-структурные условия предопределили морфологию рудных тел и месторождений в целом. Все месторождения представлены сочетанием структурно взаимосвязанных многочисленных рудных тел разнообразной морфологии. Месторождения, локализованные в осадочно-вулканогенной толще, характеризуются многоярусностью оруденения. На каждом месторождении рудоносные зоны сформировались на всех литолого-структурных уровнях, структурно объединенных крутопадающими рудоконтролирующими разломами. Исключение представляют месторождения Дальнее и Безречное, которые представлены рудными телами, образовавшимися только на верхнем уровне. На других уровнях рудные скопления не достигают промышленно значимых концентраций.

В соответствии с расширением по латерали рудовмещающих трещинных зон на каждом последующем снизу вверх уровне общая форма месторождений в разрезе имеет вид конуса, расширенного кверху. Месторождения, сосредоточенные в осадочно-вулканогенном чехле, являются бескорневыми. И только на Стрельцовском месторождении ме-

сторожение Антей, локализованное под ним в фундаменте, может рассматриваться как корневая часть Стрельцовского и, по-видимому, Широудукойских месторождений, объединенных рудоконтролирующими разрывами субширотного простирания, наиболее характерными для восточной части Аргунской зоны.

Для месторождений, локализованных в западной части Стрельцовской кальдеры в эффузивах жерловых фаций и на верхнем литолого-структурном уровне (Дальнее и Безречное), корневой частью является Аргунское месторождение, корнями уходящее в некую часть Краснокаменского вулканического аппарата. Для оруденения, образовавшегося в юго-западной части кальдеры, корнями служат рудные тела, приуроченные к некам в Юго-Западном вулканическом аппарате.

Морфология месторождений, образовавшихся в породах фундамента кальдеры (Аргунское, Антей), в соответствии со строением рудовмещающих тектонических нарушений характеризуется значительной вытянутостью по вертикали и по простиранию и относительно небольшой мощностью рудоносных зон. При этом вертикальный размах оруденения в фундаменте превышает суммарную высоту рудоносных зон всех литолого-структурных уровней в чехле.

Среди многообразия морфологических типов рудных залежей выделяется три основных: штокверкоподобные, жилообразные и пластообразные; при этом в рудоносных зонах на каждом литолого-структурном уровне рудные тела представлены модификациями двух или всех трех названных типов.

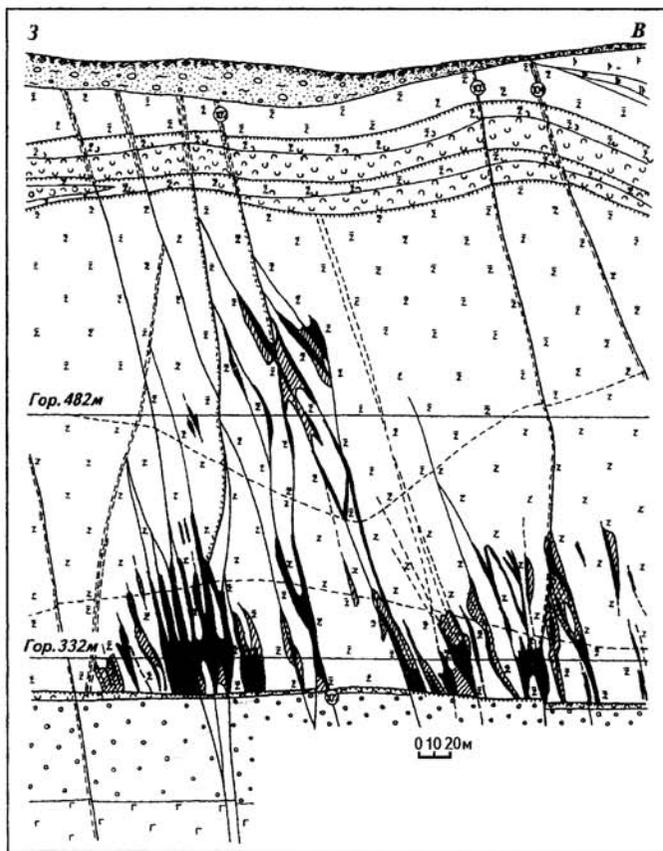


Рис. 65. Геологический разрез по линии 97 Глубинного участка Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

Штокверкоподобные рудные залежи в соответствии с размерами трещинных зон, развившихся вдоль разломов на одном или на слившихся нескольких литолого-структурных уровнях, имеют уплощенную форму или значительно вытянутую по вертикали (по высоте 200-300 при ширине 50-100 м). Уплощенные штокверки имеют высоту 50-80, ширину до 300, протяженность до 400-800 м. В пределах каждой рудоносной трещинной зоны выделяется несколько штокверкоподобных и жилообразных рудных залежей; нередко количество их превосходит 10-20. Внутреннее строение штокверкоподобных залежей обычно очень сложное. Распределение рудной минерализации контролируется крутопадающими трещинами, в связи с чем рудные скопления, насыщающие породу вдоль

трещин, прихотливо ветвятся и сочленяются, в комплексе образуя рудные залежи с высокой сплошностью оруденения; в случае низкой удельной трещиноватости пород в рудной залежи появляются слабо рудоносные или безрудные блоки, размеры которых зависят от принятых кондиционных показателей.

Урановая минерализация насыщает обломки пород в открытых трещинах и выделяется в виде прожилково-вкрапленных, гнездовых скоплений на всю высоту трещин до их выклинивания или до экранирующих поверхностей. Кроме того, мелкой рудной вкрапленностью насыщаются боковые породы вдоль трещин.

Рудные и безрудные интервалы в контурах рудных тел не имеют четких геологических границ и определяются в соответствии с кондиционными показателями по данным гамма-каротажа скважин и гамма-опробования выработок. В контурах одной штокверкоподобной залежи может быть до 5-10 рудных интервалов мощностью от 2 до 30 м, разделенных окнами пустых пород, имеющих мощность от 3 до 10 м. Наиболее существенные концентрации урана отмечаются в местах сопряжения трещин и разрывов, а также вблизи экранирующих поверхностей (рис. 65).

Для штокверкоподобных рудных залежей наиболее типичны прожилково-вкрапленные и тонковкрапленные текстуры руд. Вдоль трещин появляются прожилковые, гнездово-вкрапленные и брекчиевые текстуры.

Границами штокверкоподобных рудных залежей являются или ограничивающие экранирующие как пологие, так и крутопадающие тектонические нарушения, или естественное выклинивание оруденения. Наиболее четкими ограничениями служат нижние и верхние экранирующие пологие нарушения (рис. 66). При отсутствии экранов по простиранию, по восстанию и падению штокверки расщепляются на серию жилообразных апофиз, следующих вдоль рудоносных трещин до естественного выклинивания.

Жилообразные рудные тела подразделяются на простые и сложные жилы, а по размерам — на крупные жилы, пересекающие все породы в разрезе, и короткие, возникшие только в пределах одного или нескольких литологических горизонтов.

Сложные жилы образуются обычно в разломах, пересекающих всю толщу пород; они отличаются наличием пережимов и раздувов и многочисленных слабопроницаемых пород, а по простиранию жилы — пересечением основного рудовмещающего нарушения трещинами другого направления. В ряде случаев пережимы обусловлены сменой текстурных особенностей рудовмещающих пород, например, появлением пористых миндалекаменных участков среди плотных базальтов, благоприятных для трещинообразования. Раздувы по мощности достигают до 20-50 м, как правило, отличаются высокими концентрациями металла; они образуются в местах сопряжения нескольких близких по ориентировке рудоносных трещин или вблизи экранирующих поверхностей. Раздувы превышают размеры пережимов и нередко вмещают основные запасы металла по рудному телу. Высота и протяженность сложных жилообразных залежей достигает нескольких сот метров, мощность их колеблется от сантиметров до 30-50 м.

Простые жилы представляют собой выполненные рудной минерализацией несколько сближенных тектонических трещин, образовавшихся в разрыве на одном или нескольких литологических уровнях и оперяющихся основной рудоконтролирующим разломом. Часто жилы появляются при выклинивании и расщеплении штокверкоподобных рудных залежей. Размеры их по простиранию достигают несколько сот метров, по высоте — десятков, реже — сотен метров; мощность колеблется от 1-2 до 5-30 м.

Распределение урановой минерализации в жилообразных залежах неравномерное. Наиболее насыщены рудными минералами трещины и боковые породы вблизи них, в связи с чем характерны прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры руд.

Пластообразные залежи сформировались главным образом на втором литолого-структурном уровне и присутствуют на всех месторождениях. В соответствии с наклонно-восходящим движением рудоносных растворов пластообразные залежи локализовались на верхнем уровне месторождений, на их южных флангах, наиболее удаленных от основных рудоподводящих разломов Аргунской зоны (см. рис. 63). Пластообразные залежи на Дальнем месторождении находятся севернее основного рудоподводящего (Краснокаменского) структурного узла.

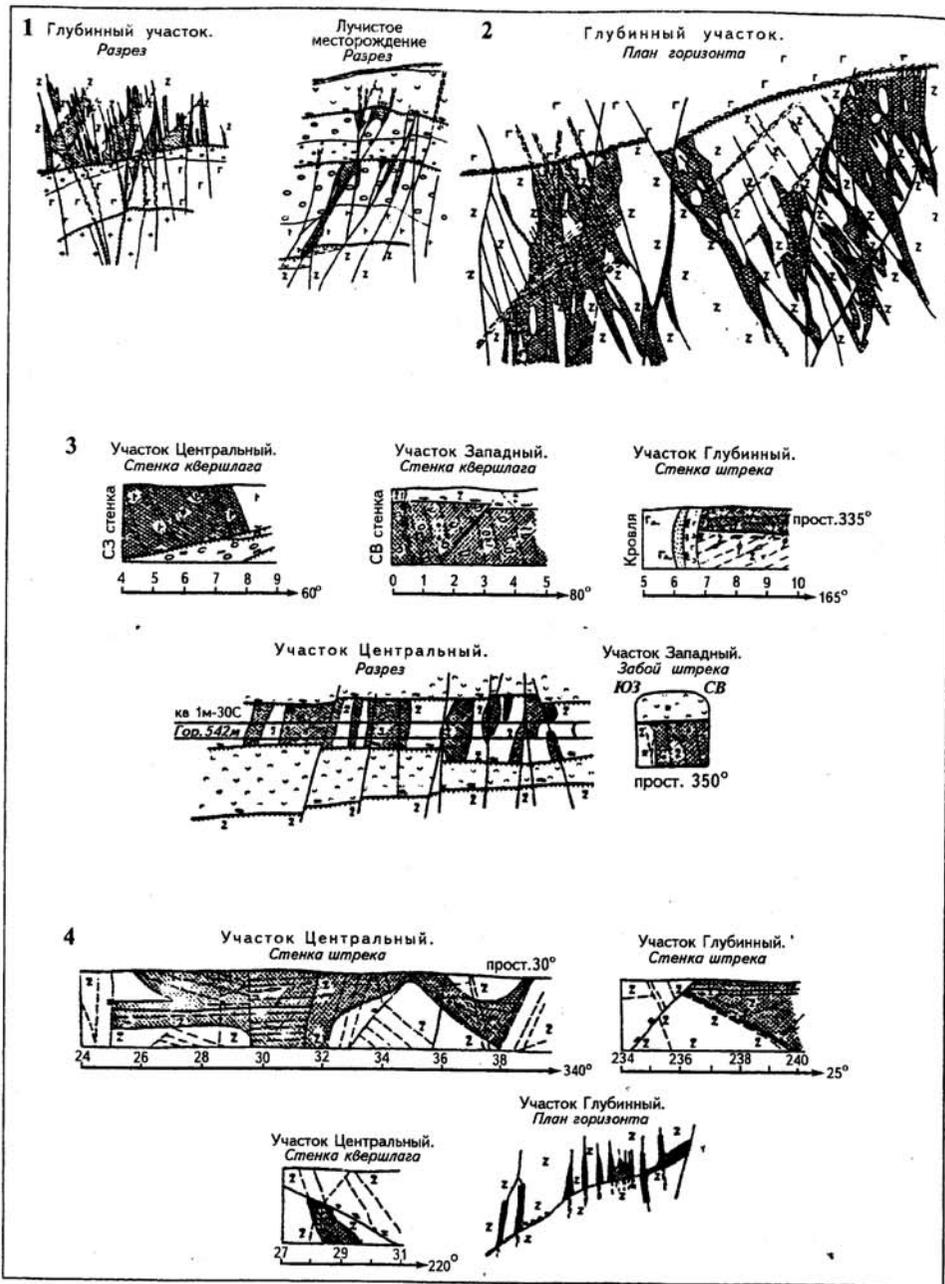


Рис. 66. Литолого-структурные типы экранов оруденения

1 — пологопадающие тектонические швы; 2 — крутопадающие тектонические швы; 3 — пологие нарушения на контактах пород; 4 — крутопадающие трещины (условные обозначения см. на рис. 12)

Установленная закономерность в пространственном размещении пластообразных залежей относительно других частей месторождения, более глубоко залегающих, находит широкое применение при поисках скрытого оруденения.

На некоторых месторождениях пластообразные залежи образовались и на других литолого-структурных уровнях, но среди них наиболее существенные концентрации урана приурочены к горизонтам песчаников среди базальных конгломератов на пятом литолого-структурном уровне (месторождения Антей, Восточно-Широндукуйское).

По морфологическим особенностям среди пластообразных залежей выделяются простые и усложненные раздувами, возникшими в местах пересечения их крутопадающими рудоносными разрывами.

Рудовмещающим пластообразных залежей, находящихся на верхнем уровне, является горизонт туфогенно-осадочных пород в основании покрова фельзитов, в котором образовалось пологое нарушение, характеризующееся высокой латеральной проницаемостью. Поровая проницаемость этих пород усиливается многочисленными внутрислоевыми диагональными трещинами, образовавшимися между пологими плоскостями-смещителями.

В разрезе некоторых пластообразных залежей, локализованных на верхнем уровне, наблюдается как бы смещение и по крутопадающим разломам с амплитудой до 20-30 м. Видимость смещения залежей обусловлена смещением рудовмещающих горизонтов пород, происшедшим до начала рудообразования, что подтверждается наличием рудоносных проводников в смещителях и образованием раздувов по мощности и увеличением содержания урана в залежах вблизи рудоносных крутопадающих разрывов.

Пластообразные залежи, локализованные на пятом литолого-структурном уровне, так же, как и на втором уровне, контролируются пологими межслоевыми срывами вблизи крутопадающих нарушений. Оруденение приурочено к мелкообломочным конгломератам, песчаникам, пиритизированным алевролитам с обуглившимися растительными остатками. Пластообразные залежи в виде лент вытягиваются вдоль рудоконтролирующих крутопадающих разрывов и вблизи них характеризуются максимальными концентрациями урана. Морфология рудных залежей зависит также от особенностей рельефа палеодолин в фундаменте. Наибольшей мощностью пластообразные залежи отличаются в русловых частях палеодолин, где мощность отложений максимальная. На участках сопряжения крутопадающих швов оруденение развивается как в осадочных породах, так и в вышележащем покрове трахидацитов, при этом пластообразная залежь осложнена крутопадающими апофизами, образовавшимися вдоль разрывных трещин.

Своеобразной морфологией характеризуются рудные залежи на месторождениях урана (Аргунское) и флюорита (Гозогор), локализованных в доломитизированных известняках; они представлены мощной (50-100 м) оруденелой брекчией, образование которой происходило как в связи с тектоническими подвижками, так и при механическом воздействии газонасыщенных гидротермальных растворов.

Рудные залежи в эффузивах жерловых фаций отличаются сложной морфологией, обусловленной развитием разнонаправленных трещин нередко в соответствии с морфологией экструзивных субвулканических тел.

Приведенная характеристика основных морфологических типов рудных залежей не исчерпывает особенностей их строения. В пределах рудоносных зон на каждом литолого-структурном уровне наблюдается сочетание штокверкоподобных и жилообразных залежей, в которых образовались раздувы, рудные столбы и пережимы. Усложнение внутреннего строения залежей вызвано сложностью тектоники на сопряжении разнонаправленных разрывов и наличием разного рода экранирующих поверхностей, влияющих на динамику растворов.

ПНЕВМАТОГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЙЯНИЯ

Специфические особенности преобразований пород Стрельцовой группы месторождений (иногда применяется термин Краснокаменная группа месторождений) обусловлены проявленностью в едином пространстве палеозойских высокотемпературных постмагматических пневматогидротермальных, позднемезозойских активизационных и низкотемпературных гидротермальных рудоформирующих процессов. В результате их воздействия в пределах Стрельцовой кальдеры практически не сохранились неизмененные породы.

Картирование измененных пород в пределах Стрельцовского рудного поля, изучение десятков тысяч шлифов позволило составить карты гидротермальных изменений и геохимических ореолов для различных уровней: для поверхности на уровне коренных пород, для нескольких уровней осадочно-вулканогенной толщи, а также для поверхности пород фундамента. Составлена обобщенная схема минералообразования (табл. 13), отражающая основные этапы постмагматической минерализации.

Распространение и формы ореолов измененных пород

Степень изменения пород Стрельцовского рудного поля в различных блоках весьма различная и напрямую зависит от степени тектонической нарушенности; формы ореолов измененных пород соответствуют типам рудовмещающих структурных элементов. Наиболее интенсивные изменения пород происходили в узлах пересечения разнонаправленных разломов в пределах Аргунской и Меридиональной глубинных зон разломов. В боковых частях этих зон породы также изменены, но максимально вдоль меридиональных и северо-западных разломов, пересекающих эти зоны, и в пологопадающих нарушениях на втором и пятом литолого-структурных уровнях оруденения. В целом неизмененные и слабо измененные породы составляют не более 10% объема Стрельцовой кальдеры.

Высокотемпературные изменения, вызванные постгранитизационными пневматогидротермальными процессами палеозойского и ранних этапов позднемезозойского активизационного периодов, проявлены только в породах фундамента кальдеры в пределах глубинных долгоживущих зон и в бортовых частях кальдеры на их продолжении, а также вдоль главных кальдерообразующих разломов. Зоны калишпатизации, альбитизации и грейзенизации имеют широкое развитие по площади, ширина их соответствует мощности зон тектонически нарушенных пород и достигает нескольких километров; максимальная измененность пород наблюдается вдоль катаклазитов и линейных зон бластомилонитов, развитых в пределах Аргунской зоны. Перечисленные типы изменений прослежены скважинами до глубины 2-2,7 км, признаков их выклинивания не установлено.

В осадочно-вулканогенной толще, сформировавшейся в последующие этапы активизационного периода, эти высокотемпературные изменения не проявлены.

Низкотемпературные гидротермальные изменения, связанные с рудоформирующим процессом, широко распространены в породах фундамента, где образуют узкие линейные зоны вдоль разломов и трещин более высоких порядков, и в осадочно-вулканогенной толще, где общая морфология ореолов соответствует внешним контурам рудоносных трещинных зон.

Размеры ореолов изменений зависят от интенсивности оруденения в рудоносных зонах и во много раз превышают их размеры: в поперечном сечении в 2-3 раза и по простиранию рудоконтролирующих структурных элементов в 5-10 раз (см. рис. 127). В породах фундамента ширина ореолов колеблется от 10 до 100 м, по простиранию рудовмещающих и рудоконтролирующих нарушений они прослеживаются на многие сотни метров и достигают длины 1,5 км от места выклинивания оруденения. В осадочно-вулканогенной толще внешние контуры ореолов изменений прослеживаются на расстоянии

Схема последовательности минералообразования в Стрельцовском рудном поле

Минералы	Этапы активизации											
	Палеозойский		Позднемезозойский									
	Формации											
	Пневматогидротермальные высокотемпературные						Средне-, низкотемпературные					
	Фашия и стадии											
Кремнекислая	Грейзеновая 1 кварц-турмалиновая	Кремнещелочная микроклиновальная 1-альбитовая	Грейзеновая 2 кварц-мусковит-флюоритовая	Кремнещелочная кварц-микроклиновальная 2-альбитовая	Скарново-пропилитовая	Серпичит-полиметаллическая	Аргиллизитовая	Криптокварц-карбонат-сульфидная	Альбит-бранитовая	Кварц-молибденит-настурановая	Кварц-флюорит-молибденитовая	Кварц-карбонат-флюоритовая
Кварц												
Ортоклаз												
Мусковит												
Турмалин												
Микроклин												
Альбит												
Пеннин												
Эпидот												
Диопсид												
Флогопит												
Актинолит												
Скаполит												
Волластонит												
Апатит												
Гранат												
Пирит												
Сфалерит												
Клейофан												
Халькопирит												
Галенит												
Арсенопирит												
Касситерит												
Гематит												
Марказит												
Гидрослюда												
Сода-монтмориллонит												
Хлорит-монтмориллонит												
Тосудит												
Монтмориллонит												
Каолинит												
Дикцит												
Браннерит												
Уранинит												
Коффинит												
Настуран												
Молибденит												
Иордизит												
Шамозит												
Берtrandит												
Мышьяк												
Флюорит												
Серпичит												
Апатит урансодержащий												
Сидерит												
Анкерит												
Кальцит												
Доломит												

Условные обозначения: — широко распространенные, — мало распространенные, - - - - редко встречающиеся.

Кроме названных в таблице редко встречается: блеклая руда, арсеносульфид, торит, бреггерит, серпентин, золото, натролит, углеродистое вещество, манганосидерит, серебро, медь, востит, киноварь, аршиновит, сидероплезит, пирзит, синезит, барит, адуляр, морденит, гейландит, вавеллит, полигорскит, монацит, ксеноцит, циркон, сфен, топаз, ортит, шпинель, рутил, анатаз, ильменит, титаномагнетит, магнетит, пирротин.

100-300 м от рудных тел в боковые породы, а по простиранию рудовмещающих структурных элементов удалены на многие сотни метров.

На поверхности коренных пород образуются обширные ореолы изменений в Западном блоке Стрельцовой кальдеры, где широко развиты сквозные разломы и трещинные зоны в эффузивах жерловых фаций.

В восточной части рудного поля литолого-структурные условия резко отличаются от условий западной части. Здесь значительная часть крутопадающих разрывных нарушений перекрыта покровами эффузивов и пологими нарушениями или проявлена лишь зонами сближенной трещиноватости. В связи с этим ореолы аргиллизации прослеживаются на поверхности коренных пород в виде узких лент мощностью до первых десятков метров вдоль сквозных разломов и зон трещиноватости, а по пологим нарушениям, повторяя их контуры, распространяются на значительные расстояния от рудоконтролирующих разломов.

Ореолы гидротермальных изменений характеризуются определенной зональностью по латерали и вертикали, отражающей интенсивность преобразований и их минеральный состав. Ореолы, сформированные рудоподготовительными процессами, более обширны по сравнению с ореолами рудообразующего этапа, и область их развития соответствует масштабам зон проницаемых пород. Термобарические условия в блоках различной проницаемости пород обусловили фациальные различия дорудных метасоматических изменений, о чем сказано ниже.

Постгранитизационные высокотемпературные преобразования пород

Региональные процессы метасоматического гранитообразования сменились постгранитизационными высокотемпературными метасоматическими преобразованиями — ранней калишпатизацией, альбитизацией и грейзенизацией 1 (боровая специализация) — в палеозое, микроклинизацией 1, альбитизацией 1 и грейзенизацией 2 (фторовой специализации), проявившихся в позднем мезозое после становления гранитов кукульбейского комплекса, но до верхнеюрских вулканитов приаргунской свиты. Высокотемпературные метасоматиты сосредоточены вдоль тектонически ослабленных зон в сводовых частях и менее на крыльях купольных поднятий. Они прослеживаются вдоль глубинных Аргунской и Урулюнгуевской тектонических зон на всем их протяжении, но наиболее интенсивно проявлены в фундаменте Стрельцовой кальдеры в узлах пересечения Аргунской зоны с разломами меридиональной системы.

Проявленность в фундаменте Стрельцовой кальдеры рудоподготовительных многостадийных преобразований, позднемезозойского магматизма и низкотемпературных гидротермальных рудоформирующих процессов обусловлены длительной эволюцией глубинного магматического очага, способного генерировать флюидоводные потоки, привносящие в область рудоотложения огромные массы различных, в том числе и рудогенных, элементов.

Если на завершающих этапах позднепалеозойской истории развития района пневмогидротермальные кремнекалиевые растворы фильтровались в пределах мощных и протяженных проницаемых зон, то последующие кремнещелочные растворы, обусловившие микроклинизацию и альбитизацию пород в ранний этап позднемезозойской истории, просачивались вдоль более локальных каналов в пределах этих же глубинных тектонически ослабленных зон.

Достоверное датирование полихронных процессов калишпатизации, альбитизации и грейзенизации затруднено в связи с телескопированием различных метасоматитов в единых тектонических зонах. Однако определение возраста калишпатов из ундинских гранитоидов показывает, что начало региональной калишпатизации приходится на нижнепермское время (290 млн лет) и продолжается она в течение всего периода гранитизации вплоть до верхнего триаса (возраст калишпатов от 250 до 200 млн лет). После становления ундинских гранитоидов продолжался кремнекалиевый метасоматоз, но на рубеже верх-

него триаса и нижней юры локально проявленная вдоль глубинных разломов стадия высокотемпературного метасоматоза отличается более интенсивным развитием решетчатого микроклина (его возраст 195-165 млн лет).

Проведенные исследования позволили установить следующую последовательность рудоподготовительных высокотемпературных пневмогидротермальных процессов (см. табл. 13): позднепалеозойский (постгранитизационный) кремнекалиевый метасоматоз (ранние калишпатизация и альбитизация);

позднепалеозойская стадия кислотного выщелачивания — грейзенизация 1 — боровой специализации;

позднемезозойский кремнещелочной метасоматоз — микроклинизация 1, альбитизация 1;

позднемезозойская стадия кислотного выщелачивания — грейзенизация 2 — борфторовой специализации;

кремнещелочной метасоматоз — микроклинизация 2 и альбитизация;

скарноидно-пропилитовые изменения.

Ранняя калишпатизация в породах фундамента Стрельцовой кальдеры вызвала образование крупных порфиробласт калишпата, особенно обильно насыщающих породы в пределах Аргунской зоны и в узле ее сопряжения с Меридиональной зоной, где по амфиболитам образовались кварц-калишпатовые мигматиты. При замещении плагиоклаза кварцем и калишпатом выделился альбит, шахматный и образующий каркасные каймы.

С этим этапом пневмогидротермальных преобразований связана грейзенизация 1, характеризующаяся боровой специализацией, обусловившая формирование кварц-турмалиновых жил, менее мусковита — в их зальбандах, а также автометасоматических крупнозернистых обособлений (до 5-10 см в диаметре) того же состава в апикальных частях интрузивно-анатектических разновидностей позднепалеозойских гранитов. Незначительное развитие слюды в кварц-турмалиновых агрегатах отличает палеозойские грейзены от позднемезозойских, представленных кварц-слюдыстыми метасоматитами. На большей части Аргунского хребта подобные образования телескопированы минеральными агрегатами более поздних процессов. Они отмечаются в Кличкинском хребте, во многих пунктах в пределах Аргунской и Урулюнгуевской зон бластомилонитов и катаклазитов, а также вдоль Ургуйской и Южно-Аргунской зон разломов. В пределах Аргунской зоны как в фундаменте кальдеры, так и вне ее минеральные ассоциации ранней грейзенизации образуют крупные жилы, скопления жил, а также равномерно распределенные в гранитах обособления изометричной формы размерами от 2 до 10 см в диаметре. В составе этих тел преобладает черный турмалин и кварц. Мусковит крупнопластинчатый развит в небольшом количестве в отличие от развитых здесь позднемезозойских кварц-флюорит-мусковитовых грейзенов, в которых мусковит мелкочешуйчатый. Процесс грейзенизации 1 привел к замещению биотита мусковитом, плагиоклаза — турмалином, кварцем, альбитом и мусковитом. В скоплениях мусковит-кварц-турмалинового состава присутствуют редкие гнезда и вкрапления циркона, апатита, пирита, уранинита, монацита, граната, анатаза, время выделения которых неясно.

Наиболее доступны для исследований минеральные комплексы, связанные с позднемезозойским этапом высокотемпературных пневмогидротермальных процессов, так как они образуют более локальные ореолы, контролирующиеся тектоническими нарушениями. К этому этапу относятся микроклиновые 1 и микроклин-альбитовые 1 метасоматиты, минеральные комплексы, связанные с позднемезозойской стадией кислотного выщелачивания — с грейзенизацией 2 фторовой специализации, микроклинизация 2 и альбитизация, скарноидно-пропилитовые изменения меланократовых и карбонатных пород.

Время образования перечисленных метасоматитов устанавливается как мезозойское доверхнеюрское по результатам определений абсолютного возраста калишпатов (178-124 млн лет) и на основании проявленности их в гранит-порфирах кукульбейского интрузивного комплекса (J_2), при этом эффузивы верхнеюрской приаргунской свиты не затронуты этими изменениями.

В результате проявления кремнекалийнатриевого метасоматоза в ранние этапы позднемезозойской активизации сформировались линейные зоны микроклиновых и альбитовых метасоматитов.

Тела кварц-микроклиновых 1 и кварц-микроклин-альбитовых 1 метасоматитов прослеживаются в фундаменте Стрельцовской кальдеры и за ее пределами в осевой части Аргунской зоны разломов. Ширина зоны их развития составляет не менее 500-1000 м. Мощность отдельных тел метасоматитов колеблется от первых сантиметров до 5-10 м, а на глубоких уровнях Аргунской зоны (по данным бурения глубоких скважин) мощность кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов увеличивается до 30-80 м. По падению зоны метасоматитов прослеживаются до глубины 2500 м и не выклиниваются. Вмещающие породы также микроклинизированы и альбитизированы; при этом в верхних частях разреза пород фундамента примерно до глубины 2000 м границы тел метасоматитов нечеткие с постепенными переходами во вмещающие породы. Глубже тела метасоматитов отличаются более четкими контактами. Микроклиновые метасоматиты выделяются яркой красно-бурой окраской; они сохраняют гнейсовидную текстуру замещаемых гранитов и мигматитовую при микроклинизации гнейсов и амфиболитов и состоят на 50-70% из ортоклаза, замещенного решетчатым микроклином. В центральных частях зон микроклинизации происходит полное замещение ортоклаза и всех породообразующих минералов решетчатым микроклином, при этом образуются гидроокиси железа и титана, высвобождающиеся при замещении темноцветных и рудных аксессуарных минералов. Микроклинизация нередко сопровождается биотитизацией.

Детальные кристаллохимические исследования калиевых полевых шпатов, выполненные в лабораториях ВИМСа (Модников И.С., Перед Н.А., 1983), показали, что калишпат порфиробласт представлен ортоклазом и смесью низкого микроклина и ортоклаза с температурой образования 600-700°C в гнейсовидных гранитах и 500-600°C в порфиробластовых биотитовых гранитах. Решетчатый микроклин из высокотемпературных метасоматитов образовался при температуре 330-400°C.

Альбит развивается по микроклину, ортоклазу и плагиоклазу. Сопряженная с микроклинизацией 1 альбитизация 1 происходила в основном без привноса натрия и обусловлена высвобождением его из замещаемых минералов. Но на участках более интенсивного развития альбита 1, как это установлено М.В.Вампиловым (1972) на месторождении Антей, где альбит 1 образует в светло-серых гранитах контрастные зоны, имеющие мощность до первых метров, содержание Na₂O составляет от 5,0 до 8-10%. Мелкозернистый агрегат альбита 1 замещает по периферии зерна калишпата (струйчатый альбит) и плагиоклаза (перистый альбит). Гранит при этом приобретает белую окраску, в нем образовалось повышенное количество магнетита, сфена, циркона, апатита и минералов редких земель — от 0,02 до 0,08%. Кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты выделяются ярко-розовой окраской, нередко сохраняют реликтовую гнейсовидную текстуру субстрата. В метасоматитах содержится (в %): кварца — 30, микроклина — 30-60, альбита — 10-20, реликтов плагиоклаза и биотита — 10-15. В амфиболитах и меланократовых гнейсах метасоматиты образуют многочисленные согласные и секущие жилы мощностью от первых сантиметров до 5-10 м. Жилы олигоклаз-калишпат-альбитового, реже калишпатового состава контрастно выделяются по цвету, при этом мелкозернистый альбит-калишпатовый агрегат равномерно пропитывает всю ткань боковых пород или образует вытянутые по гнейсовидности обособления, придавая меланократовым породам линзовидно-полосчатую струйчатую текстуру. Отмечаются брекчиевые текстуры, созданные обломками меланократовых пород, заключенных в жильной кварц-калишпатовой массе. В амфиболитах в зонах микроклинизации и альбитизации между зернами роговой обманки развит калишпат и агрегат эпидота, слюды, рудных минералов, апатита; роговая обманка заметно ошелачивается и приобретает различные оттенки голубого цвета.

Минеральные комплексы, связанные с процессами позднемезозойской грейзенизации 2, широко проявлены вдоль Урулунгуевской глубинной тектонически ослабленной зоны на всем ее протяжении, в Маргудек-Кличкинском, Аргунском, Куладжинском и Чаган-Олуевском купольных поднятиях, развиваясь в зонах бластомилонитов. В пределах Стрельцовской кальдеры наибольшее развитие грейзены получили в Краснокаменском структурном узле, а также к западу и востоку от него — в Аргунской зоне разломов. В восточной части Стрельцовской кальдеры грейзеновые минеральные ассоциации прояв-

лены слабо и в большом объеме они переработаны, как в Антейском структурном узле, последующими низкотемпературными процессами.

В западной части кальдеры кварц-мусковит-флюорит-турмалиновые грейзены образуют широкие (первые тысячи метров) ореолы в фундаменте — в гранитоидах и кристаллических сланцах. Максимально они развиты в зонах бластомилонитов. Грейзенизированные бластомилониты гранитов представляют собой светло-зеленоватые породы, состоящие из линейно вытянутых линзовидных агрегатных скоплений или прожилков мелкозернистого кварца и мелкочешуйчатого мусковита с резким преобладанием мусковита. В этих агрегатах постоянно отмечаются мелкие зерна флюорита, редко корродированного реликтового турмалина. Кварц-мусковитовый агрегат в первую очередь развивается по

плагиоклазу, но по мере дальнейшего увеличения кислотности метасоматизирующих растворов мусковитом замещается и микроклин. Отмечается замещение крупночешуйчатого раннего мусковита (грейзен 1) мелкочешуйчатым (грейзен 2), турмалина флюоритом. С мелкочешуйчатым мусковитом ассоциирует кварц, топаз, флюорит. В осевых частях грейзеновых метасоматитов образуются моно-кварцевые линзы, содержащие нередко топаз. Содержание оксида калия в этих породах достигает 5,0-6,3%, натрий выносятся (табл. 14).

Позднемезозойские преобразования стадии кислотного выщелачивания,

наложенные на ранее сформировавшиеся пневматогидротермальные изменения, обусловили образование сложных полиформационных минеральных комплексов.

Характерные для грейзенизации 1 гнездовые скопления крупных зерен кварца и турмалина окаймлены ярко-розовыми ореолами, состоящими из мелкозернистого агрегата калишпата, сопровождающего грейзенизацию 1; при этом вновь образовавшийся ортоклаз замещает ранний микроклин 1 и выделяется в небольшом количестве альбит. Ортоклаз и олигоклаз замещаются турмалином, кварцем и мусковитом; последний замещает и биотит. Нередки случаи замещения крупночешуйчатого мусковита решетчатым микроклином 1, связанным с позднемезозойским этапом калишпатизации. Такие кварц-мусковит-турмалиновые обособления содержат вкрапления циркона, апатита, пирита, уранинита, монацита, граната, анатаза. Уранинит отмечается также в виде обособленных кристаллов кубической формы размером 0,3-2-3 мм в диаметре, окруженных ореолом дисперсного гематита, в связи с чем они ярко выделяются красновато-бурым цветом на розовом фоне гранитов. Время отложения уранинита неясно, но по косвенным признакам установлено, что уранинит выделялся как в разные этапы рудоподготовительных пневматогидротермальных процессов, так и при формировании низкотемпературных гидротермальных урановых руд. Обычно в высокотемпературных метасоматитах кристаллы уранинита ассоциируют с минералами мусковит-кварцевой ассоциации (грейзенизации) и микроклиновых метасоматитов.

При наложении на уранинит минералов грейзена 2 происходит разъедание и растворение его зерен вплоть до полного исчезновения с сохранением теневых очертаний его прежней кубической формы.

По данным лазерного анализа, выполненного К.В.Скворцовой в лаборатории ВИМСа, различные генерации уранинита отличаются по составу элементов-примесей. В одних кроме урана устанавливаются высокие содержания иттрия (до 10-12%) и присутствует молибден и висмут (скв. 2с, глубина 2232 м), в других (скв. 2с, глубина 2170 м) фиксируются высокие содержания Th, Ti, Y, La и минерал является торийсодержащим уранинитом и может быть отнесен к бреггериту.

Таблица 14
Содержание оксидов K₂O, Na₂O
в кварц-слоистых метасоматитах

Порода	Место отбора пробы (скважина; глубина, м)	Содержание, %	
		K ₂ O	Na ₂ O
Кварц-слоистый метасоматит	1с; 902,0	4,85	0,15
То же	1с; 920,0	6,30	0,13
".	1с; 915,0	5,50	0,12
".	1с; 735,0	5,20	0,07
".	1с; 736,7	5,0	0,2

Химический состав (в %) светлых слюд (аналитик А.И.Фиселева, ВИМС)

В интенсивно грейзенизированных гранитах и кристаллических сланцах широкое распространение получили прожилки и жилы кварца с вкрапленностью флюорита, топаза, циркона, пирита, иногда — касситерита, карбоната редких земель — паризита и синхизита (фтор-карбоната редких земель). С этим этапом грейзенизации связана, по-видимому, непромывленная оловорудная минерализация, развитая в околорудном пространстве месторождений Аргунское и Жерловое — на их флангах и в подрудном горизонте; она приурочена к зонам серицитизации гранитов и кристаллических сланцев и представлена касситеритом, с которым ассоциирует мусковит, гранат (альмандин), турмалин, топаз, хлорит, монацит, реже манганозит, манганокальцит, вюстит и другие минералы.

Как видно из изложенного материала, в Стрельцовой кальдере проявлены слюды в метасоматитах различной формационной принадлежности. С целью сопоставления типоморфных свойств слюд, связанных с различными этапами высокотемпературных пневматогидротермальных и среднетемпературных гидротермальных процессов, были изучены их химический состав, оптические и термические свойства, а также рентгеноструктурные особенности. Обособленно изучались три основные разновидности: мусковит 1 крупночешуйчатый, размер чешуй 0,5-3 мм (грейзен 1); мусковит 2 мелкочешуйчатый, размер чешуй 0,05-0,1 мм (грейзен 2); гидрослюда мелкоагрегатная, размер чешуй менее 0,03 мм (аргиллизиты).

Дифрактограммы мусковитов показывают, что мусковит 2 отличается более неупорядоченной структурой. По данным рентгеноструктурного анализа слюда, выделяющаяся при грейзенизации 1, относится к мусковиту полиморфной модификации 2M₁, является двухслойной, маловодной. Мусковит 2 (грейзен 2) представлен гидромусковитом также полиморфной модификации 2M₁, но несколько обогащенным водой. Мелкоагрегатная гидрослюда из прерудных аргиллизитов относится к полиморфной модификации 1M и соответствует слюде глауконит-сладонитового типа.

Проведенные химические анализы (табл. 15) свидетельствуют о том, что в большинстве случаев они содержат избыточное количество воды; наибольший избыток отмечается в гидрослюдах 1M. По соотношению компонентов изученные слюды укладываются в область составов мусковит-фенгит-гидрослюда; количество калия в мусковите 1 — 0,7-0,82, в мусковите 2 — 0,5-0,79, в гидрослуде 1M содержание калия не превышает 0,5%. По данным спектрального анализа (ВИМС) в мусковите 1 отмечаются несколько повышенные содержания Mo, Zr, Cu, в мелкочешуйчатом мусковите 2 наблюдается обогащение Sn, Li, Y, Yb, Be. Следы различной формационной принадлежности отличаются температурными кривыми: эндотермический эффект для мусковита 1 находится в области 900-1000°C, мусковита 2 — 600-650°C, гидрослюды — около 200°C.

Таким образом, грейзены второго этапа грейзенизации имеют фторовую, редкоземельную и редкометалльную специализацию. Они отличаются более мелкозернистой структурой по сравнению с крупнозернистыми кварц-мусковит-турмалиновыми грейзенами и преобладанием в их составе мелкочешуйчатого мусковита, флюорита над турмалином или отсутствием последнего. Для мусковитов поздних грейзенов по сравнению с ранним мусковитом 1 установлено пониженное содержание калия и воды, повышено — магния, натрия. В грейзенах 2 среди акцессорных минералов широко распространены циркон, ортит, монацит, касситерит, уранинит. Л.Н.Беловой и И.В.Мельниковым в них установлен титанат урана — давидит.

В зонах максимального проявления высокотемпературных преобразований пневматогидротермальный метасоматоз завершается микроклинизацией 2 и альбитизацией с привнесом натрия, наиболее характерными для глубоких уровней рудоконтролирующих зон. В таких зонах проявлены микроклин и альбит нескольких генераций и наблюдается появление в микроклиновых метасоматитах прожилкообразных мелкозернистых микроклин-альбитовых агрегатов, пересекающих таблицы микроклина 1 и грейзеновые минералы. В калиевых гранитах наряду с микроклином 1, образующим псевдоморфные обособления по ортоклазу-пертиту и замещенным частично пластинчатым альбитом 1, отмечаются выделения решетчатого микроклина 2, замещающие этот альбит; микроклин 2 здесь также образует прожилки, пересекающие микроклинизированный ортоклаз. При замещении микроклином порфиробласты ортоклаза приобретают ярко-розовый цвет.

Окислы, компоненты	Мусковит модификации 2M ₁								Гидрослюда модификации 1M			
	Мусковит крупночешуйчатый				Мусковит мелкочешуйчатый				Западный блок	Восточный блок		
	Западный блок		Восточный блок		Западный блок		Восточный блок					
	Номер проб*											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	43,97	45,68	44,31	54,89	48,64	64,13	55,30	47,92	46,69	59,11	66,54	43,0
TiO ₂	0,16	0,18	0,10	0,20	0,35	-	1,13	-	0,01	-	0,18	-
Al ₂ O ₃	40,15	35,20	36,67	26,31	29,51	21,37	23,12	35,83	36,08	22,97	16,18	28,0
Fe ₂ O ₃	1,74	2,17	2,60	4,23	2,44	2,99	3,27	0,93	0,36	4,60	0,92	1,3
FeO	0,48	-	-	-	2,03	-	-	-	0,50	-	1,04	-
MnO	0,07	0,02	0,02	0,63	0,06	-	0,19	-	0,01	-	0,04	-
MgO	0,08	0,53	0,15	1,18	1,13	0,53	1,04	0,22	0,19	0,88	0,65	0,93
CaO	0,73	0,54	0,30	0,31	0,81	-	1,41	0,15	0,14	-	0,75	-
Na ₂ O	0,69	0,60	0,69	-	1,54	0,17	2,59	0,20	0,25	0,21	0,24	1,03
K ₂ O	10,02	9,40	9,14	8,33	7,68	6,83	5,68	8,80	9,32	4,67	5,41	6,5
H ₂ O ⁺	0,64	2,0	1,95	3,98	5,51	3,86	8,76	5,93	5,83	-	5,78	5,40
Состав слюд в пересчете на формульную единицу (XY ₃ Z ₄ O ₁₀ (OH,F) ₂)												
K	0,82	0,81	0,78	0,70	0,58	0,56	0,50	0,74	0,79	0,46	0,46	0,48
Na	0,08	0,08	0,08	0,05	0,20	0,22	0,34	0,03	0,03	0,04	0,02	0,15
Ca	0,05	0,04	0,02	0,02	0,06	-	0,11	0,05	0,07	-	0,05	-
Mg	0,95	0,93	0,88	0,79	0,84	0,78	0,95	0,82	0,89	0,48	0,54	0,63
Mn	0,005	0,001	0,01	0,04	0,003	-	0,01	0,004	-	-	0,03	-
Fe ³⁺	0,82	0,10	0,13	0,21	0,13	0,15	0,17	0,05	0,02	0,23	0,04	0,07
Fe ²⁺	0,23	-	-	-	0,12	-	-	-	0,03	-	0,61	-
Al	1,98	1,83	1,86	1,63	1,37	1,65	1,65	1,93	1,94	1,67	1,40	1,87
Ti	0,007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	2,82	1,98	2,01	1,92	1,74	1,85	1,94	2,0	2,0	1,90	2,14	2,05
Si	2,83	3,05	2,96	3,60	3,33	4,0	3,79	3,15	3,12	3,97	4,0	3,30
Al	1,17	0,95	1,04	0,40	1,67	-	0,21	0,85	0,88	0,03	-	0,70
Z	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
OH	0,26	-	-	1,74	2,51	1,68	4,09	2,6	2,57	2,0	1,68	2,4

- *1 - Скв.6658, глуб.981 м
- 2 - Скв.6658, глуб.800 м
- 3 - Скв.5149, глуб.650 м
- 4 - Скв.2с, глуб.2420 м
- 5 - Аргунское м-ние, гор.3747 м
- 6 - Скв.5045
- 7 - Скв.4с, глуб.1268 м
- 8 - Скв.264, глуб.7771 м
- 9 - Скв.264, глуб.1440 м
- 10 - Скв.5053
- 11 - Скв.724, глуб.1756 м
- 12 - М-ние Антей, гор.114 м

В них содержатся новообразованные таблички альбита. Позднепалеозойские микроклинизированные граниты в процессе позднемезозойского тектогенеза катаклазированы, милонитизированы, микроклин при этом раздроблен и пересечен прожилками мусковита. Две разновидности микроклина устанавливаются в осевой части Аргунской зоны в гранитах, содержащих скопления крупных ярко-розовых микроклинов: ранний деформированный, а более поздний — свежий и развит вдоль зон дробления. Нередко в зальбандах прожилков микроклина, образовавшихся в меланократовых гнейсах и амфиболитах, развивается мелкочешуйчатый биотит. Этот поздний биотит присутствует в заметных количествах как непосредственно в массе кварц-микроклинового метасоматита, так и во вмещающих главным образом меланократовых породах, образуя подобие зоны базификации.

Решетчатый микроклин 2 представлен высокоупорядоченной разновидностью. Содержание калия в таком метасоматите возрастает в 2-3 раза (табл. 16, 17).

Микроклин 2 в ассоциации с кварцем и нередко альбитом замещает минеральные ассоциации грейзенов 2, мусковит, турмалин, оставляя эти минералы в реликтах, в отличие от микроклина 1, который замещается турмалином и мусковитом ранней грейзенизации 1.

Альбитизация, сопровождающая постгранитизационный кремнещелочной метасоматоз и грейзенизацию, проявлена как в фундаменте кальдеры, так и в целом по Урулюнгуевскому блоку, но менее широко, чем микроклинизация. В пределах Аргунской зоны, особенно в фундаменте Стрельцовой кальдеры, зоны альбитизации имеют такой же характер, как и зоны микроклинизации, и в локальных линейно вытянутых зонах альбитизация пород доходит до образования почти чистых альбитовых метасоматитов. Ранняя альбитизация 1 проявлена в виде каемок пертитов замещения, чаще в виде таблитчатых и мелкозернистых агрегатов.

Альбитизация, сопровождающая грейзенизацию 2, широко проявлена в пределах Краснокаменского структурно-магматического узла, особенно на глубоких уровнях, вскрытых скважинами глубиной более 1500-2000 м. Альбит выделяется в виде расплывчатых амебовидных зерен, замещающих микроклин. Нередко он находится в ассоциации с мусковитом, разъедает и замещает его. Содержание оксида натрия в таких породах составляет 3,9-4,4%. Эта альбитизация по количеству натрия сказывается на химическом составе породы, так как происходила в зонах, обедненных натрием предшествующими процессами.

В зонах высокотемпературных кварц-микроклин-альбитовых изменений, связанных с позднемезозойскими процессами, установлены в подрудных горизонтах месторождений непромышленные проявления уранинита, бреггерита и паризита, образующих мелкую вкрапленность в ассоциации с урансодержащими ксенотимом (урана до 0,11865% по данным F-радиографий), цирконом, монацитом, анатазом (К.В.Скворцова, А.С.Авдонин, ВИМС).

В пределах Краснокаменского вулканотектонического узла, где телескопированы минеральные ассоциации всех пневматогидротермальных процессов, в меланократовых метаморфических породах и в доломитизированных известняках распространены минералы скарноидно-пропилитовой формации. Наиболее тесно они ассоциируют с минеральными проявлениями кремненатриевого метасоматоза, развиваясь в зальбандах жилообразных тел кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов и в метасоматически микроклинизированных и альбитизированных орто- и параамфиболитах. Минеральные ассоциации скарноидно-пропилитовой формации установлены в пределах Аргунской зоны на всех участках, где меланократовые гнейсы и амфиболиты подверглись кремнещелочному метасоматозу.

В зонах изменения, в связи с кремнещелочным метасоматозом и скарнообразованием (в контактах с амфиболитами, доломитами и т.п.), устанавливается проявление специфической минерализации, представленной ассоциацией форстерита, андрадита, флогопита, эпидота, альбита, кварца, гексагонального молибденита, ториевого уранинита, ортита, монацита, а также пирита, халькопирита и других сульфидов. Возраст ториевого уранинита (бреггерита) по данным изотопно-свинцового метода составляет 440-460 млн лет. Близкие возраста уранинита, выделенного из биотитовых гранитов, определены И.В.Чернышовым, формирование охарактеризованной уран-молибденовой минерализации, по их данным, сопряжено во времени со становлением гранитоидов нижнего палеозоя. Подобную трактовку времени образования молибденитовой минерализации предлагает

Характеристика структурного состояния микроклинов (месторождение Аргунское - околорудное и подрудное пространство)*

Место отбора пробы (скважина, глубина, м)	Минерал	Позиционное распределение алюминия				Степень триклинности	Структурная позиция алюминия и кремния			Изоморфная примесь Na, %	Механическая примесь альбита, %
		T ₁₀	T _{1M}	T ₂₀	T _{2M}		T ₁	T ₂	T _{1-T₂}		
(относительно единицы)											
5105/1039	Максимальный микроклин	0,955	0,005	0,02	0,02	0,95	0,96	0,04	0,92	7	
5110/821	"	0,90	0,05	0,025	0,025	0,85	0,95	0,05	0,90	13,2	40
1474/874	Микроклин	0,80	0,10	0,05	0,05	0,70	0,90	0,10	0,80	16,4	44
Аргунское м-ние гор.374	Максимальный микроклин	0,98	0,02	0	0	0,96	0	0	1,0	-	33
"	Микроклин	0,78	0,20	0,01	0,01	0,58	0,98	0,02	0,96	15	33
"	"	0,77	0,11	0,06	0,06	0,66	0,88	0,12	0,76	16	28
"	"	0,80	0,14	0,03	0,03	0,66	0,94	0,06	0,88	10,3	32
"	"	0,80	0,14	0,03	0,03	0,66	0,94	0,06	0,88	10,3	32
2с/1735	Ромбический микроклин	0,77	0,23	0	0	0,65	1	0	1,0	12	36
2с/1920	"	0,75	0,17	0,04	0,04	0,58	0,92	0,08	0,84	13	41
2с/2010	Максимальный микроклин	0,96	0	0,02	0,02	0,96	0,96	0,04	0,92	11	42
2с/2170	Микроклин	0,85	0,11	0,02	0,02	0,77	0,96	0,04	0,92	41	9
2с/2185	"	0,62	0,13	0,03	0,03	0,68	0,94	0,06	0,88	7,4	43
2с/2265	Максимальный микроклин	0,90	0,10	0	0	0,80	1,0	0	1,0	40	7
2с/2332	"	0,89	0,06	0,025	0,025	0,82	0,95	0,06	0,90	38	12
2с/2342	"	0,88	0,08	0,02	0,02	0,80	0,96	0,04	0,92	-	-
2с/2425	Ромбический микроклин	0,67	0,10	0,015	0,015	0,77	0,97	0,03	0,94	-	-
2с/2450	"	0,78	0,24	0	0	0,52	1	0	1,0	-	-
2с/2540	Максимальный микроклин	0,92	0,06	0,01	0,01	0,86	0,98	0,02	0,96	5	-

*Анализы проводились в спектральной лаборатории ВИМСа.

Таблица 17

Результаты химического анализа микроклинизированных пород (по глубоким скв. 1с, 2с)

Место отбора пробы (скважина, глубина, м)	Оксиды										
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	MgO	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ общ.	п.п.п.
Кварц-микроклиновые метасоматиты											
1с - 2206	13,58	73,51	0,08	6,07	0,35	0,15	0,04	0,36	1,09	3,33	1,35
1с - 2236,4	11,50	77,54	0,07	5,27	0,43	0,08	0,03	0,14	2,34	1,65	0,61
1с - 2307,5	13,16	75,35	0,06	5,17	0,42	0,02	0,03	2,20	2,51	2,22	0,89
1с - 2314,5	12,61	76,34	0,06	5,06	0,58	0,03	0,03	0,7	2,52	2,05	0,69
1с - 2163	12,22	76,30	0,06	5,40	0,30	0,12	0,03	0,33	1,92	2,54	2,18
Микроклинизированные биотит-амфиболовые гнейсы											
1с - 2331,7	16,84	42,01	0,51	6,17	5,18	3,01	0,36	4,02	0,22	17,61	3,29
1с - 1152,8	15,43	44,62	0,40	3,88	7,66	2,48	0,32	4,44	0,05	11,4	9,24
2с - 2053,5	16,04	44,80	0,5	3,35	8,32	1,39	0,3	5,5	1,91	11,41	5,86
2с - 2255,0	20,15	47,58	0,76	6,67	2,08	1,46	0,21	4,23	0,74	11,44	5,70

Н.С.Трофимов (ВИМС). Но минеральные ассоциации, сопровождающие рудную минерализацию, указывают на более вероятную их генетическую связь с постритизационными пневматогидротермальными процессами.

Более поздние процессы магниезально-кальциевого углекислого метасоматоза вызвали доломитизацию известняков, биотитизацию метаморфических пород, образование порфиробласт флогопита, альбита, пирита, доломита, анкерита, турмалина. Метасоматиты калийнатриевого ряда характеризуются образованием гранат-диопсид-плаггиоклазовых скарнов и альбит-эпидотовых ассоциаций; при этом процесс калиевого метасоматоза вызвал замещение актинолита и роговой обманки биотитом и хлоритом, альбита мусковитом, а также образование аксессуарных минералов — уранинита, рутила, анатаза, ильменита, апатита, халькопирита, гематита, галенита, сфалерита, флюорита, при этом происходил привнос калия, кремния, урана, рубидия, бериллия, менсес — Th, Va, La, Li, вынос — Na, Zn, Mn. Метасоматоз натриевого ряда сопровождался выносом кремния, калия и привносом натрия.

В меланократовых породах микроклинизация и альбитизация сопровождаются образованием эпидот-альбитовых прожилков, развитием эпидота по андезину и роговой обманке, пеннина — по биотиту, раскислением олигоклаза; появляется гранат, диопсид, скаполит, актинолит, флогопит, т.е. образуются минералы скарноидно-пропилитового комплекса. При этом увеличиваются количество и размеры зерен апатита (до 3%), сфена (до 1%), магнетита, появляются ортит и рутил; циркон становится зональным, образуются хлорит и карбонат. С ними ассоциируют в небольшом количестве рудные минералы — арсеносульванит, блеклая руда, сфалерит и другие.

В доломитизированных известняках в процессе кремнещелочного метасоматоза происходит вначале перекристаллизация породы с укрупнением зерен доломита, а в дальнейшем развивается скаполит, волластонит, гранат, серпентин, актинолит, эпидот, пироксен, частично замещенный серпентином; кварц и флогопит присутствуют в ассоциации с микроклином, альбитом и эпидотом; новообразованными являются также цойзит и сфен. Отмечается образование оливина, частично замещающегося серпентином.

В карбонат-биотитовых сланцах на участке месторождения флюорита Гозогор наблюдается вблизи кварц-альбитовой жилы образование зонков и прожилков зонального строения, состоящих в зальбандах из микрозернистого кварц-хлоритового агрегата, в центре — из кварц-флогопит-гранатового. В других случаях образуются карбонатно-актинолитовые скарны. При скарнировании пироксенитов, развитых на восточном фланге месторождения Гозогор, образуется новообразованный пироксен в ассоциации с кварцем, эпидотом, карбонатом, актинолитом и магнетитом. На Жерловом участке в амфиболите развиваются по основному плаггиоклазу эпидот, карбонат, хлорит, по роговой обманке —

актинолит и тальк. Нередко наблюдаются полосчатые скарны, состоящие из эпидота, карбоната, апатита, талька, флогопита, хлорит-серпентина.

Скарноидно-пропилитовые процессы, проявившиеся в кристаллических сланцах и амфиболитах, привели к образованию заметного количества ильменита, магнетита-мартита, к повышенным концентрациям олова, вольфрама, лития, иногда скандия (до 20-30 г/т, на глубине 1430-1450 м в скв. 10), ванадия, хрома, никеля и кобальта.

В осевой части Аргунской зоны, где процессы кремнещелочного метасоматоза достигли максимального уровня, образовались по карбонатсодержащим меланократовым гнейсам и амфиболитам крупнозернистые скарноиды, состоящие из кристаллов (до 2 см) роговой обманки, частично замещенной актинолитом, пироксена, развившегося по роговой обманке и замещенного тальком, серпентином, актинолитом, биотита, сфена, апатита, эпидота, хлорита, карбоната. Нередко пироксен замещен эпидотом, карбонатом и биотитом.

Скарноиды насыщены ветвящимися прожилками, обособлениями с характерными сложными текстурами прорастания, состоящими из кварц-полевошпатовых агрегатов, в которых преобладает калишпат и альбит. Характерно оцелачивание амфибола менее биотита; они приобретают голубой цвет местами до фиолетово-темно-голубого цвета, характерного для арфедсонита. Появляются новообразования арфедсонита и эгирина.

Установлено и видно из приведенной схемы минералообразования (см. табл. 13), что пневматогидротермальные процессы протекали в изменяющемся режиме кислотности-щелочности, в связи с чем в зонах развиты метасоматиты, характеризующие многократное пульсирующее поступление кремнещелочных и углекислых растворов. Неоднократная сменяемость во времени кремнекальевого кремненатриевым метасоматозом, затем кислотным выщелачиванием в рудоподготовительные этапы развития, а также в процессе рудообразования сменяемость калиевых натриевыми минеральными комплексами характерна для крупномасштабного уранообразующего гидротермального процесса.

Такая геохимическая закономерность типична для крупномасштабного уранового оруденения и в других урановорудных провинциях.

Таким образом, в окolorудном пространстве месторождений Стрельцовского рудного поля в одних и тех же глубинных зонах широкое развитие получили минеральные комплексы, связанные с многоэтапными пневматогидротермальными и гидротермальными процессами.

В зонах грейзенизации и кварц-микроклин-альбитовых изменений наблюдается заметное обогащение аксессуарными радиоактивными урансодержащими минералами — уранинитом, бреггеритом, паризитом, ксенотимом, цирконом, монацитом, анатазом — наряду с повышенными содержаниями олова, вольфрама, лития, скандия, ванадия, хрома, никеля и кобальта. Иногда отмечаются высокие концентрации марганца, связанные с вкрапленностью браунита, в ассоциации с которым присутствуют магнетит, борнит, халькозин, арсеносульванит.

Привнос радиоактивных элементов в верхние уровни земной коры обусловил появление радиогеохимически дифференцированных зон в пределах длительно развивавшихся глубинных разломов.

Зональность высокотемпературных метасоматитов

Наиболее широкое развитие разнообразные по составу метасоматиты получили в Краснокаменском узле пересечения глубинных Аргунской и Меридиональной зон разломов, который на протяжении длительной истории развития являлся основным каналом фильтрации полихронных флюидопотоков. Этот структурный узел детально изучен на различных уровнях с помощью проходки подземных горных выработок и бурения скважин до глубины 1100 м, а также глубоких скважин до 2550 м.

Антейский структурный узел, контролирующий месторождения Антей и Стрельцовское, также детально изучен на различных уровнях до глубины около 2670 м.

В результате исследований установлены общие особенности зональности ореолов высокотемпературных метасоматических преобразований, развитых в Стрельцовой кальдере.

1. В Стрельцовой кальдере зональность как высокотемпературных метасоматических преобразований, так и низкотемпературных гидротермальных изменений развивается от осевой части глубинной Аргунской зоны, в пределах которой выделяются крупные тектонические разрывы северо-восточного и широтного простирания и узлы пересечения разнонаправленных разломов, сопровождающиеся минеральными комплексами полихронных преобразований.

2. Степень ранней калишпатизации и последующей микроклинизации возрастает по направлению к внутренней части зоны метасоматитов, т.е. к осевой части Аргунской зоны. В этом же направлении увеличивается количество альбитовых ассоциаций с мусковитом, карбонатом и флюоритом.

3. В вертикальных разрезах степень альбитизации увеличивается с глубиной; при этом рудосопровождающая альбитизация в западной части кальдеры проявлена только глубже 800 м, а в восточной альбитовые метасоматиты установлены уже на глубинах около 400 м и прослежены до глубины 2670 м. Различия вертикальной зональности обусловлены особенностями разрывной тектоники Западного и Восточного блоков кальдеры.

4. Важной особенностью высокотемпературных (и низкотемпературных тоже) изменений является калиевая направленность ранних стадий процессов, сменяющаяся во времени натриевой на поздних стадиях.

5. Мощность ореолов высокотемпературных изменений пород уменьшается от ранних к поздним преобразованиям.

6. Скарнирование пород отмечается в ореолах минеральных ассоциаций, связанных с кремнещелочным (калийнатриевым) метасоматозом, наложенным на породы железомагнезиального состава.

7. Экстенсивность рудосопровождающих ореолов и масштабность уранового оруденения находится в прямой зависимости от масштабности всех ранее проявившихся метасоматических изменений. Калий-натриевая направленность метасоматоза является необходимой предпосылкой для последующего высокопродуктивного урановорудного процесса.

Средне- и низкотемпературные гидротермальные преобразования пород и состав руд

Рудообразующие низкотемпературные процессы, вызвавшие глубокие преобразования пород и формирование молибден-урановых и флюоритовых месторождений, а также отложение сопутствующей минерализации, происходили в завершающий этап позднемезозойской тектономагматической активизации. Этот этап гидротермальных процессов протекал в шесть стадий минерализации: 1 — стадия аргиллизации (фации: каолинизации, монтмориллонитизации, гидрослюдизации пород); 2 — стадия криптокварц-карбонат-сульфидная; 3 — альбит-браннеритовая (первая рудная) стадия; 4 — основная рудная стадия — кварц-молибденит-коффинит-настурановая; 5 — кварц-флюорит-молибденитовая стадия; 6 — пострудная стадия — кальцит-флюорит-диккитовая. Последовательность низкотемпературного минералообразования отражена в табл. 13.

Основными особенностями урановорудного процесса, проявившегося в Стрельцовском рудном поле, являются высокая концентрация рудных месторождений в относительно небольшом объеме земной коры и весьма интенсивные метасоматические преобразования вмещающих пород. Метасоматическим изменениям подвержены огромные массы пород различного состава в интервале от поверхности до глубины более 2600 м. Воздействию гидротермальных процессов подверглись все породы, слагающие фундамент и Стрельцовскую кальдеру, в том числе и самые поздние нижнемеловые базальты тургинской свиты. Отсутствие рудосопровождающих изменений в породах нижнемеловой вы-

шележащей кутинской свиты позволяет вполне определенно установить время проявления рудообразующих процессов.

Дорудные, рудосопровождающие и пострудные гидротермальные преобразования, проявленные в Стрельцовском рудном поле, телескопированы в единых структурных элементах. Широко распространенными являются цеолит-монтмориллонитовые, хлорит-монтмориллонитовые, монтмориллонит-гидрослюдистые, гидрослюдистые изменения, эпигенетическая гематитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, альбитизация, околурудная гематитизация, рудосопровождающая аргиллизация, шамозитизация, анкеритизация и флюоритизация. Временная последовательность перечисленных преобразований для всех месторождений единая. Все метасоматические преобразования контролируются теми же литолого-структурными факторами, которые определяют размещение рудных тел, и форма ореолов метасоматитов соответствует их морфологии, но размеры ореолов изменений во много раз превышают размеры рудных тел.

Структурное совмещение всех минеральных ассоциаций дорудной, рудной и пострудной стадий на месторождениях Стрельцовского рудного поля объясняется проявлением единого гидротермального процесса, а намечающаяся стадийность выделения минеральных парагенезисов является результатом пульсационного поступления растворов, эволюционирующих как на пути фильтрации их, так и в области рудообразования, отличающейся тектонической сложностью и в связи с этим многообразием термодинамических условий. Важной особенностью является отложение минеральных ассоциаций разных стадий не только в единых крупных тектонических нарушениях, но и в одних и тех же мелких трещинах и микротрещинах, при этом не наблюдается значительных межстадийных подвижек, за исключением крупных тектонических швов, где ранние ассоциации оказались раздробленными и сцементированными более поздними. Такие соотношения разностадийных минеральных ассоциаций являются, по-видимому, результатом кратковременности всего гидротермального процесса и единства всей минерализующей колонны растворов.

В общей схеме последовательности минералообразования в пределах Стрельцовой кальдеры отчетливо выделяется два типа преобразующих процессов, разделенных значительным промежутком времени: высокотемпературные рудоподготовительные, проявившиеся до вулканизма, характеристика которых приведена выше, и низкотемпературные рудоформирующие, происходившие в завершающий этап позднемезозойской тектономагматической активизации.

Детальные минералопетрографические исследования в сочетании с изучением химического состава измененных пород и точной диагностикой продуктов изменений позволили выделить следующие типы и стадии изменения вмещающих пород, происходившие после становления верхнеюрских осадочно-вулканогенных пород:

эпигенетические изменения регионального характера;
гидротермальные изменения пород, проявившиеся в несколько стадий рудообразующего процесса: дорудная аргиллизация пород, изменения, сопровождающие рудные стадии, пострудные изменения.

Эпигенетические изменения

Эпигенетические изменения, проявленные ранней гематитизацией 1, в районе распространены повсеместно. Гематитизированные породы (фельзиты, трахидациты, их туфы, лавобрекчии базальтов, конгломераты и др.) окрашены в вишнево-бурый цвета, а в переходных зонах к осветленным аргиллизированным породам приобретают кремневые оттенки. Гематит в них в виде микроскопических включений распределен по микротрещинам вкрапленников плагиоклаза, по периферии псевдоморфоз по биотиту, равномерно насыщает основную массу пород в виде пылевидных частиц, иногда образуя их сгустки. Гематитизированные породы картируются в виде реликтовых участков среди измененных пород, имеющих размеры не более 10-15 м в поперечнике. Однако и в них имеются минеральные ассоциации более поздних метасоматических процессов — новообразования

гидробиотита, железистого карбоната, кальцита, кварца, рутила, анатаза, лейкоксена и глинистых минералов, образовавшихся по вкрапленникам и основной массе породы.

Среднетемпературные изменения

После формирования вулканитов приаргунской свиты (J_3) в околорудном пространстве месторождений проявились среднетемпературные кварц-серицитовые метасоматиты, с которыми связана непромышленная полиметаллическая минерализация.

Минералы свинца и цинка, нередко меди (галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит) отмечаются на различных уровнях разреза — в ксенолитах матаморфических пород, в гранитах, породах жерловых фаций и в вулканитах слоистой толщи. Эти минеральные ассоциации в общем ходе гидротермальных процессов, по-видимому, с долей условности сопоставляются с полиметаллическим оруденением на Кличкинском рудном поле. На глубоких горизонтах (800-1000 м) месторождения Антей кварц-сульфидные жилы в гранитах имеют небольшую мощность и приурочены к субширотным тектоническим нарушениям. Рудные минералы представлены сфалеритом 1, пиритом, галенитом 1, халькопиритом; сопровождающими жильными минералами являются грубозернистый кварц и крупночешуйчатый серицит, который, по данным Г.Т.Волостных (ВСЕГЕИ), на основе электронно-графических исследований отнесен к относительно высокотемпературной модификации слюды (мусковиту). Вместе с мусковитом в кварце выделялся циркон, пирит, в мусковите — игольчатый рутил. Сфалерит приурочен к серицитизированному граниту и к прожилкам кварца. В зернах сфалерита отмечаются эмульсионные включения халькопирита. Галенит 1 присутствует в кварц-сульфидных зонах в меньших количествах, чем сфалерит. По типу околорудного изменения вмещающих пород и характеру жильной сопровождающей минерализации это оруденение отличается от более поздней свинцово-цинковой минерализации, но учитывая, что минералы этой стадии получили развитие только на глубоких уровнях рудного поля, можно предположить, что их появление отражает вертикальную зональность ореола гидрослюдизации.

Низкотемпературные изменения и стадии рудообразующего процесса

Стадия аргиллизации

Рудные тела месторождений урана и флюорита сопровождаются ореолами гидротермально измененных пород и в силу высокой рудонасыщенности и слияния ореолов изменений в породах Стрельцовского поля практически отсутствуют неизменные породы. Характерной особенностью этих изменений является образование целого ряда глинистых минералов — гидрослюды, монтмориллонита, каолинита, хлорита и сопровождающих их карбонатов, пирита, кварца, цеолитов, которые рассматриваются нами как единая метасоматическая формация аргиллизитов. Различные типы изменений, таких как ранняя каолинизация, хлоритизация, цеолит-монтмориллонитовые, хлорит-монтмориллонитовые, гидрослюда-монтмориллонитовые, гидрослюдистые, карбонат-монтмориллонитовые, кварц-монтмориллонитовые, представляют собой разные фации аргиллизитов, сформировавшихся в предрудную стадию рудообразующего гидротермального процесса.

Аргиллизация проявлена в виде линейной вытянутых зон вдоль разломов и отдельных трещин, главным образом в виде обширных ореолов, окаймляющих рудоносные трещинные зоны на всех литолого-структурных уровнях рудного поля. Интенсивность аргиллизации убывает в направлении от трещин в боковые породы; ширина ореолов зависит от мощности рудоносных трещинных зон и составляет сотни метров. Минеральный состав ореолов аргиллизации изменяется в зависимости от состава вмещающих пород и зональности, обусловленной термодинамическими условиями и эволюцией растворов в зоне ми-

нералоотложения. Наиболее сложный состав ореолы имеют в эффузивах основного состава, более простой — в трахидацитах и гранитах. В карбонатных породах преобладает окварцевание. В составе предрудного комплекса низкотемпературных метасоматитов в рудном поле выделяются следующие фациальные типы аргиллизитов: фация каолинитовых (каолинит 1), монтмориллонитовых и цеолит-монтмориллонитовых метасоматитов, проявленная в сквозных структурных элементах, фация гидрослюдизитов, проявленная на более глубоких уровнях или в пределах заэкранированных рудоконтролирующих структурных элементов.

В рудном и пострудном комплексах широкое развитие получили метасоматиты, связанные с урановорудным и послеурановым флюоритовым процессом: кварц-сульфидные, кварц-анкерит-альбитовые, хлоритовые (шамозитовые), нередко хлорит-монтмориллонитовые, прослеживающиеся на всю глубину развития молибден-уранового оруденения, кварц-каолинитовые 2 (диккит).

Цеолит-монтмориллонитовые изменения охватили обширные объемы пород слоистой толщи в пределах Северного участка, Краснокаменского, Юго-Западного и Западно-Тулукуевского вулканов, в которых проявился риолитовый и базальтовый вулканизм позднего этапа. При этом интенсивная цеолитизация пород предшествует отложению монтмориллонита и сопровождает его. Низкотемпературные гидротермальные растворы обусловили интенсивное метасоматическое замещение в породах монтмориллонитом полевых шпатов и темноцветных минералов, а также развитие его по зонкам раздробленных пород. Наиболее интенсивные монтмориллонитовые изменения произошли в пористых туфогенно-осадочных и туфогенных горизонтах в верхней части разреза, вмещающих урановое оруденение на месторождении Дальнем, а также вдоль рудовмещающих разрывов и в горизонтах туфогенных пород в надрудной толще на других месторождениях. На месторождении Дальнем совместно с монтмориллонитом отложился цеолит типа гейландита и морденита, метасоматически замещающая обломки вулканического стекла в туфах фельзитов. Зонки монтмориллонита пересекают ранее отложившиеся агрегаты каолинита.

Состав ореолов аргиллизации существенно различен в западной и восточной частях Стрельцовской кальдеры. Западный блок, к западу от Меридионального разлома, характеризуется весьма высокой тектонической нарушенностью и являлся более проницаемой средой на значительную мощность, что создавало определенные термодинамические и физико-химические условия, вызвавшие формирование низкотемпературных фаций аргиллизитов, однородных по составу, на глубину до 700-800 м. В восточной части кальдеры, сложенной пологозалегающей слоистой толщей, проницаемыми являлись только малочисленные сквозные и кальдерные разломы. Большая же часть блока характеризовалась наличием трещинных зон, развитых лишь в определенных горизонтах пород, и многочисленных экранирующих поверхностей на пути фильтрующихся гидротермальных растворов, что обусловило более высокие термобарические параметры на небольших глубинах, в связи с чем здесь сформировались более высокотемпературные фации аргиллизитов.

Наиболее низкотемпературные фации аргиллизитов — ранняя каолинизация, хлоритизация, монтмориллонитизация — характерны для флангов рудовмещающих разрывных нарушений; в западной части кальдеры каолинизация 1 широко развита во вмещающих породах на верхних уровнях месторождений Красный Камень, Пятилетнее, Юго-Западное, Аргунское, Жерловое. В нижней части разреза и в породах фундамента реликтовые блоки ранней каолинизации сохранились в слабо проявленных ореолах монтмориллонитизации и гидрослюдизации. Каолинизированные породы обычно имеют светлосерый цвет в отличие от белых пород, замещенных поздним каолинитом в пострудную стадию. Каолинит 1 в виде нераскристаллизованных агрегатов замещает плагиоклаз. Хлоритизация выражена развитием пеннина по биотиту; полевые шпаты при этом замещены каолинитом, карбонатом (доломитом) с выделением избыточного кремнезема и альбита. При совмещении ореолов гидрослюдизации с ореолами каолинизации происходит замещение каолинита гидрослюдой, монтмориллонитовые метасоматиты в западной части кальдеры образуют сопряженные ореолы с каолинитовыми 1 в породах фундамента, в вулканитах жерловых фаций, а также в слоистой толще, занимая в целом верхние уровни рудовмещающего разреза до глубины 500-700 м. Низкотемпературные преобразования,

в отличие от восточной части рудного поля, характеризуются широким развитием окремнения пород, повышенной сульфидностью и заметным проявлением сурьмяной (антимонит) и ртутной (киноварь) минерализации, при этом ртутьсодержащий клейофан часто ассоциирует с каолинитом.

В Западном блоке кальдеры гидротермальным изменениям подверглись контрастные по химическому составу породы, что обусловило различия в их составе. В непосредственной близости от констуров рудных тел, во внутренних зонах ореолов глинистые фракции алюмосиликатных пород содержат в преобладающем количестве каолинит (50-60%), в меньшем количестве — монтмориллонит и гидрослюда, а также примесь других слоистых силикатов. При этом в меланократовых породах мощность внутренней зоны (каолинитовой) обычно не превышает первых метров, и она быстро сменяется магнезиально-железистыми слоистыми силикатами промежуточной зоны (монтмориллонитом, хлоритом и смешанослойными разностями) в ассоциации с обильными выделениями карбонатов сложного состава с заметным количеством гематита, лейкоксена, пирита и других минералов; содержание хлорита в глинистой фракции достигает 13-18%, хлорит-монтмориллонита — 24-53%.

В кислых и субщелочных породах жерловых фаций в ореоле изменений устойчиво на значительном расстоянии от осевой части проявлен каолинит в ассоциации с монтмориллонитом, а нередко и со смешанослойным гидрослюда-монтмориллонитом. В глинистых фракциях каолинит составляет 20-22% (очень редко до 100%), монтмориллонит — 64-76, гидрослюда-монтмориллонит — до 66-76. В структуре смешанослойного минерала количество пакетов (слоев) гидрослюды достигает 75%.

В доломитизированных известняках метасоматические выделения глинистых минералов развиты в значительно меньшем количестве и образуют обособления по трещинам и в открытых полостях. Глинистые фракции из оруденелых доломитов содержат гидрослюда-монтмориллонит, каолинит, хлорит и гидрослюда в различных соотношениях. Содержание пакетов гидрослюды в структуре гидрослюда-монтмориллонита колеблется от 60 до 88%. На глубинах более 700-800 м каолинит 1 в зонах сменяется гидрослюдой. Наиболее характерным типом изменений для доломитов является метасоматическое и прожилковое окварцевание. Прожилково-метасоматические выделения криптокварца и халцедоновидного кварца содержат пирит, нередко флюорит. Породообразующий доломит замещается кальцитом, более локально — анкеритом, содержащим повышенные количества марганца и стронция.

Химический состав околорудных метасоматитов в доломитах меняется в незначительной степени. По мере приближения к рудным телам содержание оксида кальция изменяется от 20,71 до 32,52%, оксида марганца — от 15,72 до 21,97, оксида двухвалентного железа — от 0,11 до 1,90, что связано с локальными зонками кальцитизации и анкеритизации карбонатного материала.

Как отмечалось, в Западном блоке кальдеры в Краснокаменском рудоконтролирующем структурном узле низкотемпературные аргиллизиты наложены на высокотемпературные калишпат-альбитовые и грейзеновые метасоматиты, проявленные в породах фундамента. В связи с этим состав и химические особенности низкотемпературных метасоматитов изучались в ореолах аргиллизации, развитых среди нижнемеловых экстрезивных субвулканических тел сиенит-порфиоров, граносиенит-порфиоров, не подвергавшихся высокотемпературным преобразованиям. В близповерхностных частях ореол аргиллизации представлен зоной низкотемпературных каолинит 1-монтмориллонитовых минеральных ассоциаций. С глубины 800-900 м и на более глубоких уровнях граносиенит-порфиры интенсивно гидрослюдизированы вдоль многочисленных локальных трещинных зон мощностью от 5 до 12 м каждая. Здесь развиты минеральные ассоциации, характерные для внутренней зоны аргиллизитов — смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит, карбонат, гидрослюда в чистой фазе, и рудосопровождающие минеральные комплексы: шамозит, альбит 2, анкерит, флюорит, диккит. Диккит подтвержден рентгеновским анализом и электронно-графическими исследованиями (Андреева О.В., Головин В.А., ИГЕМ АН СССР, 1991).

Гидрослюда в ассоциации с карбонатом псевдоморфно замещает вкрапленники плагиоклаза, биотита, частично калишпат. Весь ряд минералов — новообразований (кварц, пирит и др.) в граносиенит-порфирах — соответствует составу ореолов гидрослюдизации в близких по составу породах других блоков рудного поля.

Результаты химического анализа граносиенит-порфиоров, переходящих в гранит-порфиры, из различных зон ореола гидрослюдизации показывают привнос K_2O , CO_2 , H_2O , серы сульфидной, вынос Na_2O , CaO , MgO , в меньшей мере — FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 . Состав зон гидрослюдизации усложнен более ранней серицитизацией, а также привнесом закисного и окисного железа при хлоритизации (шамозитизации), выносом щелочей и щелочных земель при диккитизации, проявленной после отложения гидрослюды. Серицит, диагностированный рентгеновским методом и электронографией (Андреева О.Н., 1991), по данным спектрального анализа содержит (в %): бор — до 0,06, Li — до 0,015, Sn — до 0,003, Ga — до 0,005, La — до 0,05, гадолиний — до 0,001 и другие, в том числе и халькофильные, элементы. В серицитизированных и гидрослюдизированных граносиенит-порфирах количество Sn, Li и В увеличивается в 10 раз.

Во внутренней зоне ореола гидрослюдизации происходит вынос урана — от 0,0015% в периферийной зоне до 0,0001-0,0007% во внутренней зоне. Содержание Th не изменяется. По данным пламенной фотометрии в этой зоне установлены повышенные содержания рубидия до 0,05% по сравнению с периферийной зоной (0,02-0,025%).

В восточной части Стрельцовской кальдеры ореолы гидрослюдизации получили широкое развитие на всех уровнях разреза. В верхней части разреза на месторождении Тулукуевском ореол гидрослюдизации мощностью до 300-400 м проявлен в фельзитах выше рудных залежей, в связи с чем картируется на поверхности коренных пород. На других месторождениях, залегающих на значительной глубине от поверхности, ореолы гидрослюдизации на поверхности прослеживаются только в виде узких лент вдоль сквозных разломов. В породах нижней свиты и в гранитах фундамента ореолы гидрослюдизации резко сужаются до первых метров вдоль тектонических нарушений.

Слабо измененные граниты характеризуются замещением биотита агрегатом крупночешуйчатой гидрослюды и железистым карбонатом; нередко отмечаются прожилки криптокварца, содержащего редкие чешуи гидрослюды и микропрожилки пирита. Во внешних ореолах увеличивается количество гидрослюды, ассоциирующей с карбонатом. Мощность внешней зоны не превышает 30-40 м.

Измененные граниты во внутренней зоне ореолов гидрослюдизации имеют зеленовато-светло-серый цвет. Зерна плагиоклаза замещены мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюды, нередко содержащим примесь гематита. По биотиту развивается крупночешуйчатая гидрослюда, лейкоксен и пирит. Зерна калишпата также заметно замещены гидрослюдой. Эта зона ореола гидрослюдизации в гранитах отличается почти полным отсутствием новообразований карбоната. Мощность внутренней зоны не превышает 10-15 м. Химизм процесса гидрослюдизации в гранитах характеризуется заметным выносом SiO_2 , CaO , Na_2 , привнесом Al_2O_3 , K_2O , H_2O . Объемный вес уменьшается от 2,635 в слабо измененных гранитах до 2,538 в ореоле гидрослюдизации.

Характерной особенностью ореолов гидрослюдизации в гранитах является то, что рудные тела нередко расположены не во внутренней зоне ореола, а в его внешней зоне.

В трахидацитах, в их туфолавах и туфах гидрослюдизация проявлена исключительно широко. В результате петрографических и дифрактометрических исследований в ореолах гидрослюдизации выделяется две зоны, сложенные разными парагенезисами: внешняя зона ореола — карбонат-гидрослюдистая, внутренняя — кварц-гидрослюдистая. Во внешней части ореолов трахидациты осветлены, имеют светло-серый цвет, на фоне которого отмечаются реликты буровато-серого трахидацита, эпигенетически гематитизированного в дорудную стадию; во внутренней части они обычно зеленовато-серые, зеленые; туфы трахидацитов в зонах пологих нарушений превращены в светло-зеленые гидрослюдизиты, содержащие переменное количество хлорит-монтмориллонита, который в ассоциации с шамозитом и пиритом обволакивает обломки пород, что придает туфам "очковую" текстуру.

Внешняя зона ореолов сложена гидрослюдистыми и смешанослойными гидрослюда-монтмориллонитовыми минералами. В составе ассоциации развивается обильный мелкозернистый карбонат типа доломита, небольшое количество метакристаллов пирита 1 и иногда гидробиотит, "исчезающий" во внутренних частях ореолов. Гидрослюда образует псевдоморфозы по вкрапленникам биотита и плагиоклаза, выделяется в виде крипточешуйчатого агрегата в основной массе породы, в котором присутствуют мелкие зерна кварца. Вместе с метасоматическими обособлениями гидрослюда нередко присутствуют ее прожилковые выделения как в чистом виде, так и в смеси с кварцем. Минералы новообразования во внутренней части ореола представлены пиритом, образующим мелкую рассеянную вкрапленность, лейкоксеном, иногда анатазом, нередко карбонат замещается гидрослюдой или пересекается микропрожилками гидрослюда.

Вблизи контуров развития рудной гематитизации 2 гидрослюдизированные трахидацинты содержат метасоматические обособления более поздних минералов, образовавшихся в рудную стадию и представленных анкеритом, хлоритом (шамозитом) и другими минералами.

Химические анализы гидрослюдизированных трахидацинтов показывают вынос Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , CO_2 и привнос SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , FeO , H_2O относительно блоков слабо измененных гематитизированных 1 трахидацинтов; отмечается слабый привнос MgO в связи с образованием некоторого количества монтмориллонита.

Оруденелые трахидацинты, содержащие настуран и молибденит, интенсивно гематитизированы и имеют кирпично-красный цвет. По мере удаления от рудовмещающего шва они сменяются кремовыми трахидацинтами слабо минерализованными, которые постепенно переходят во внутреннюю зеленую часть ореола гидрослюдизации. В контуре рудного тела в ореоле развития кремовых трахидацинтов кроме гематитизации интенсивно развиты другие рудосопровождающие изменения, такие как окварцевание, альбитизация, пиритизация и шамозитизация; окварцевание, пиритизация и шамозитизация проявлены также в зеленой зоне — внутренней части ореола гидрослюдизации.

Химические анализы показывают, что при переходе от зеленой зоны к рудным трахидацинтам происходит привнос SiO_2 , Fe_2O_3 , H_2O . Привнос двух последних компонентов указывает на образование гидрогематита. При наложении рудосопровождающих изменений на зону предрудной гидрослюдизации четко выражен вынос Al_2O_3 , CaO , K_2O и CO_2 . В участках интенсивной шамозитизации количество FeO увеличивается в два раза.

Дифрактометрическим анализом глинистых минералов установлено, что гидрослюда характеризуется периодом элементарной ячейки 10А, шамозит — 7А.

По данным Г.Т.Волостных (ВСЕГЕИ, 1970), монтмориллонит, смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда рассматриваются как составляющие изоморфного ряда. Смешанослойные минералы различаются количеством гидрослюдяных и монтмориллонитовых слоев (пакетов) в их структуре. При этом установлено, что во внутренних околорудных частях ореолов гидрослюдизации в структуре смешанослойных минералов преобладают гидрослюдяные пакеты (80-90%). По мере удаления от рудных тел их количество снижается до 60-75%. Эта особенность используется как поисковый признак.

Базальты, андезитобазальты характеризуются своеобразным составом и строением ореолов аргиллизации. Особенностью измененных пород основного состава являются их более глубокие химические и минеральные преобразования. Наряду с гидрослюдой в них широко развиты хлорит типа пеннина, монтмориллонит, смешанослойные хлорит-монтмориллонит, гидрослюда-монтмориллонит, каолинит, кварц, кальцит, доломит, сидерит, гематит, лейкоксен, анатаз.

Во внешней части ореола в базальтах минералы новообразования — хлорит, карбонат, гематит — развиваются по вкрапленникам пироксена и плагиоклаза. В основной массе породы образуется карбонат, монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, нередко биотит, рудная пыль частично замещена лейкоксеном и окислами железа. Наряду с метасоматическими обособлениями карбонат, хлорит и монтмориллонит образуют прожилковидные выделения, кроме того, распространены во внешней части ореолов кварцевые, кварц-хлоритовые и кварц-пиритовые прожилки.

По мере приближения к рудоносным нарушениям черные базальты становятся темно-зелеными, иногда с пятнистой текстурой, обусловленной скоплениями мелкозернистого агрегата железистого карбоната во внутренней зоне; появляются монтмориллонит и гидрослюда-монтмориллонит, в котором количество гидрослюдяных слоев достигает 80-90%, а во внешней части ореола количество гидрослюдяных слоев в смешанослойном минерале уменьшается до 70%. Кроме того, рентгеновским анализом обнаруживается примесь каолинита, хлорита и доломита. Многочисленны прожилки доломита, анкерита и кальцита. Базальт приобретает зеленовато-серую или светло-зеленую окраску. В них все первичные минералы замещены агрегатом глинистого минерала и карбоната. При этом количество карбоната уменьшается по сравнению с внешней зоной.

Химический состав измененных базальтов указывает на интенсивный вынос SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , менее MgO и привнос Al_2O_3 , K_2O , CO_2 , H_2O , FeO .

Объемный вес породы изменяется от 2,89 в слабо измененных до 2,44 в сильно аргиллизированных.

Во внутренней кварц-карбонат-монтмориллонит-гидрослюдистой зоне ореола аргиллизации появляются повышенные концентрации цезия и лития. В единичных пробах, содержащих литий до 0,3-1%, обнаружены литиевые слюдки, образующие мелкочешуйчатый агрегат в смеси гидрослюда-монтмориллонитом. Содержание цезия до 0,060%, шпиринна ореолов цезия не более 15-20 м. Ореолы развития Cs_2O с содержанием 0,0-0,05% установлены и в конгломератах. Повышенные содержания Li , Pb , (до 0,038%) установлены в зонах преобладания K_2O (до 4,4%) над Na_2O (0,4%), что указывает на привнос этих элементов в условиях калиевого метасоматоза, проявившегося в стадию аргиллизации.

В конгломератах в процессе гидрослюдизации подверглись изменению в первую очередь их глинистый и глинисто-железистый цемент и обломки вулканического стекла; при этом бурый волокнистый агрегат железистой гидрослюда замещается бесцветной, которая, кроме того, нередко образует скопления на поверхности галек и прожилки. Изменения в гальках имеют зональное строение с сохранением первичного состава в ядрах. Мощность ореолов гидрослюдизации в конгломератах измеряется десятками метров. Дифрактометрическое изучение глинистых фракций измененных конгломератов показало развитие смешанослойного гидрослюда-монтмориллонита и монтмориллонита.

В фельзитах при гидрослюдизации развиваются широкие (300-1000 м) ореолы осветления, в которых сохраняются небольшие блоки фоновых слабо гематитизированных разностей. Гидрослюда замещает вкрапленники полевых шпатов. В ассоциации с гидрослюдой присутствуют мелкие зерна слабо окрашенного флюорита, отложение которого возможно происходило в пострудную стадию. Туфы фельзитов гидрослюдизированы интенсивнее, в них кроме метасоматической развита прожилковая гидрослюда. В зонах гидрослюдизации присутствуют прожилки мелкозернистого кварца с гидрослюдой.

В глинистой фракции гидрослюдизированных фельзитов и их туфов установлены гидрослюда (40%), гидрослюда-монтмориллонит, монтмориллонит (5-10%). Глинисто-гидрослюдистые изменения сопровождаются привнесом K_2O и Al_2O_3 .

Стадия криптокварц-карбонат-сульфидная

Кварц-сульфидная стадия характеризуется последовательной кристаллизацией кварца нескольких генераций, отложением сидерита, доломита, а также пирита, молибденита и самородного мышьяка. Выделяется три основных генерации кварца: наиболее ранний серый криптокварц, нередко переходящий в халцедоновидный и содержащий тонковкрапленную примесь гидрослюда; бурый (сургучный) криптокварц, содержащий дисперсные частицы гематита; серый, темно-серый до черного криптокварц, переходящий в микрозернистый, а в пустотах — в мелкодрузовидный. Мелкозернистый кварц содержит пирит, молибденит 1 (пирит-молибденит-криптокварцевая ассоциация). Отложение криптокварца сопровождалось выделениями сидерита, доломита и гидрослюда. Криптокварц-гидрослюдистые прожилки широко распространены на близких флангах месторождений. Агрегат такого состава слагает брекчии и микробрекчии в трахидацинтах. Наиболее об-

ширные ореолы прожилков криптокварца образовались в породах фундамента вдоль тектонических нарушений северо-восточного и меридионального простираний, а также вдоль кальдерных разломов и в зоне Меридионального разлома, где криптокварц всех генераций получил широкое развитие по всему разрезу пород и картируется на современной поверхности. К числу таких выходов относится скальное обнажение Красный Камень и мощная зона брекчий с кварцевым цементом среди дацитов к северо-западу от него, брекчий на рудопоявлении Мираж и другие.

В периферийных частях Стрельцовского рудного поля и в его обрамлении на флангах рудоконтролирующих нарушений криптокварц этой стадии отложился в больших объемах, особенно в разрывах субширотного и меридионального простираний в пределах Аргунской зоны. В ассоциации с бурым и черным криптокварцем в ряде зон устанавливаются повышенные концентрации урана и сопутствующих элементов (молибдена, свинца, серебра).

К этому типу кремнисто-смолоквых рудных образований относятся также многочисленные рудопоявления урана, широко распространенные в пределах флюорит-уранового рудного пояса Приаргунья.

На месторождениях урана рудные образования кварц-сульфидной стадии представлены вкрапленностью и сетчато-прожилковыми выделениями пирита, марказита, менее арсенопирита и самородного мышьяка, получившего развитие на месторождении Дальнем, а также дисперсного молибденита 1 в прожилках черного криптокварца, проявленного почти на всех месторождениях. Кроме того, на месторождении Антей жилы темно-серого (почти черного) микрозернистого кварца содержат включения клейофана, реже галенита, пирротина, марказита при отсутствии молибденита, и во многих случаях наблюдалось пересечение этих жил прожилками альбита 2. Вместе с пиритом выделилось некоторое количество самородного золота.

Зоны полиметаллической минерализации образованы тремя генерациями сфалерита и сопутствующим им галенитом, менее пиритом и халькопиритом. В этих зонах присутствует светлоокрашенная разновидность сфалерита — клейофан. В подрудных сечениях гранитов полиметаллические зоны содержат черный железистый сфалерит в ассоциации с крупнокристаллическим кварцем; вмещающие граниты серицитизированы. Третья генерация сфалерита мало распространена, образует мелкие зерна, сопутствующие скоплениям борнита, халькопирита и тетраэдрита, выделившиеся в рудную стадию в пустотах посленастуранового друзовидного кварца.

В Западном блоке кальдеры в подрудных горизонтах (на глубине более 2200 м) минеральные ассоциации этой стадии представлены серицитом, железистым карбонатом, пиритом, халькопиритом, мартитом, борнитом, халькозином. Сформировались сульфиды определенно до отложения минералов урановорудной стадии и служили восстановителями при отложении некоторой части настурана. Последний интенсивно замещал эти сульфиды. В конце стадии образовались жилы и прожилки доломита и анкерита.

Рудные стадии

Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля относятся по вещественному составу руд к молибден-урановой формации. Основным урановым минералом в рудах является настуран, менее распространен коффинит, в незначительном количестве присутствуют браннерит и уранинит.

В богатых рудных телах на глубоких горизонтах (250-300 м от уровня современного эрозионного среза) Стрельцовского, Тулукуевского, Юбилейного и других месторождений рудного поля В.П.Роговой, Л.Н.Беловой, Г.П.Кизияровым в 1968 г. открыты новые минералы из группы гидроокислов урана: бауранит, кальцуранит, метакальцуранит, псевдоморфно замещающие настуран.

В зоне окисления, развитой на некоторых месторождениях (Красный Камень, Тулукуевское), присутствуют урановые слюдки. Почти на всех месторождениях в ничтожно малом количестве установлены гидроокислы урана.

В рудах кроме урана содержится молибден, образующий промышленные концентрации, а на месторождениях Аргунском и Жерловом слагающий собственно молибденовые рудные залежи. Молибденовая минерализация представлена молибденитом (иордитом), при окислении которого развивается ильземанит. В незначительных концентрациях в рудах некоторых месторождений (Стрельцовское, Октябрьское, Тулукуевское и др.) присутствуют минералы бериллия (бертрандит). Руды всех месторождений содержат флюорит (менее 5%), но лишь в собственно молибденовых рудных залежах содержание флюорита достигает промышленных концентраций.

Молибден-урановая минерализация сопровождается другими рудными и жильными минералами, но количество их незначительно и руды в целом характеризуются мономинеральным составом.

Процесс отложения урановой минерализации на месторождениях Стрельцовского рудного поля является сложным. Характер его проявления на разных уровнях оруденения зависит от гидродинамических условий, состава вмещающих пород, структурной обстановки, а также от эволюции состава растворов при движении их в зоне рудоотложения.

В вертикальном разрезе месторождений Стрельцовское и Антей, в совокупности наиболее полно характеризующих весь интервал оруденения (до глубины более 1400 м), выделяется три типа урановых руд, отличающиеся по составу минералов урана. В границах фундамента на глубине более 1300 м от поверхности и глубже распространены уран-титанатовые бедные руды. Молибденовая минерализация на уровне развития уран-титанатовых руд не проявлена. Руды содержат неравномерную вкрапленность сфалерита, галенита, пирита. В интервале глубин 800-1300 м сформировались смешанные — уран-титанатово-настурановые руды. На этом уровне в рудах наряду с браннеритом в значительном количестве присутствует настуран, тесно ассоциирующий с хлоритом, иногда с анкеритом и флюоритом. Текстура руд вкрапленная и тонковкрапленная. В рудах присутствует вкрапленность сфалерита, галенита, пирита. На глубине 800 м и более до выклинивания уранового оруденения в слоистой толще основная масса руд сложена собственно настурановыми рудами.

В связи с более сложными тектоническими и физико-химическими условиями на верхних уровнях месторождений Стрельцовского рудного поля состав руд и их текстуры имеют более сложный характер. Для осевых частей крупных жилообразных залежей характерны брекчиевая, друзовая и кокардовая текстуры.

В альбандах жилообразных залежей брекчиевые и кокардовые руды сочетаются с прожилковыми и вкрапленными рудами.

Наибольшее развитие в рудах получили вкрапленные и прожилковые текстуры, обычно сочетающиеся. Особенно широко они проявились в штокверкоподобных рудных залежах, локализованных в породах слоистой толщ (гранитах, трахидацитах, фельзитах, конгломератах), при этом вдоль трещин образовались брекчиевые, друзовые и прожилковые текстуры, а между трещинами — вкрапленные.

Эмульсионные тонковкрапленные текстуры руд характерны для всех рудовмещающих пород и развиты на флангах рудных тел.

Прожилковые текстуры руд в сочетании с вкрапленными наиболее типичны для базальтов, трахидацитов, гранитов, конгломератов. Протяженность прожилков настурана различная, в базальтах достигает нескольких метров при мощности от нескольких миллиметров до 5 см, в других породах — несколько сантиметров при мощности 1-2 мм.

Руды пластовых залежей характеризуются в основном тонковкрапленными и эмульсионными текстурами. С настураном в них ассоциируют тонкозернистые выделения пирита и молибденита. Проявлены тонкие прожилки флюорита и кальцита; кроме того, флюорит развивается и метасоматически.

На месторождениях Мало-Тулукуевской зоны разломов, локализованных в осадочно-эффузивных породах, а также на Аргунском месторождении, в рудах отмечены проявления пятиэлементной формации (минералы никеля и кобальта, висмута и серебра). В пластообразных рудных залежах и ряде штокверкоподобных залежей получила развитие коффинитовая минерализация. С послесмолоквыми прожилками друзовидного кварца связаны выделения более поздних генераций галенита. Галенит нередко содержит

повышенное количество серебра, ассоциирует с блеклой рудой (зандбергит), а иногда и с арсенидами никеля и кобальта типа раммельсбергита и саффлорита. На отдельных месторождениях проявлена непромышленная бериллиевая (бертрандит) минерализация, связанная с послесмоловыми кальцит-шамозитовыми прожилками. Обнаружены повышенные концентрации золота 2, которые связаны с пиритом, выделившимся с друзовидным кварцем в конце рудной стадии.

В целом все месторождения, локализованные в Восточном блоке Стрельцовской кальдеры, характеризуются сходством вещественного состава руд и мало отличаются от месторождений, образовавшихся в Западном блоке кальдеры. Здесь так же, как и в Восточном блоке, распространены по типу вмещающих пород алюмосиликатные руды. Но основные запасы урана в Западном блоке сосредоточены в карбонатных рудах на Аргунском месторождении.

По вещественному составу руды месторождений в Западном блоке подразделяются на собственно урановые, комплексные молибден-урановые и собственно молибденовые, в ряде залежей содержащие промышленные концентрации флюорита — флюорит-молибденовые руды. На месторождениях Восточного блока собственно молибденовые и флюорит-молибденовые руды не получили развития. Характерно, что формирование собственно молибденового оруденения в Западном блоке происходило в самостоятельную стадию после образования урановых руд. На месторождениях в Восточном блоке эта стадия проявлена в малых масштабах.

В связи с тем, что в Западном блоке более интенсивно проявлены высокотемпературные метасоматические преобразования рудоподготовительного этапа, в контурах рудных тел и в околорудном пространстве отмечаются более высокотемпературные проявления других элементов (олова, вольфрама, лития, скандия, цинка, свинца, титана, меди и др.), не имеющих промышленного значения.

В зонах кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов в подрудных горизонтах установлены непромышленные проявления уранинита, бреггерита и паризита в ассоциации с урансодержащим ксенотимом, цирконом, монацитом, анатазом. В кристаллических сланцах отмечается браунит, в ассоциации с которым присутствуют магнетит, борнит, халькозин, арсеносульфанил. В грейзенизированных гранитах присутствуют пирит, касситерит, паризит и синхизит. На участке Жерловом наряду с молибденит-коффинит-настурановыми рудами в амфиболитах отмечена высокотемпературная молибденит-уранинитовая минерализация, по данным Н.С.Трофимова (ВИМС, 1982), палеозойского возраста.

Приведенные краткие сведения о составе рудных стадий свидетельствуют о значительных изменениях условий рудоотложения при формировании месторождений.

Наблюдающиеся соотношения альбит-уран-титанатовых ассоциаций с кварц-молибден-настурановыми свидетельствуют о временном отрыве их отложения. Особенности их проявления заключаются в том, что на верхних уровнях месторождения Антей альбит 2 и уран-титанатовая минерализация находится в обломках брекчий, цементом которых служат кварц-молибденит-настурановые минеральные ассоциации, устанавливается при этом явное раздробление альбита 2. Отмеченные особенности в минерализации указывают на изменение состава рудообразующих растворов, что позволило выделить в урановорудном процессе две урановорудные стадии — альбит-уран-титанатовую и кварц-молибденит-коффинит-настурановую — и две стадии, в течение которых формировались комплексные и собственно молибденовые руды — кварц-молибденит-коффинит-настурановую и кварц-флюорит-молибденитовую.

Альбит-уран-титанатовая стадия

Процессы рудоотложения начались с альбитизации 2 и гематитизации 2 пород. Наиболее мощные зоны альбитизации этой стадии установлены на месторождениях Антей, Стрельцовском, Тулукуевском, Октябрьском, Аргунском, т.е. на месторождениях, которые располагаются в пределах осевой части рудоконтролирующей Аргунской тектонически ослабленной зоны. В гранитах на месторождении Антей эти зоны имеют мощность

до 150 м, по падению они прослежены не менее чем на 2000 м до глубины 2660 м. В западном блоке кальдеры, в подрудных частях Аргунского месторождения, мощность отдельных зон альбитизации 2 составляет от первых метров до 10-20 м, а общая мощность их развития достигает первых сотен метров. На глубине 2300 м выклинивание зон не происходит. Характер выделений альбита 2 на разных уровнях месторождений различен. В гранитах на месторождении Антей альбит 2 развивается в виде многочисленных прожилков и агрегатов мелкозернистых таблитчатых зерен, замещающих полевые шпаты, породный кварц и гидрослюда. Альбитизированные граниты приобретают буровато-красный цвет, обусловленный дисперсным гематитом, пропитывающим альбит 2. В пределах слоистой толщи в трахидацитах вдоль зон трещиноватости, как и в гранитах, ореолы альбитизации также имеют значительную мощность, но альбит метасоматически замещает стекловатую основную массу породы, обуславливая розовато-кремовую ее окраску.

На Тулукуевском месторождении, расположенном вблизи поверхности, альбитизации подверглись рудовмещающие туфы и эксплозивные брекчии фельзитов, базальты и трахидациты. Здесь так же, как и на других месторождениях, процесс альбитизации проявился более интенсивно вблизи полостей тектонических нарушений. В туфах фельзитов мелкоальбитчатый альбит 2 развивается по основной массе породы, реже в пустотах (в ассоциации с кварцем) и в трещинах. В базальтах альбитом замещается лейсты основного плагиоклаза; при этом содержание Na_2O в базальтах повышается до 6%. Вместе с Na_2O происходит привнос Al_2O_3 и вынос CaO , K_2O , MgO , MnO , CO_2 . На верхних уровнях других месторождений процесс альбитизации проявлен слабо и, как правило, ореолы этих изменений не выходят за пределы контуров рудных залежей. На современной поверхности ореолы альбитизированных пород установлены на удаленных флангах Стрельцовского месторождения и вдоль некоторых рудоконтролирующих разломов в обрамлении Стрельцовского рудного поля.

Альбитизация пород вызвана привнесом натрия; содержание окислов натрия в измененных гранитах достигает 10%, трахидацитах — 8, в базальтах — 6. На Октябрьском месторождении вместе с альбитом 2 шло выделение аршиновита. В ассоциации с альбитом 2 развит анкерит 1, образующий нередко тесные сростания и взаимные пересечения с альбитом. Установлено пересечение гематит-альбитовыми прожилками черного крип-токварца 3, содержащего молибденит 1, в свою очередь агрегат раздробленного кварца, молибденцементирован более поздними рудными выделениями лейстовидного кварца, молибденита 2 и настурана 1 и 2. Не вызывает сомнения и более позднее формирование зон альбитизации 2 пород относительно гидрослюдизации. Устанавливаются прямые пересечения гидрослюдизированных пород прожилками альбита 2.

В альбитизированных породах прожилками альбита 2 проявлены гнездовидные выделения перистого кварца, анкерита и более поздних выделений шамозита и диккита. Образование их объясняется выщелачиванием породного кварца и отложением в этих пустотах упомянутых минеральных агрегатов. В шлифах четко наблюдаются начальные стадии его выщелачивания и замещения зернами альбита 2 и анкерита. В ассоциации с кварцем, альбитом 2 и анкеритом иногда развиты агрегаты зерен апатита. Ниже этого уровня перистый кварц отсутствует, но широко проявлена метасоматическая альбит 2-анкеритовая ассоциация. Выше по разрезу в гранитах преобладающими в рудных зонах становятся выделения кварца нескольких генераций, источником которого, по-видимому, служит выщелоченный кремнезем из альбитизированных гранитов.

Химические анализы альбитизированных гранитов на глубине около 1600 м от поверхности (табл. 18) показывают, что в процессе альбитизации ранее гидрослюдизированных гранитов происходит вынос SiO_2 , K_2O и H_2O , привнос Na_2O (до 10,2%), CaO , FeO , CO_2 ; слабый привнос TiO_2 обусловлен развитием сфена и титаната урана. В большинстве случаев содержание Al в альбититах выше, чем в субстрате. В альбитизированных гранитах, дацитах, вмещающих рудные тела, вместо гидрослюдизации наблюдается пелитизация; образование пелита вызвано выносом K и сохранением Al.

В альбитизированных гранитах на нижних уровнях месторождения Антей, а также в бедных и забалансовых рудах в эффузивах Стрельцовского месторождения и на других

Химический состав измененных гранитов

Характеристика и место отбора (скважина; глубина, м) проб	Количество проб	Окислы												
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O	TiO ₂	MnO
Слабо измененный гранит (скв. 156; 1638 и 1059)	2	73,0	14,10	0,45	2,58	2,7	0,30-0,60	0,05	4,5-4,8	4,4-4,5	0,75-2,7	0,1	0,24	0,10
Интенсивно гидроспидизированный гранит (скв. 155; 415, 1063, 1056)	3	74,0	15,80	0,48	2,91	0,1	0,30-0,40	0,05	2,7	0,1	1,83-2,04	2,0	0,10	0,13
Интенсивно альбитизированный гранит (скв. 156; 1635, 1636)	2	56,0	18,0	0,56	3,0-4,88	4,38	0,30-0,90	0,06	0,50	10,2	2,62-5,56	0,56	0,28	0,13

месторождениях проявлена уран-титанатовая минерализация, которая в общем балансе запасов металла имеет весьма подчиненное значение.

В сростках с пластинками титаната урана отмечаются микроскопические зерна редкоземельного фосфата (монацита). Выявлен в зонах альбитизации 2 натролит, выделяющийся наряду с альбитом 2 до отложения браннерита. Химический состав браннерита мало изменяется в вертикальном разрезе; отмечается лишь уменьшение содержания свинца с глубиной и заметное увеличение в составе браннерита и коффинита содержания элементов-примесей, главным образом иттрия, редких земель и тория.

В зонах альбитизации 2 в гранитах на месторождении Антей проявлена сульфидная минерализация, представленная клейофаном, галенитом, пиритом и пирротинном. Минералы свинца и цинка проявлены локально, хотя и образуют местами крупные гнездово-вкрапленные скопления. Установлено, что выделения клейофана и сопровождающих его минералов являются более ранними относительно кварц-молибден-2-настурановой стадии, так как они раздроблены и спемантированы агрегатом лейстовидного кварца, молибденита 2 и настурана. Соотношение клейофана и галенита с альбитом 2 имеет сложный характер: обычно наблюдаются зерна клейофана, нарастающего на скопления зерен альбита 2, наряду с этим отмечены и пересечения клейофана альбитом 2. Такая тесная ассоциация этих минералов указывает на их близкое по времени отложение.

Детальные исследования окolorудного и подрудного пространства в пределах Краснокаменского рудного узла показывают также широкое распространение в северном борту вулканического аппарата альбитовых метасоматитов, связанных с ранними стадиями гидротермального урановорудного процесса (Л.П.Ищукова). В интервале глубин 800-1100 м (скв. 6658) в осевой части Аргунской зоны ортоклаз-микроклиновые метасоматиты среди гранитов брекчированы. В них по зонам дробления, в микротрещинах отложился мелкоаблчатый альбит 2, нередко в ассоциации с кварцем; при этом микроклин 2 и мусковит замещаются альбитом 2, а на глубине 2200 — 2300 м (скв. 1с) вновь образованный альбит 2 находится в ассоциации с флюоритом. Кроме метасоматических выделений альбит 2 совместно с флюоритом выполняет микропустоты в кварцевых сиенит-порфирах и образует альбит-карбонатные прожилки (содержание Na₂O достигает 5,75%). Прожилки альбит 2-карбонатного состава распространены также в амфиболитах. Отмечаются прожилки альбита 2 с пиритом, которые пересекают кварц-мусковиты с эпидотом агрегаты. В местах развития прожилкового и метасоматического альбита уровень натрия высоокий, нередко содержание Na₂O достигает 7-8%, K₂O колеблется от 4 до 8,4%.

Основная масса урановых руд на месторождениях Стрельцовского рудного поля сложена тремя парагенетическими ассоциациями настурана, силикатами урана и в ничтожном количестве в рудах присутствуют титанаты урана (браннерит) и уранинит. При этом настуран выделяется в виде вкрапленности, в прожилках и гнездах путем заполнения пустот, а силикаты и титанаты урана формируются преимущественно метасоматически во вкрапленном типе оруденения.

Настуран 1-й генерации выделился в составе одной парагенетической ассоциации с гребенчатым кварцем, обычно обрастая его в виде сферолитов, их корковидных сростков толщиной в первые миллиметры. Настуран 2-й генерации образует мелкопочковидный агрегат с лейстовидным кварцем, размер почек составляет десятки доли миллиметра. Настуран 3-й генерации распространен широко, обычно тесно ассоциирует с железистым хлоритом и железистой гидрослюдой; два последних минерала развиваются метасоматически по альбиту, анкериту, альбитизированному калишпату и другим минералам. Титанаты урана, как правило, развиваются по темноцветным минералам, ильмениту, ранее лейкосенизированному. Силикаты урана (коффинит) образуют корковидные агрегаты, состоящие из сросшихся сферолитов. Эти корки развиваются вокруг вкрапленников и агрегатов зерен пирита и марказита, интенсивно их замещая.

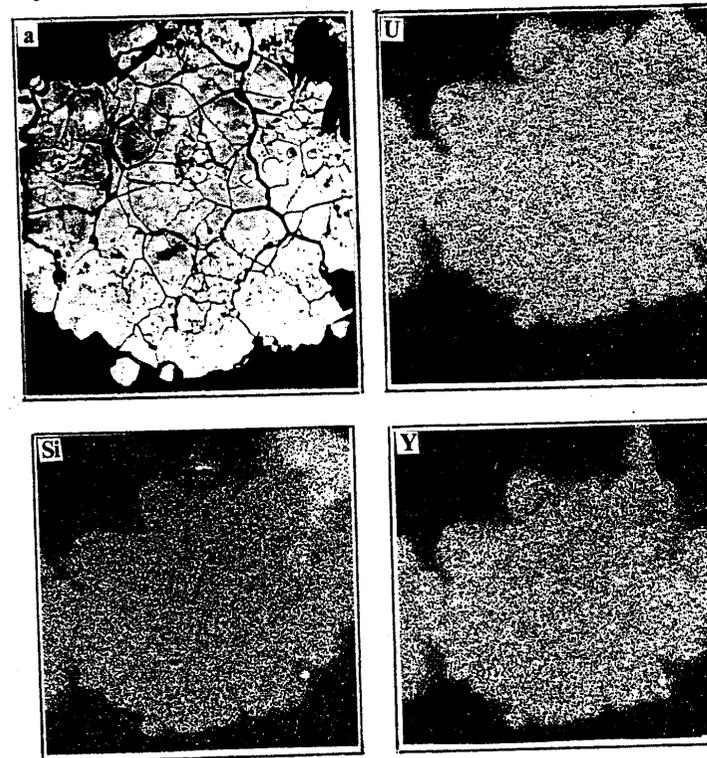
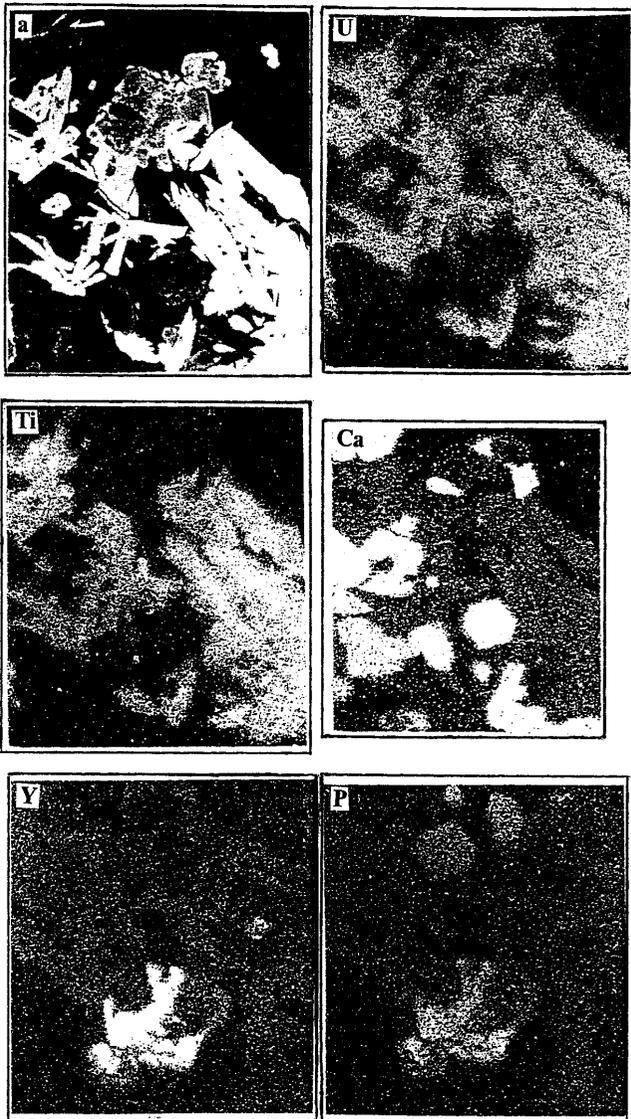


Рис. 67. Ксеноформные выделения коффинита (а) на месторождении Антей и его изображения в рентгеновском характеристическом излучении U, Si, Y (увел. 940^х, скв. 5 с, глубина 1718 м)

Установлена следующая последовательность образования урановых минералов: титанаты урана, коффинит 1, низкоотражающий настуран 1, высокоотражающий настуран 2, 3 и 4, коффинит 2. Распространенность урановых минералов в рудных залежах различная. На глубоких уровнях оруденения (более 800 м от поверхности) в породах фундамента в восточной части рудного поля (месторождение Антей) равномерно распространены минералами являются браннерит и настуран 1, заместивший коффинит 1. В нижних частях

рудных залежей на глубине более 1600 м от поверхности, как показало бурение глубоких скв. 4, 7 и 8, бедные и рядовые руды сложены в основном минералами первой рудной стадии (альбит 2-браннеритовой ассоциацией). Здесь в контурах рудного тела наряду с метасоматическими и прожилковыми обособлениями альбита 2, имеющего красновато-бурую окраску, развиты новообразования хлорита (шамозита), анкерита, натролита, лейкоксена. Урановые минералы представлены гнездами и микровкрапленностью браннерита, реже коффинита. Как показали специальные исследования в ВИМСе (Скворцова К.В., Пахомов Е.М., 1991), браннерит обычно развивается по гнездам лейкоксена, но иногда встречается в самостоятельных микропрожилках с альбитом 2 и вокруг гнезд неизмененного натролита. Присутствие его в ассоциации с натролитом свидетельствует о щелочности растворов, из которых он образовался.



Коффинит на глубоких уровнях распространен в значительно меньшей степени, чем браннерит. Единичные зерна его обнаружены с помощью микроанализатора на глубинах 1700 и 2509 м (скв. 5 и 7). Выделения коффинита имеют неправильную форму (рис. 67), отмечаются срастания браннерита, ксенотима, коффинита, апатита (рис. 68); при этом отчетливо заметна цементация и коррозия ксенотима коффинитом. Этим объясняются повышенные содержания иттрия и редких земель в составе коффинита. На глубине 1979 м (скв. 7) установлен настуран в локальной зоне грейзенизированного гранита. Здесь развиты мусковит, кварц, эпидот, ксенотим, монацит и пирит. Участок грейзенизации брекчирован, в цементе содержатся гидрослюда и карбонат, с которым и связаны выделения настурана, в краевых частях его присутствуют неправильные зерна коффинита. Настуран содержит микровключения циркона.

Рис. 68. Ассоциация браннерита, коффинита, ксенотима, апатита в альбитизированном граните (а) на месторождении Антей и его изображение в рентгеновском характеристическом излучении U, Ti, Ca, Y, P (увел. 600^x, скв. 5с, глубина 1718 м)



Рис. 69. Радиография образца трахидита, насыщенного прожилковым и вкрапленным настураном

Выше уровня 800 м наиболее распространены чисто настурановые руды, сложенные настураном 2, менее настураном 1; локально развиты настуран 3 и коффинит 2 и лишь на флангах рудных залежей проявлены смешанные уран-титанат-настурановые руды. В смешанных и собственно настурановых рудах месторождения Антей, а также в рудах, локализованных в слоистой толще других месторождений, широко распространена хлорит-настурановая ассоциация этой стадии; настуран тесно ассоциирует с хлоритом, образующим микроскопические ореолы вокруг зерен настурана. Иногда наряду с хлоритом вокруг настурана развиваются оторочки анкерита и флюорита.

На уровне распространения смешанных руд настуран 1, зерна пирита и титаната урана присутствуют совместно, но настуран 1 выделился явно позднее титаната урана, нарастая на зерна последнего; настуран также замещает зерна пирита и арсениопирита, образовавшиеся в кварц-сульфидную стадию, и цементирует обломки пирита.

Характерной особенностью отложения молибденита и настурана в рудах, локализованных в осадочно-вулканогенной толще, является образование наряду с прожилками и кокардами ореола вкрапленных руд (рис. 69). Радиографии брекчиевых руд показывают, что обломки пород полностью замещаются настураном 1 генерации (рис. 70, 71, 72) и

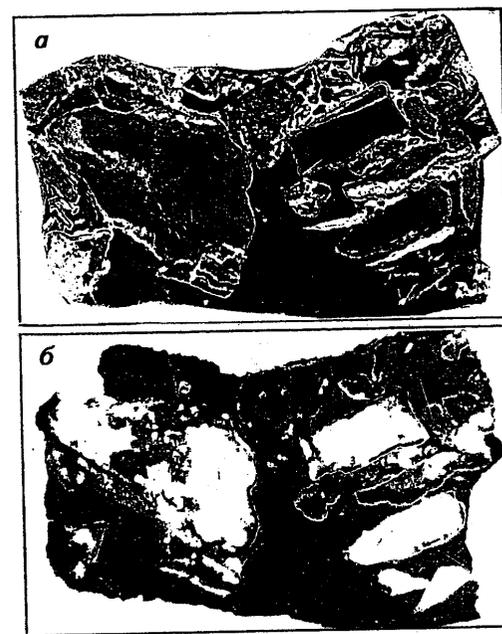


Рис. 70. Фотография (а) и радиография (б) образца брекчии базальта; обломки насыщены настураном 1 генерации (1) и окаймлены анкеритом (2) и настураном 2 генерации (3); в цементе темно-фиолетовый флюорит



Рис. 71. Фотография (а) и радиография (б) образца брекчии базальта (эксп. 2-х сут); обломки замещены вкрапленным и эмульсионным настураном и окаймлены анкеритом; в цементе темно-фиолетовый флюорит



Рис. 72. Фотография (а) и радиография (б) штуфа брекчированного, гематитизированного трахидацита; обломки замещены настураном и сцементированы друзовидным кварцем

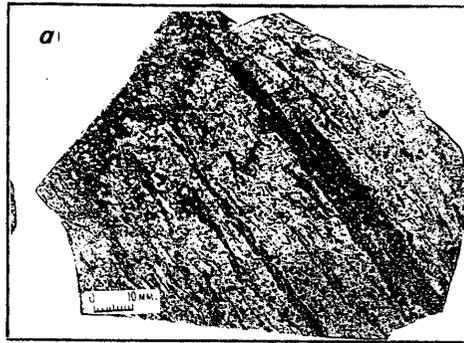


Рис. 73. Фотография (а) и радиография (б) (эксп. 6 сут) образцов трахидацита; вкрапленный настуран по флюиальности и в зоне микробрекчии

обволакиваются по периферии кокардами настурана 2 генерации; при этом наблюдается постепенный переход от кокард к вкрапленному ореолу. В трещиноватых трахидацитах на удалении от крупных разрывов настуран распределяется вдоль трещин, ориентированных перпендикулярно к флюиальности, а также по флюиальности и в зонах микробрекчирования (рис. 73). Ранний настуран 1 имеет мелкопочковидную структуру, иногда со скорлуповатой отдельностью (рис. 74), размер почек не более десятых долей миллиметра. В кокардах брекчий базальтов и в прожилках среди трахидацитов наряду с почковидными выделениями настурана имеются кубические кристаллы уранинита размером не более 0,1 мм. Обособляются почки настурана по трещинам, в основной массе пород и в псевдоморфозах по вкрапленникам биотита (рис. 75), пироксена, плагиоклаза и титаномагнетита; настуран 1 нередко замещает зерна ранних шприта, реже галенита и блеклой руды.

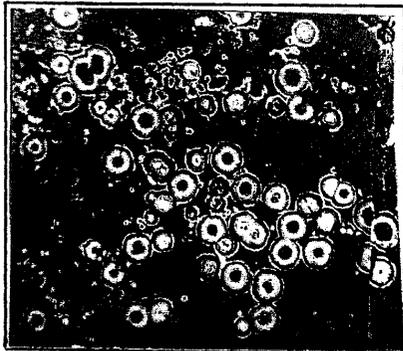


Рис. 74. Микрофотография полированного шлифа гранита; скорлуповатая отдельность почек настурана (без анализатора, увел. 165^x)

Рис. 75. Микрофотография полированного шлифа; настуран распределен в псевдоморфозе гидрослюда по вкрапленнику биотита (без анализатора, увел. 90^x)



В конгломератах настуран замещает окатанные обломки (рис. 76) и распределен в заполняющей массе (рис. 77).

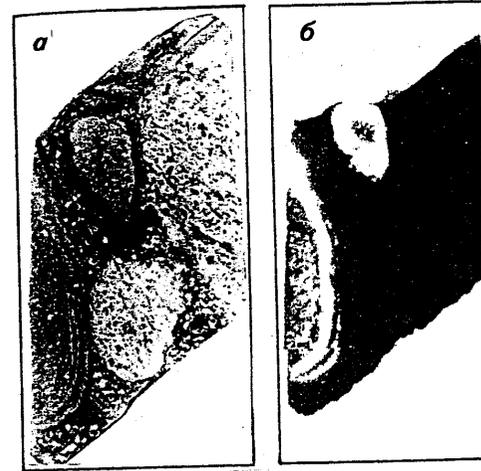


Рис. 76. Фотография (а) и радиография (б) (эксп. 12 сут) образца конгломерата; настуран распределен избирательно в гальке базальта

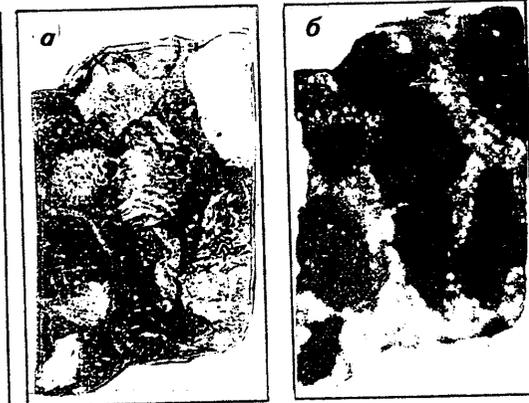


Рис. 77. Фотография (а) и радиография (б) (эксп. 10 сут) образца конгломерата; настуран распределен в заполняющей массе, менее в гальках

Во вкрапленных рудах отмечаются сростки настурана 1 с мелкочешуйчатым молибденитом 1 без коррозионных границ. В жильных и прожилковых рудах мелкозернистый кварц и настуран замещаются молибденитом 1 (рис. 78); нередко образуются почковидные колломорфно-зональные выделения.

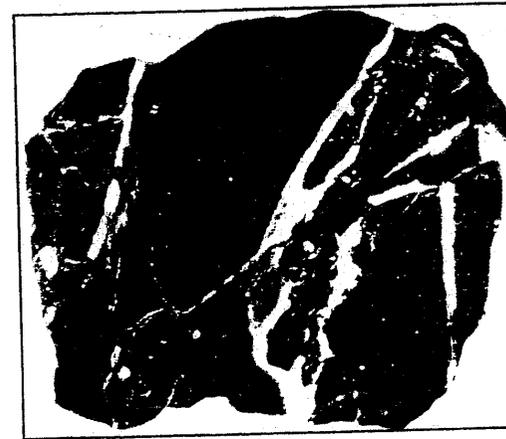


Рис. 78. Радиография (эксп. 5 сут) образца брекчии трахидацита; настуран образует прожилки, насыщает обломки и замещается иордзитом

Настуран 2 генерации широко распространен в рудах, локализованных в осадочно-вулканогенной толще. Он в виде кайм обрастает зеленый анкерит, отложившийся на настуране 1 (см. рис. 70). Этот настуран ассоциирует с ярко-зеленой гидрослюдой 2 и корродируется гидрослюдой 3. В буром кварце в редких случаях проявился настуран 3. Более распространен настуран 4 генерации, отложившийся в пустотах на друзовидном кварце в брекчиях базальтов, конгломератов и образует кокарды в брекчиях трахидацитов.

Отложение настурана нескольких генераций, слагающего собственно настурановые руды, происходило совместно с кристаллическим кварцем, молибденитом и гидрослюдой 2. Эти минералы образуют прожилки и слагают цемент брекчий (рис. 79), в обломках которых присутствуют более ранние минералы (криптокварц, сидерит, альбит 2 и др.). Вместе с настураном 2 происходило отложение уранинита, коффинита и циркона. Эта минерализация в рудах месторождений Антей, Стрельцовского и других в восточной части рудного поля присутствует в незначительных количествах, но в пластообразных залежах,

особенно на месторождении Дальнем, коффинит является главным рудообразующим минералом. В рудах отмечены проявления бертрандита, аршиновита. В центральных частях рудных залежей на Октябрьском месторождении в тесном сростании с настураном находятся пирит, халькопирит, борнит и галенит. Молибденит наряду с настураном является главным минералом, формирующим молибден-урановые руды месторождений.

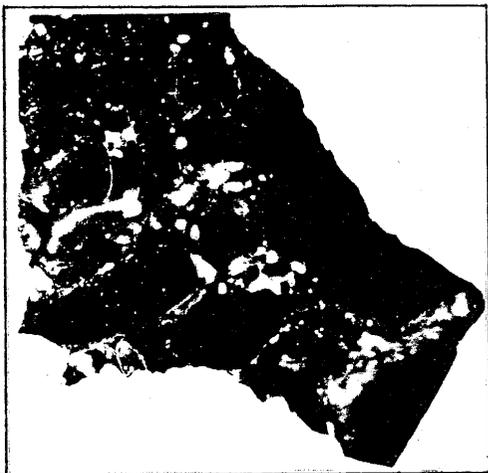


Рис. 79. Радиография (эксп. 1 сут) штуфа брекчии гранита; настуран насыщает цемент и образует вкрапленность в обломках; в цементе присутствуют молибденит и гидрослюда 2

Молибденовая минерализация на глубоких уровнях оруденения в гранитоидах фундамента и в восточной части рудного поля развита слабо, в основном вдоль основных рудовмещающих швов, и распространена до глубины 1000-1200 м. Ниже этого уровня молибденовая минерализация не проявилась.

На месторождении Антей молибденовая минерализация проявлена в необычной ассоциации с нерудной составляющей. Здесь практически отсутствует

кварц с серицитом, обычно сопутствующие молибдениту. Кварц-молибденитовые прожилки и гнезда окружены ореолом кристаллических выделений адуляра и прозрачного альбита, содержащего реликты микролина. Эти минеральные образования неустойчивы и часто замещаются кварцем. Кроме кварца в центральных частях прожилков и гнезд присутствует анкерит. Под воздействием этого процесса происходит разрушение натролита с выносом натрия и образованием диккита, который образует псевдоморфозы по натролиту. В гнездах диккита отмечаются оторочки молибденита.

Основная часть молибденового оруденения на месторождениях восточной части рудного поля приурочена к урановорудным залежам в осадочно-вулканогенной толще. Наиболее богатые концентрации молибденового оруденения характерны для Тулукуевского месторождения, локализованного на верхних уровнях рудовмещающего разреза (в фельзитах, трахидацитах, базальтах).

Молибденитовая минерализация развита в богатых настурановых рудах, в основном по тектоническим швам и по трещинам в контурах штокверкоподобных залежей. Молибденит образует прожилки, скопления неправильной формы. В совместных выделениях настурана 3 и молибденита зерна их характеризуются коррозионными границами, нередко молибденит выполняет пространство между почками настурана и развивается по трещинам в них.

В западной части Стрельцовского рудного поля на месторождениях Аргунском и Жерловом проявлены два основных технологических типа руд — алюмосиликатный и карбонатный, а по минеральному составу развиты коффинит-настурановые, настуран-коффинитовые, молибденит-коффинит-настурановые, молибденитовые и флюорит-молибденитовые руды. Закономерной особенностью является преобладание настурана в богатых рудах, а коффинит более широко развит в бедных рудах. В коффинит-настурановых рудах присутствует незначительная примесь (не более 5-10%) браннерита. Настуран и молибденит отложились в осевых частях рудовмещающих швов, в открытых полостях трещин, а в богатых рудах они, кроме того, обильно насыщают боковые породы между рудоносными трещинами. В рядовых и бедных рудах возрастает роль коффинита, а количество молибденита уменьшается. В алюмосиликатных рудах (в гранитах и сиенит-порфирах) количество молибдена больше, чем в карбонатных рудах.

Настуран и коффинит образуют в гранитах и вулканитах жерловых фаций вкрапленные выделения, прожилки, гнездовые обособления. Богатые руды с прожилково-брекчиевой текстурой характеризуются развитием крупнопочковидного и мелкоглобулярного настурана в ассоциации с молибденитом и нередко коффинита, образующего псевдоморфозы по высокоотражающему настурану. Рядовые руды отличаются тонковкрапленностью по высокоотражающему настурану, а периферийная его часть — текстурой. Нередко ядро вкрапленников сложено настураном (в прожилках) настуран составляет 30-коффинитом. В цементе микробрекчий гранита (в прожилках) настуран составляет 30-35%, коффинит — 20-25%. В брекчиевых рудах проявлены в ассоциации с кварцем, анкеритом и шамозитом гнезда крипчешуйчатого молибденита, по которому развит роглобулярный настуран 2. Урановорудный доломитизированный известняк представляет собой крупнообломочную брекчию, цементом которой является плотный агрегат настурана, иордизита и жильные минералы — кварц, флюорит и другие.

Флюорит-молибденитовая стадия

Молибден находится в тесной генетической связи с ураном, отлагаясь в две последовательные стадии единого гидротермального процесса. Во вторую урановорудную стадию молибден отлагался вместе с ураном, и в этот период сформировались все комплексные молибден-урановые рудные залежи. В последующую флюорит-молибденитовую стадию молибденит отлагался как вдоль подновившихся тектонических швов, образуя высокие концентрации в молибден-урановых и урановых рудах, так и во вновь раскрывшихся тектонических нарушениях, формируя самостоятельные тела с высокими содержаниями молибдена, достигающими целых процентов.

Вне контуров рудных тел молибденит в ассоциации с шамозитом образует прожилки, пересекающие анкерит-кальцитовые жилы рудной стадии. Этот молибденит, образовавшийся в флюорит-молибденитовую стадию, особенно широко проявлен на месторождениях в западной части рудного поля — Аргунском и Жерловом, где в эту стадию сформировались собственно молибденитовые и флюорит-молибденитовые руды.

Собственно молибденитовые руды, развитые в гранитах, сиенит-порфирах, доломитах, сложены двумя разновидностями молибденита 1 в ассоциации с кварцем 2 и с флюоритом; при этом устанавливается более позднее (в основную рудную стадию) отложение молибденита на мелкодрозовом кварце и флюорите. В этих молибденитовых рудах в некоторых залежах содержится в небольших концентрациях уран.

На всех месторождениях после отложения основной массы молибден-урановых руд образовались прожилки анкерита 3, альбита 3, более позднего бурого лейстовидного кварца, с которым связаны незначительные по масштабам выделения настурана 4. В конце основной урановорудной стадии, после выделения всех основных генераций настурана, получили широкое развитие прожилки друзовидного кварца, пирита, шамозита, кальцита и флюорита. Менее проявились прожилки поздних генераций кварца, альбита 4, анкерита 4. Характерной особенностью пострудной минерализации является отложение значительного количества хлорита (шамозита), проявленного совместно с пиритом в виде прожилков и метасоматических выделений совместно с пиритом в пределах контуров рудных тел и на значительном от них удалении. Шамозит интенсивно замещает карбонаты и гидрослюда внутренних зон ореолов аргиллизации. Вместе с друзовидным кварцем локально развитая сульфидная минерализация (галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, тетраэдрит, халькозин). Обращает на себя внимание более позднее выделение сульфидов и сульфосолей меди по отношению к темно-фиолетовому флюориту.

На фланговых участках рудных залежей или в их зальбандах в пределах месторождений Стрельцовского и Октябрьского отложилась бериллиевая (бертрандитовая) минерализация, достигающая довольно высоких концентраций (содержание бериллия до 0,2%). Бертрандит развивается в ассоциации с шамозитом, кальцитом и темно-фиолетовым флюоритом. Бериллиевое оруденение установлено в различных породах — трахидацитах и их туфах, конгломератах, базальтах, в гранитах, наибольшие концентрации бериллия и их туфах, конгломератах, базальтах, в гранитах, наибольшие концентрации бериллия установлены в урановорудных трахидацитах на Центральном участке Стрельцовского ме-

сторождения, где мощность бериллиеносной зоны достигает 13 м. Шамозит-бертрандитовая минерализация выделяется по многочисленным трещинам в ассоциации с темно-фиолетовым флюоритом и кальцитом. Трахидациты гематитизированы и содержат настуран.

Пострудная стадия (кварц-флюорит-кальцитовая)

Минералы пострудной стадии широко распространены в околорудном и надрудном пространстве на месторождениях в слоистой толще, на флангах рудоконтролирующих структурных элементов. На нижних уровнях месторождения Антей пострудные минералы отмечаются лишь спорадически в открытых полостях разломов. Наиболее крупные жилы слагают кварц, флюорит, кальцит; при этом выше урановорудных залежей на Стрельцовском месторождении локализовалась жила с промышленными масштабами флюоритовой минерализации. Прожилки друзовидного кварца и кальцита встречаются повсеместно. Ореолы флюоритизации образовались в надрудных породах месторождений. Особенно широкое распространение жилы и прожилки серого халцедоновидного и микрозернистого фарфоровидного кварца в ассоциации с флюоритом получили в западной части Стрельцовского рудного поля, где они распределены вдоль многочисленных разломов в породах в приповерхностной области вулканических аппаратов, а также в ограничивающих их выступах пород фундамента. Широко развиты прожилки диккита, а в ряде случаев отмечаются и метасоматические его выделения. Наибольшего размаха ореолы пострудной диккитизации достигли в блоке, где функционировали вулканические аппараты. Здесь ореолы развития метасоматического диккита так же, как и ореолы монтмориллонитизации, но в еще большей степени, проявились на современной поверхности и в близповерхностной зоне. При этом отмечается вертикальная зональность в их распределении, выражающаяся в преимущественном развитии диккита выше области монтмориллонитовых изменений. Диккитизация пород обусловила их обеление. Характерно, что минеральные ассоциации пострудной стадии (диккит, кварц, кальцит) вдоль крупных тектонических швов прослеживаются в подрудном пространстве на значительную глубину — до 2500-2600 м, как это установлено при бурении глубоких скважин.

В Стрельцовском рудном поле, в пределах Урулюнгуевской зоны разломов, пострудная стадия низкотемпературных изменений выражена наиболее полно. Здесь, кроме отмеченных диккита, флюорита и кальцита, распространены прожилки красного цеолита, а также яркоокрашенных полосчатых халцедонов, слагающих как прожилки, так и выполяющие пустоты в виде миндалин и жеод. В последних самые поздние выделения представлены анкеритом и друзовидным кварцем — аметистом. Достоверно установлено, что эти образования отложились после урановорудных парагенезисов.

В обрамлении Стрельцовской кальдеры халцедоновидный кварц, переходящий в микрозернистый и друзовидный, в ряде случаев с флюоритом отлагается в пострудную стадию вдоль основных рудоконтролирующих разломов северо-восточного и меридионального простирания. Вмещающие граниты на мощность до 10-30 м в сильной степени замещены диккитом, который образует псевдоморфозы по плагиоклазу, нередко и по биотиту, и развивается в виде прожилков или заполняет пустоты в друзовидном кварце. Отмеченная пострудная минеральная ассоциация распространяется вдоль указанных разломов на 1-5 км от бортов кальдеры. Эти изменения получили широкое развитие за пределами рудного поля и на месторождениях флюорита.

Описание минералов

Браннерит проявлен на глубоких уровнях месторождений, локализованных в породах фундамента. Наиболее существенное развитие уран-титановое оруденение получило на месторождении Антей в альбитизированных гранитах. Менее распространен браннерит в рудных залежах в слоистой толще.

Браннерит образует скопления мельчайших зерен, образовавшихся вместе со сфероном по ильмениту и темноцветным минералам. Он имеет пластинчатую форму, иногда рутилоподобную, усложненную коленчатыми двойниками. Цвет его черный, в краях зерен буроватый, блеск смоляно-стеклянный.

Содержание UO_2 в браннерите изменяется от 51,35 до 56,11%, TiO_2 — от 37,06 до 38,69, SiO_2 — от 0,28 до 4,83, FeO — от 0,70 до 2,98, ZrO_2 — от 0,40 до 1,28%. Выделяется две разновидности браннерита: 1 — ранний с более высоким содержанием FeO и более высокой отражательной способностью; 2 — с более высоким содержанием SiO_2 и низкой отражательной способностью. Высокоотражающая фаза браннерита получила развитие на месторождении Антей на глубине более 1000 м от поверхности; на верхних уровнях оруденения развит низкоотражающий браннерит, представляющий собой более сложное соединение (титаносиликат урана).

Браннерит в незначительных количествах присутствует в доломитах и сиенит-порфирах в западной части Стрельцовского рудного поля. Химический состав этого браннерита не отличается от состава браннерита из месторождений восточной части рудного поля. Отличием является присутствие в браннерите Аргунского месторождения ThO_2 в пределах 0,8-1,4%.

Настуран 1 в ассоциации с кварцем, хлоритом, менее браннеритом широко распространен в рудах месторождений на всех уровнях оруденения в гранитах и слоистой толще, особенно в альбитизированных породах, и в заметном количестве развивается, так же как и браннерит, на наиболее глубоких уровнях оруденения. Настуран 1 нарастает на агрегаты раннего пирита (рис. 80, 81), на кварц, замещает зерна клейофана и галенита; в свою очередь выделения настурана 1 обрастают хлоритом (см. рис. 81) и корками молибденита. Настуран отличается низкой отражательной способностью (не более 11,5% при $\lambda = 580$ нм), обнаруживает бурые внутренние рефлексы, коффинитоподобен. Настуран 1, по-видимому, псевдоморфно замещает коффинит, образовавшийся при формировании на более ранних рудных ассоциациях.

(рис. 80, 81, 86) ← настуран 1 ← (рис. 80, 81)

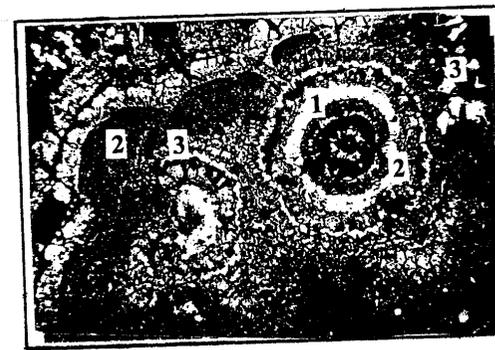


Рис. 80. Микрофотография полированного шлифа; колломорфные последовательные выделения пирита (1), настурана (2) и марказита (3) в брекчированном трахидаците (без анализатора, увел. 40^x)

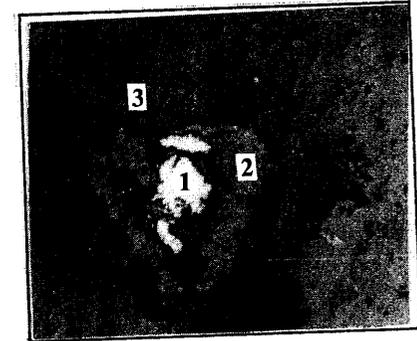


Рис. 81. Раздробленный пирит (1) корродируется и обрастает низкоотражающим настураном (2); вокруг настурана оторочка хлорита (3) (полированный шлиф, увел. 90^x. Месторождение Антей, скв. 19077)

Настуран 1 на месторождениях западной части рудного поля в монтмориллонитизированных породах является главным минералом урана. На месторождениях восточной части он имеет подчиненное значение, ассоциируя с более продуктивными генерациями настурана 2 и настурана 3, при этом его роль возрастает в зоне вкрапленных руд. Содержание UO_2 в настуране — 73-77%, SiO_2 — 13, CaO — 2,5%. В настуране из Аргунского месторождения отмечается повышенное содержание ZrO_2 — 5,7% и более, возможно за

Результаты рентгеноспектрального зондирования минералов урана месторождений Стрельцовского рудного поля (ВНИИХТ, ВИМС, ВСЕГЕИ)

Минералы	Место отбора пробы	Оксиды													Σ
		UO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₃	ZrO ₂	SO ₃	ThO ₂	Fe ₂ O ₃	PbO	CaO	Mg	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	
Настуран 1	Аргунское, Жерловое Скв.23560; гл.98,5 м	83,06	-	0,26	2,64	-	-	0,56	3,21	4,23	0,78	-	0,50	-	95,2
То же	Скв.235056; гл.118 м	86,60	1,34	-	2,37	-	-	0,76	3,69	3,89	-	-	0,49	-	99,1
"	"	85,04	1,20	0,23	3,03	-	-	0,72	4,05	3,89	-	-	0,54	-	98,7
"	Штр.104/2	84,61	0,29	-	5,71	0,07	-	0,73	4,14	3,74	-	0,41	0,69	0,05	100,4
"	Скв.23567; гл.137,7 м	73,75	1,24	0,37	3,25	0,06	0,01	1,44	2,88	4,04	-	0,21	0,97	0,03	88,2
Настуран 2	Скв.23525; гл.78 м	87,78	0,43	-	3,88	0,12	-	0,21	3,23	2,21	-	0,21	0,68	0,17	98,9
То же	Скв.23560; гл.98,5 м	82,49	-	-	3,32	-	-	0,39	4,57	3,83	-	-	0,46	-	95,0
"	Скв.7436; гл.524 м	92,59	0,39	Сл.	4,17	-	-	9,23	0,70	1,35	-	-	0,30	-	99,7
Коффинит	Скв.23506; гл.118 м	52,61	1,64	-	4,47	1,02	-	3,47	-	6,10	-	2,76	22,36	0,15	94,5
"	Скв.6455; гл.218,5 м	59,03	0,04	-	-	1,02	-	1,83	0,55	4,00	-	0,70	18,30	0,37	85,8
"	Скв.7403; гл.278 м	77,80	-	0,03	-	0,19	-	0,35	2,01	1,32	-	-	14,91	-	96,6
"	Скв.7436; гл.524 м	74,93	0,24	-	2,70	-	-	1,10	12,21	1,61	-	-	14,42	-	97,2
"	Скв.23565; гл.78 м	61,85	0,45	-	3,56	0,09	-	0,53	2,37	2,54	-	1,12	17,54	0,09	89,6
"	Скв.23517; гл.13 м	58,33	0,12	0,05	0,76	1,02	-	0,63	0,04	6,51	-	1,12	16,46	0,68	85,7
"	Скв.23565; гл.91 м	55,89	0,16	-	-	10,27	-	4,72	1,03	2,91	-	1,27	18,67	0,78	95,7
Браннерит	Скв.7411; гл.705 м	52,71	32,41	-	3,95	Сл.	1,40	1,41	Сл.	1,31	-	-	4,55	-	97,4
"	Скв.7411; гл.705 м	54,43	35,77	-	-	0,05	-	1,30	0,49	1,28	-	-	3,50	-	96,8
"	Скв.7411; гл.700 м	47,11	31,37	-	0,34	-	0,09	1,42	1,25	0,66	-	-	10,72	-	98,8
Настуран	М-ние Стрельцовское	81-95	0-1,12	0,06	0-2,2	-	-	0,2-4	0-2,7	0,9-1,92	0,1-2,89	-	0,79	-	-
"	М-ние Антей	94,7	0,6	-	1,9	-	0,1	0,3	0,6	1,3	-	-	0,9	0,1	100,5
"	М-ние Тулукуевское	85,7	0,5	-	2,0	-	0,1	0,1	3,2	2,1	-	-	0,9	-	94,6
Коффинит	М-ние Стрельцовское	59-77	0,59-2,3	0,02-0,1	0,45-1,1	-	-	0,23-1,98	0,28-1,8	2,19	-	-	9,2	-	-
"	М-ние Антей	54,2-76,4	0,6-0,7	-	-	-	0,1	-	0,1	0,3-3,5	-	-	18,9-28,4	0,1-0,4	-
Браннерит	М-ние Стрельцовское	51,13	38,45	-	0,1	-	0,01	0,89	1,54	4,93	-	-	2,76	-	99,8
"	"	44,7-53,5	32,2-34,3	-	0,4-2,0	-	-	1,37	0,5-1,1	1,5-2,6	-	-	1,56	-	-
"	М-ние Антей	51,51	28,4	-	-	-	-	-	0,8-1,0	0,4-1,9	-	-	1,26-1,89	-	-
Уранинит	М-ние Стрельцовское	89,23	0,13	-	1,47	-	-	-	2,88	2,05	-	-	-	-	95,7
"	"	86,15	-	-	3,46	-	-	-	2,48	2,32	-	-	-	-	94,4
"	"	94,26	-	-	3,28	0,08	-	-	0,44	1,27	-	-	0,3	-	99,6

счет включений аршиновита, PbO — 4,2, Y_2O_3 — до 0,37 (табл. 19). Как показало детальное изучение первичных минералов урана с помощью рентгеноспектрального зондирования во ВНИИХТе и ВИМСе, для настурана характерна коффинитизация — развитие по периферии зерен низкоотражающей фазы. Реже такая фаза представлена гидронастураном.

Несмотря на приуроченность настурана 1 к наиболее глубоким уровням оруденения в гранитах, его кислородный коэффициент более высокий (2,71) по сравнению с настураном 2, локализованным на верхних уровнях месторождений. Это свидетельствует о более окислительных условиях отложения настурана 1 и отсутствии на этих уровнях оруденения достаточно сильных восстановителей.

Коффинит является распространенным минералом в рудах, особенно на месторождениях западной части рудного поля. На месторождении Антей коффинит отмечается в виде реликтов в настуране 1. Он имеет темно-серый до черного цвет, изотропизирован, со слабыми бурными рефlekсами. Отражательная способность коффинита при $\lambda = 580$ нм составляет 6,2-7,8%. Содержание SiO_2 колеблется от 13,09 до 20,18%, ZrO_2 — до 4,47%, отмечено также высокое содержание SO_3 — до 10,27%. В низкоотражающей фазе минерала на месторождении Аргунском SiO_2 повышается до 22,36 и 34,34% при содержании UO_2 52,61 и 52,66% соответственно.

Настуран 2 (урановая смолка 2) входит в состав главной рудной ассоциации, формирует существенно настурановые богатые и контрастные руды на верхних уровнях оруденения в гранитах и в слоистой толще. Он характеризуется высокой отражательной способностью (15,5 при $\lambda = 580$ нм), низким кислородным коэффициентом (2,38), а по данным И.В.Мельникова, и до UO_2 . В настуране 2 рентгенофотоэлектронной спектроскопией установлено до 66% U^{5+} (Тетерин Ю.А. и др., 1980). Настураны с повышенными содержаниями U^{5+} установлены только на месторождениях Стрельцовского рудного поля. Строение почек настурана сферолитовое, нередко скорлуповатое. Размер почек настурана 2 обычно не превышает сотых и десятых долей миллиметра в поперечнике, но скопления и агрегаты их имеют крупные размеры, образуя прожилки и жилы брекчиевого строения с ореолами гнездово-вкрапленных выделений. Вокруг гнезд настурана 2 часто развиты криптоточешуйчатая гидрослюда (рис. 82) и ореолы осветления в гематитизированной породе. В наиболее богатых урановых рудах настуран 2 слагает цемент брекчий (рис. 83). Нередко наблюдается кокардовая структура настурана 2 (рис. 84). На Ту-

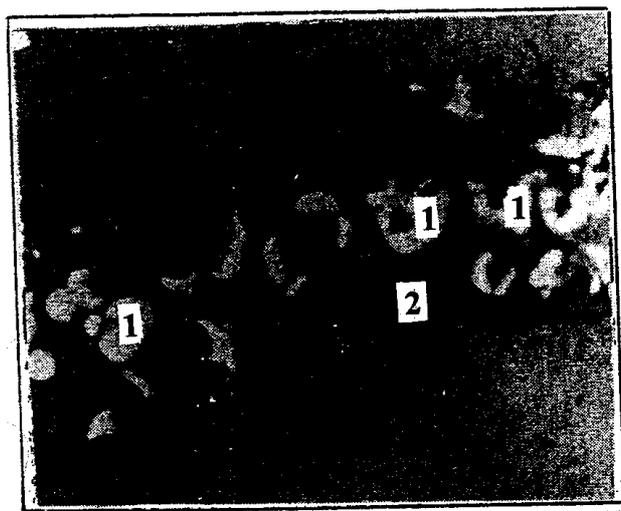


Рис. 82. Прожилковидные выделения сферолитового высокоотражающего настурана 2(1) и гидрослюды (2) в гематитизированном граните на месторождении Антей (полированный шлиф, увел. $90\times$)

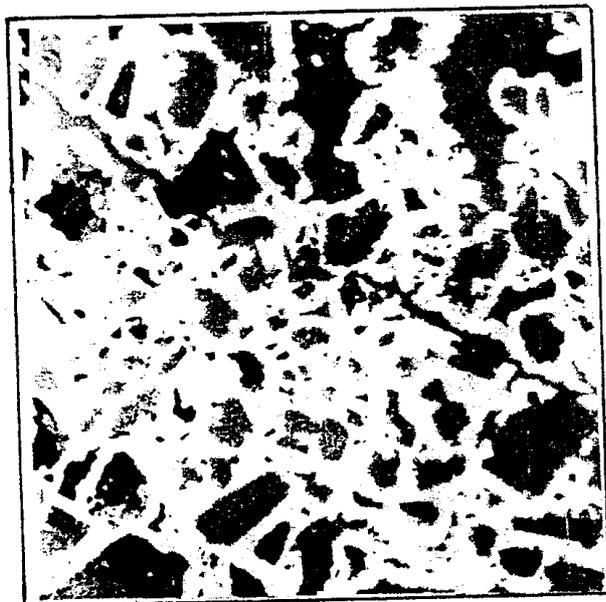


Рис. 83. Высокоотражающий настуран 2, цементирующий обломки измененного гранита (полированный шлиф, увел. $90\times$, месторождение Антей, скв. 19026)

лукуевском месторождении в богатых рудах в прожилках присутствует крупносферолитовый настуран с размером отдельных сферолитов до 0,5-1,0 см и мелкосферолитовый (доли мм). Крупносферолитовый настуран симметрично нарастает на поверхности пустот и трещин (рис. 85, 86). Отдельные сферолиты раздроблены и сцементированы жильными минералами, мелкочешуйчатым молибденитом или скоплениями мелкосферолитового настурана (рис. 87). Мелкосферолитовый настуран, кроме того, образует прожилки, метасоматические скопления в ассоциации с гидрослюдами. Настуран 2 часто вместе с криптоточешуйчатым молибденитом и пиритом образует узкие каймы в зальбандах прожилков друзовидного кварца (рис. 88).



Рис. 84. Кокардовые выделения (1) высокоотражающего настурана 2 вокруг обломков брекчия гранита на месторождении Антей (полированный шлиф, увел. 210^x, скв. 19026)

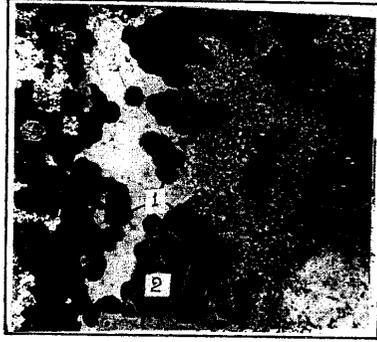


Рис. 85. Настуран 2 обрастает и замещает кристаллы друзовидного кварца (2) (прозрачный шлиф, без анализатора, увел. 90^x, месторождение Антей)

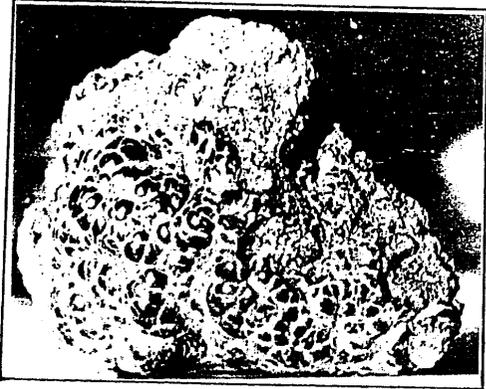


Рис. 86. Почковидные выделения крупносферолитового настурана на месторождении Тулукуевское (натуральная величина)



Рис. 87. Обломки крупносферолитового настурана, цементируемые агрегатом кварца и гидрослюда с включениями мелкосферолитового настурана (полированный шлиф, увел. 25^x, Тулукуевское месторождение)



Рис. 88. Прожилок высокоотражающего настурана 2 генерации в базальте; метасоматический настуран 1 насыщает зальбанды. Центральная часть выполнена кварцем (полированный шлиф, увел. 40^x, месторождение Стрельцовское)

В составе настурана 2 кроме UO_2 (82-92%) присутствуют ZrO_2 (до 4), PbO (0,7-4,0), Fe_2O_3 (0,2-9,0), CaO (1-4), SiO_2 (0,3-0,7). В зонах трещиноватости настуран 2 раздроблен и цементируется мелкосферолитовым (доли миллиметров) настураном 3 в ассоциации с хлоритом и гидрослюдой.

Настуран 3 слагает богатые контрастные руды. Наряду с глобулями в агрегатах настурана 3 отмечаются выделения с полигональными очертаниями уранинитового типа. Кроме того, настуран и коффеинит, возможно переротложненные, в небольших количествах встречаются во флюорите, кальците, кварце, завершающими урановорудный процесс.

Молибденовая минерализация на месторождениях Стрельцовского рудного поля проявилась в несколько рудных стадий — в криптокварцсульфидную, в основную урановорудную и в собственно молибденовую флюорит-молибденитовую. Молибденит 1 связан с черным криптокварцем, слагающим прожилки и цемент брекчий. Молибденит 1 образует дисперсные криптоточешуйчатые выделения в кварце совместно с игольчатыми зернами рутила и с хлоритом.

Молибденит 2 отложился совместно с урановой минерализацией в молибден-урановых рудах преимущественно жиллообразных залежей, локализованных в различных породах — гранитах, сиенит-порфирах, фельзитах, трахидацитах, базальтах, конгломератах, известняках. Он ассоциирует с кристаллическим лейстовищым кварцем и настураном 2, менее — с гидрослюдой и пиритом, образуя с ними прожилки и цемент брекчий, кроме того, наблюдается в ассоциации с шамозитом. Молибденит 2 слагает более крупные скопления мелко- и криптоточешуйчатых зерен, размер скоплений достигает нескольких миллиметров в поперечнике. В вертикальном разрезе месторождений размер чешуек молибденита увеличивается с глубиной. На верхних уровнях месторождений развития аморфная разновидность молибденита — иордизит, который при окислении превращается в ильземанит синего цвета.

На Тулукуевском месторождении, где молибден-урановые руды отличаются весьма высокими содержаниями молибдена, молибденит присутствует в виде мелкочешуйчатых и криптокристаллических (иордизит) разновидностей, образующих метасоматические и прожилковые обособления. Иногда метасоматический молибденит пространственно разобщен с настураном. Нередко в катакластических молибден-урановых рудах обломки крупносферолитового настурана цементируются крупноагрегатным молибденитом, который также раздроблен и сцементирован мелкосферолитовым настураном. Такие соотношения минералов указывают на проявление, так же как на Аргунском и Жерловом месторождениях, послеурановой стадии формирования молибденового оруденения.

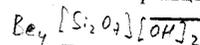
В зонах с полиметаллической минерализацией молибденит 2 образует прожилки и корки вокруг выделений клейофана и галенита мощностью до 1 см. Для молибденита характерны неупорядоченность кристаллической решетки, сложный состав, дисперсность и ксеноморфный характер выделений. По данным рентгеноспектрального электроннозондового анализа (ИГЕМ) в зерне молибденита обнаружены Mo — 50,02%, S — 44,49, Fe — 6,84, Pb — 0,75, Sb — 0,21, т.е. состав его не укладывается в формулу молибденита. Вероятно Fe , Pb и Sb образуют в нем высокодисперсные выделения собственных минералов. Молибденит, формирующий смешанные молибден-урановые и собственно молибденовые руды на месторождениях западной части рудного поля (Аргунское, Жерловое и др.), представлен в основном двумя морфологическими разновидностями сульфидов молибдена: сравнительно хорошо раскристаллизованным криптоточешуйчатым молибденитом; аморф-

ным, не обнаруживающим зернистого строения в отраженном свете, колломорфного строения молибденит-иордзитом. Нередко эти разновидности чередуются в пределах одной и той же почки или колломорфной корки, различаясь по степени раскристаллизованности, отражательной способности, двуотражению.

Микрозондовым анализом сульфида молибдена из руд в гранитах (6 анализов) и в доломитизированных известняках (8 анализов) в нем отмечены значительные вариации в содержании основных компонентов, повышенные концентрации Fe_2O_3 , PbO — до 6,0%, Sb — до 5,07%. Другие элементы по данным спектрального анализа представлены As , Zn , Hg , Ag , Tl , Ce , Th , Sc . Содержание рения не превышает $5 \cdot 10^{-7}\%$.



Рис. 89. Радиально-лучистые агрегаты бертрандита (1) в оруденелом трахидаците (прозрачный шлиф, с анализатором, увел.160^x, Стрельцовское месторождение)



Бериллиевая минерализация, развитая в заметных концентрациях на Стрельцовском и Октябрьском месторождениях, менее на других, представлена бертрандитом, который отложился в виде мелкой вкрапленности, линз и гнезд, а также в виде прожилков и в цементе брекчий, где он нарастает на обломках кальцита. Друзы бертрандита выделяются на стенках полостей; на головках кристаллов бертрандита отлагается

шамозит без коррозионных границ. Кальцит и темно-фиолетовый флюорит заполняют центральные части полостей. Агрегат бертрандита и шамозита замещает вкрапленники плагиоклаза в трахидацитах. Вдоль прожилков бертрандита с шамозитом вмещающий трахидацит каолинизируется. Бертрандит образует агрегаты мелких табличчатых, реже сферолитовых и длиннопризматических выделений размером до 0,4 мм по длине (рис. 89). Мегасоматические выделения бертрандита проявлены в виде табличек и коротких призм, иногда крестообразных сростков. Розовато-бурый цвет бертрандита обусловлен пигментацией его тонкодисперсным гематитом. Спектральный анализ обнаруживает в нем повышенные содержания Al — 3%, U — 0,2, Mg — 0,1, P — 0,3, Cu , La , Zr — 0,06, Sn — 0,04, As — 0,09%.

Сопутствующая минерализация в урановых рудах

Урановые руды Стрельцовского и некоторых других месторождений содержат аномальные концентрации золота, не достигающие промышленных. В обогащенных сульфидами участках концентрации золота достигают 0,4 г/т, в искусственных шлифах кроме пирита присутствует золото — до 2,7 г/т. В мономинеральных фракциях пирита содержание золота составило от 3,7 до 51,25 г/т. Установлено, что не менее пяти генераций пирита содержат золото в повышенных концентрациях, но концентрации его более 10 г/т характерны только для раннего и позднего пиритов, отложившихся соответственно в криптоварц-сульфидную и в кварц-молибденит-настурановую стадию. Золото находится в сульфидах в тонкодисперсном состоянии. Повышенные содержания золота в мономинеральном настуране 2, а также в сростках настурана с молибденитом 2 связаны с захватом золота при отложении настурана. Таким образом, в урановорудном гидротермальном процессе привнос золота происходил дважды.

Общее слабое развитие сульфидов в месторождениях Стрельцовского рудного поля определяет, по-видимому, непромышленные масштабы золотой минерализации.

Повышенные концентрации олова в пределах рудного поля проявлены преимущественно в породах слоистой толщи, а вольфрама — в гранитах фундамента и в надрудной толще месторождений, отмечаются они обычно вне контуров урановых рудных тел. Концентрации олова от 0,01 до 0,5% и вольфрама от 0,02 до 0,7% спорадически распределены

в пределах зон глубинных разломов (Аргунской и Меридиональной) в надрудных толщах и на флангах месторождений Новогоднего, Весеннего, Тулукуевского, Пятилетнего, Аргунского, Жерлового. На Стрельцовском месторождении олово в повышенных концентрациях проявлено в трахидацитах и тяготеет к крупным разломам меридионального простирания. В урановых рудах Октябрьского месторождения, в местах повышенных концентраций олова до 0,2%, установлен касситерит.

На месторождениях западной части Стрельцовского рудного поля оловорудная минерализация развита главным образом в околорудном пространстве, менее — на флангах рудоносных зон и в подрудном горизонте. Она приурочена к зонам расщеливания и серицитизации в гранитах и кристаллических сланцах. Касситерит дымчатый, буровато-красный образует мелкие (не более 0,6-0,7 мм в диаметре) зерна неправильной формы. В грейзенизированных гранитах в урановорудных телах очень мелкие зерна касситерита установлены в прожилках сидерита и в агрегате серицита, часто в сростании с вюститом.

Свинцово-цинковое оруденение (пирит, марматит, халькопирит, серебросодержащий галенит), вскрытое на месторождении Антей в гранитах фундамента на глубине 900-1000 м, характеризуется, по-видимому, отдельную рудную формацию Кличкинского типа, проявившуюся ранее уранового оруденения. По типу околорудного изменения пород и характеру жильной минерализации это оруденение отличается от более поздней свинцово-цинковой минерализации, сопровождающей урановое оруденение.

Заметные концентрации сульфидной минерализации установлены в молибден-урановых рудных залежах на Аргунском месторождении, где в единичных пробах содержания составляют (в %): Pb , Zn — до 0,1-1, As — 0,1-0,8, Sb — 0,03-0,1, Cu — 0,1-1, Ag — 1-8 г/т (редко до 50-100 и 1000 г/т). В урановых рудах устанавливаются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, фрейбергит, самородное серебро. За пределами урановорудных тел эти элементы образуют широкие ореолы, а в некоторых случаях отмечаются кварц-сульфидные жилы, содержащие пирит, галенит, сфалерит, буланжерит с обособлениями халькопирита, арсенипирит, серебросодержащую блеклую руду (фрейбергит), редко самородное серебро. В альбанде одной из таких жил содержание золота достигает 3,5 г/т.

Флюорит в пределах Стрельцовского рудного поля получил широкое развитие. Он образует самостоятельные месторождения и проявлен в рудах урановых месторождений. В процессе формирования молибден-урановых месторождений отложение флюорита происходило в течение нескольких стадий и даже этапов гидротермальных процессов. Ранние высокотемпературные процессы грейзенизации сопровождались выделением большого количества флюорита. В течение низкотемпературного урановорудного процесса флюорит отлагался в конце основной молибден-урановой рудной стадии, в собственно молибденовую рудную стадию он образовал смешанные флюорит-молибденовые залежи, а в пострудную стадию сформировал Стрельцовскую флюоритовую жилу.

Флюорит представлен полихромными разновидностями — от густоокрашенных темно-фиолетовых до бледно-фиолетовых, бесцветных, реже встречаются зеленые и медово-желтые разности, а также фарфоровидные агрегаты мелкозернистого кварца и флюорита. Темноокрашенный флюорит тесно ассоциирует с рудным агрегатом кварца, настурана и молибденита.

Зональность ореолов изменений пород и оруденения

Вопросам зональности оруденения и околорудных изменений уделено особое внимание в связи с необходимостью разработки поисковых признаков слабо проявленного оруденения на современной поверхности. Все месторождения рудного поля характеризуются прямой вертикальной и горизонтальной минеральной зональностью, выражающейся развитием более высокотемпературных минеральных ассоциаций в каждой стадии на нижних уровнях месторождений, а все более низкотемпературные минеральные парагенезисы смещались последовательно на верхние уровни месторождений, в надрудную тол-

шу, а также в боковые породы, удаляясь от рудовмещающих тектонических швов. Но нередко низкотемпературные ассоциации выполняют открытые полости разрывов на глубоких уровнях. Вдоль рудовмещающих тектонических нарушений часто отмечается обратная пульсационная зональность.

Огромное количество выполненных дифрактометрических анализов глинистых минералов позволило выявить главные особенности минеральной зональности ореолов низкотемпературного изменения пород. На всех месторождениях восточной части Стрельцовского рудного поля устанавливается в общем виде трехчленное строение ореолов аргиллизации (Вампилов М.В., 1972): внешняя зона — каолинит-доломит-хлоритовая, промежуточная — доломит-гидрослюда-монтмориллонитовая, внутренняя — пирит-монтмориллонит-гидрослюдистая. В базальтах во внутренней зоне преобладает монтмориллонит. В гранитах и трахидиитах в отличие от базальтов внутренняя зона характеризуется наличием кварца и чистых фаз гидрослюды и менее широким развитием карбоната и монтмориллонита, а промежуточная зона имеет пирит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Во внешних зонах ореолов гидрослюдизации вмещающие породы на всех месторождениях интенсивно гематитизированы. Гематит 1 насыщает породы по микротрещинам, порам и пустотам; его отложение сопряжено с перераспределением и выносом трехвалентного железа в периферийных зонах ореолов гидрослюдизации.

В Западном блоке кальдеры подобная латеральная зональность проявлена значительно слабее и на более глубоких уровнях. Характерно, что здесь по всему разрезу от поверхности и до глубоких подрудных уровней месторождения Аргунского на протяжении 2550 м не происходит выклинивания ореолов аргиллизации на глубину, в отличие от Антейского структурного узла. В пределах Краснокаменского структурного узла, как отмечалось, являвшегося основным магма- и рудоподводящим каналом, ореол изменений в виде широкой полосы прослеживается в подрудных горизонтах; при этом на больших глубинах (2550 м) развиты не только дорудные высокотемпературные фации аргиллизитов (гидрослюды, монтмориллонит и др.), но и более поздние ассоциации (шамозит, альбит 2, каолинит 2, дикцит и др.).

В общем ореоле аргиллизитов в вертикальном разрезе выделяются зоны, различающиеся по составу. Вертикальная зональность изменений обусловлена, с одной стороны, стадийностью процесса (пульсационная), с другой — различиями термобарических и физико-химических условий, существовавших в период фильтрации гидротерм в тектонически нарушенном гетерогенном разрезе.

Вертикальная зональность метасоматитов в Западном блоке Стрельцовской кальдеры имеет ряд особенностей. Широко проявленные в верхней части разреза монтмориллонитовые и каолинитовые метасоматиты на глубоких уровнях переходят в гидрослюдизиты, которые в породах фундамента вначале чередуются с первыми, а с глубины более 1900 м становятся преобладающими в составе ореолов аргиллизации. Зона гидрослюдизации, как установлено при бурении скв. 2с, развита до глубины 2550 м.

Локальные и относительно маломощные зоны до нескольких метров хлоритизации (шамозитизации), зоны развития хлорит-монтмориллонита, альбита 2 и анкерита, а также диккита, флюорита, отражающие стадийную зональность, присутствуют по всему вертикальному разрезу в зонах гидрослюдизации и каолинизации.

Как отмечалось, породы фундамента в Краснокаменском структурном узле характеризуются гетерогенным составом, интенсивной тектонической нарушенностью и проявлением разновозрастных пневматогидротермальных и гидротермальных процессов, преобразовавших всю толщу пород на значительную глубину. В связи с этим низкотемпературные метасоматиты, проявившиеся здесь в условиях более трещиноватой и проницаемой среды, образуют более мощные и протяженные ореолы.

Характерной особенностью ореола аргиллизации является приуроченность смешанослойного гидрослюда-монтмориллонита к области главного рудоподводящего тектонического шва в подрудном горизонте Аргунского месторождения; при этом по мере удаления от шва в ореоле гидрослюдизации рентгеновским методом определяется в основном гидрослюда в чистой фазе либо более высокотемпературная серицитоподобная ее разновидность. В этом же направлении изменяется состав смешанослойного минерала.

Вблизи шва в его структуре присутствует 80-95% пакетов гидрослюды, что характерно для урановорудных ореолов гидрослюдизации. По мере удаления от шва количество пакетов гидрослюды в структуре минерала уменьшается до 75-60%.

В восточной части рудного поля вертикальная зональность ореолов аргиллизации имеет существенные отличия от зональности в Западном блоке. Здесь на глубину более 2600 м от поверхности развита фация гидрослюдистых менее монтмориллонитовых изменений, которые глубже переходят в ряд отдельных выклинивающихся ореолов. Горизонтальную зональность на верхних уровнях разреза отражает трехчленное строение ореолов: внешняя зона ореолов гематит 1-доломит-хлоритовая, промежуточная — доломит-гидрослюда-монтмориллонитовая, внутренняя — пирит-монтмориллонит-гидрослюдистая; при этом во внутренней зоне присутствует кварц.

Главной особенностью ореолов низкотемпературных изменений является интенсивное развитие во внутренней зоне ореолов гидрослюдизации, низкотемпературной альбитизации 2, непосредственно предшествующей основной урановорудной стадии.

Характерно также секундное положение относительно гидрослюдизитов и приуроченность к внутренним зонам более поздних зон шамозитизации, каолинизации 2 (дикцитизации), менее монтмориллонитизации, имеющих, как выявлено при бурении глубоких скважин, также значительную протяженность на глубину.

Наблюдаемое развитие минеральных ассоциаций поздних стадий гидротермального процесса (каолинит 2, шамозит) к нижним частям ореолов рудосопровождающих изменений (гидрослюдизация, альбитизация 2) обусловлено обратной стадийной (пульсационной) зональностью гидротермального процесса в целом.

Характерной особенностью ореолов гидрослюдизации, проявленных в подрудной части месторождения Антей, является развитие в них гидрослюды в чистой фазе, в то время как смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит, свойственный ореолам оруденения, здесь практически отсутствует. При этом установлено, что примерно с глубины 1500-2000 м новообразования крипчешуйчатой гидрослюды сменяются постепенно пластинчатыми обособлениями серицита. Специальные исследования гидрослюды и других слоистых силикатов, проведенные О.В. Андреевой и В.А. Головиным (ИГЕМ АН СССР, 1991), показали, что на глубине происходит постепенная смена гидрослюды и гидрослюды-монтмориллонита неразбухающими слюдами-серицитами, не содержащими совершенно разбухающих межслоев монтмориллонита или содержащими их не более 3-4%. В интервале температур 250-300°C светлые калиевые слюды постепенно теряют разбухающие водосодержащие прослойки и переходят в истинные мусковиты (Вольфсон Ф.И. и др., 1984). Соответственно можно говорить о переходе на глубоких уровнях гидрослюдизитов в берзитоподобные (серицитовые) метасоматиты, подразумевая их генетическое единство.

В отношении карбонатов, входящих в ореолы гидрослюдизации, отчетливых закономерностей не устанавливается, но на больших глубинах увеличивается доля кальциевых и кальциево-магниевого карбонатов за счет менее термически устойчивых анкерита, сидерита. Анкерит в смеси с кальцитом в ассоциации с гидрослюдой установлен на глубинах 2100-2500 м. Метасоматические выделения карбонатов сопровождаются прожилковыми, среди которых определены пистомезит-сидероплезит и кальцит. На высоких уровнях в каолинитовых метасоматитах появляются мангано-сидериты, характеризующие более кислую среду минералообразования.

Хлориты по мере увеличения глубины претерпевают преобразования структурных свойств. 7А хлоритоподобные минералы — шамозиты (или бертьерины по современной классификации) особенно широко распространены в породах чехла; бертьерины — минералы из группы серпентина с двуслойной решеткой в отличие от трехслойной у истинных хлоритов. На больших глубинах (более 2000 м) 7А шамозит постепенно сменяется 14А высокожелезистым хлоритом, и в общей схеме минералообразования он занимает то же место, что и шамозит. Он замещает плагиоклазы и образует мелкие прожилки. Из данных химических анализов (на микроанализаторе) следует, что состав 7А и 14А хлоритов идентичен и соответствует рипидолиту. В то же время состав хлорита, псевдоморфно замещающего биотит во внешних ореолах гидрослюдизации, иной, он наследует явно повышенное (10%) содержание магния. Смена по вертикали одной структурной разно-

видности хлорита (7А) другой (14А) вполне объяснима температурным градиентом. По экспериментальным данным температура перехода оценивается примерно в 300°C. На основании этих данных можно предполагать, что такие температурные условия в подрудных уровнях не способствовали высокой концентрации рудных элементов, на глубине около 2500 м скважиной вскрыто лишь забалансовое оруденение (содержание урана 0,013% на мощность 0,7 м).

Низкотемпературная альбитизация 2, с которой связана браннеритовая минерализация, вскрыта скважинами также на значительных глубинах в подрудных горизонтах. В альбит-браннеритовой ассоциации был обнаружен натролит, образующий с ними сростки (Скворцова К.В., ВИМС, 1991).

Вертикальная зональность оруденения для большей части месторождений, локализованных в слоистой толще, проявлена слабо, так как они сформировались в довольно узком интервале глубин, т.е. в достаточно изотропных физико-химических условиях.

Вертикальная зональность оруденения восточной части Стрельцовского рудного поля наиболее полно прослеживается на месторождениях Стрельцовском и залегающим под ним в гранитах фундамента месторождений Антей, на которых в совокупности вертикальный разрез оруденения достигает более 2000 м. На глубоких горизонтах месторождения Антей урановые руды приурочены к мощным зонам альбитизации и характеризуются развитием более ранней урано-титанатовой минерализации, имеющей метасоматический характер. На более верхнем уровне этого месторождения, начиная с глубины около 1300 м, наряду с титанатом урана получили развитие окислы урана, представленные ранней генерацией настурана 1 и коффинита. Настуран 1, а также более поздние генерации настурана 2 и 3 являются главными рудообразующими минералами на верхних горизонтах месторождения Антей, Стрельцовского и большей части других месторождений, локализованных в слоистой толще. До образования титаната урана в небольшом количестве проявилась клейофан-галенитовая минерализация.

В целом на месторождениях Антей, Стрельцовском и других, локализованных в слоистой толще, установлен следующий ряд первичных минералов урана, сменяющих последовательно друг друга при движении растворов снизу вверх, и соответственно выделяются интервалы вертикальной зональности оруденения.

1. Собственно браннеритовая минерализация в гранитах фундамента в интервале 1350-2600 м и, вероятно, глубже.

2. Настуран-коффинит-браннеритовая минерализация в гранитах в интервале 800-1350 м. В этом интервале выделяется два уровня оруденения: первый в интервале 1100-1350 м, в котором развиты руды с преобладанием в них коффинит-браннеритовой ассоциации, второй 800-1100 м, характеризующийся в рудах хлорит-настурановой с коффинитом ассоциацией.

3. Молибден-урановая минерализация представлена кварц-гидрослюда-молибденит-настурановой ассоциацией, развитой с глубины 800 м до выклинивания рудных тел вблизи поверхности. Она слагает руды в верхних частях фундамента и все залежи, локализованные в осадочно-вулканогенной толще.

В западной части рудного поля (месторождение Аргунское) вертикальная зональность имеет иной характер: рудные залежи на всех уровнях характеризуются резким преобладанием настурановых руд. При этом состав рудных минералов в алломосилкатных и карбонатных рудах заметно не отличается. На месторождениях западной части рудного поля интенсивное развитие получила молибденовая минерализация, что привело к формированию в фундаменте и в субвулканических породах жерловой фации не только комплексных, но и собственно молибденовых руд. Для месторождений западной части рудного поля характерны некоторые отличия в составе сопутствующей минерализации: отмечается повышенная сульфидность и бериллиеносность зон, появляются киноварь, антимонит, урансодержащий фторпатит и другие минералы, установлена фосфорная минерализация, образующая промышленные концентрации на флангах Аргунского месторождения, где развито убогое урановое оруденение.

Размещение парагенетических ассоциаций настурана в пространстве свидетельствует о прямой минералогической зональности урановорудных образований [63]. Верхние и фланговые части урановорудных тел в осадочно-эффузивных породах обогащены более

поздним парагенезисом настурана с хлоритом. В нижних и центральных частях рудных тел и особенно в фундаменте более широко развиты ранние парагенезисы настурана с кварцем. При переходе от прожилковых и прожилково-вкрапленных руд к вкрапленным также наблюдается изменение минерального состава, отражающее фациальную зональность. При этом переходе преимущественно настурановые руды сменяются силикатными и титановыми. Такое изменение связано с изменением физико-химических условий отложения, а именно — с увеличением содержания SiO_2 , TiO_2 , возрастом щелочности среды и уменьшением ее окислительно-восстановительного потенциала. Рентгеноструктурным анализом установлено, что с глубиной в рудах фундамента наблюдается возрастание кислородного коэффициента настурана от 2,38 на глубине около 500 м от поверхности до 2,71 на глубине 1000 м. Таким образом, с глубиной в настуранах увеличивается содержание шестивалентного урана, т.е. увеличивается в этом направлении окислительно-восстановительный потенциал формирования настурана. По мере приближения к поверхности окислительно-восстановительный потенциал рудообразования уменьшался, вероятно, с этим и связано выклинивание настурана на глубину.

На глубокозалегающем месторождении Антей наблюдается усложнение прямой минеральной зональности, обусловленное пульсационным поступлением растворов даже в течение одной стадии гидротермального процесса. Отложение минеральных комплексов из каждой последующей волны растворов происходило на все более высоком гипсометрическом уровне, соответствующем по температурным условиям отложению этих минеральных комплексов, в связи с тем, что интервал критических температур минералообразования смещался вверх при пульсационном поступлении растворов; смещение вызвано прогревом пород предыдущими порциями растворов. При этом нарушение равновесия в системе раствор — вмещающая порода в нижнем интервале сопровождалось частичным растворением ранее отложившихся минералов и перетолжением их на все более верхних уровнях. Такие условия приводили к проявлению обратной минеральной зональности в осевых частях крупных разломов.

Характерной особенностью горизонтальной зональности минеральных комплексов на уровне богатого оруденения в гранитах (месторождение Антей) является приуроченность кварц-гидрослюда-молибденит-настурановой ассоциации к осевой части зоны интенсивной дорудной минерализации, представленной гидрослюдазацией и пиритизацией, прожилковыми выделениями криптокварца и сидерита. Кроме того, в этой зоне проявлена альбитизация 2, с которой связаны незначительные в количественном отношении выделения титаната урана и настурана 1. Все эти минералы представлены в рудных брекчиях в виде обломочных агрегатов, сцементированных образованиями кварц-гидрослюда-молибденит-настурановой ассоциации и более поздними парагенезисами.

В распределении молибденового оруденения в рудном поле отмечается горизонтальная зональность, выразившаяся в преимущественном развитии молибденовой минерализации вдоль осевой части глубинной Аргунской зоны разломов, а по мере удаления на фланги пересекающих ее рудоконтролирующих меридиональных и северо-западных разломов происходит заметное снижение концентраций молибдена в рудных залежах. Этим объясняется развитие значительных концентраций молибдена на Тулукуевском месторождении, локализованном в узле пересечения осевой части Аргунской зоны Тулукуевским разломом, в близрасположенных к осевой части рудных залежах Лучистого, Мартовского и Октябрьского месторождений, на северо-западном фланге Западного участка и на Центральном участке Стрельцовского месторождения. Наиболее существенные концентрации молибдена образовались в основном рудоподводящем узле пересечения осевой части Аргунской и Меридиональной зон разломов на месторождениях Аргунском и Жерловом, где кроме комплексных молибден-урановых руд сформировались собственно молибденовые руды, содержащие в заметном количестве флюорит.

В конце урановорудной стадии проявилась настуран-берtrandит-шамозитовая ассоциация. Берtrandит в ассоциации с шамозитом отложился после формирования урановых руд, но до отложения флюорита и кальцита пострудной стадии. Пространственная приуроченность берtrandита к фланговым частям урановорудных залежей обусловлена проявлением прямой минеральной зональности.

Образования пострудной стадии получили широкое распространение главным образом в слоистой толще, слагающей кальдеру, и в верхней части фундамента. При этом флюорит, кальцит, диксит последовательно развиваются на флангах и в верхней части рудных тел. Кроме того, эти минеральные ассоциации выполняют открытые полости вдоль тектонических швов и прослеживаются на значительную (более 1500 м) глубину от поверхности.

Зона гипергенеза

Основная масса первичных руд залегает ниже интенсивно проявленной зоны окисления, развитой до глубины 70-80 м. Незначительная часть руд находится в ее пределах. По крупным тектоническим швам она опускается иногда на значительную глубину — до 200-350 и даже 500 м. Гидроокисно-силикатный тип зоны окисления отражает состав богатых первичных руд с небольшой концентрацией сульфидов.

Находясь в различных литолого-структурных блоках, каждое месторождение имеет свои особенности состава и образования гипергенных руд. На Стрельцовском месторождении зона гипергенной минерализации развита слабо. На поверхности она фиксируется вдоль отдельных швов тектонических нарушений и представлена гидроокислами железа, содержащими примеси U, Mo, Pb, Zn, As, Sb, Tl, Ba и других минералов. На месторождениях Красный Камень, Лучистом и других, руды которых близко расположены к поверхности, минералы зоны окисления распространены совместно с неокисленными. Наибольшим разнообразием ассоциаций гипергенных минералов отличается Тулукуевское месторождение. Описание зоны окисления каждого месторождения приведено ниже. Преобладающие минералы окисленных руд — гидроокислы железа и марганца, уранофан, бетауранотил, менее отенит, гидронастуран, ураноцирцит, шрекингерит и в зонах развития молибденовой минерализации — кальциевый ураномолибдат, вульфенит, повеллит.

На глубоких горизонтах месторождения (250-300 м от современной поверхности) выявлены среди богатых урановых руд баураноит и кальцураноит, метакальцураноит, образующие псевдоморфозы по настурану. Гидроокислы урана замещают настуран, образуя псевдоморфозы бурого, коричневого, красного, оранжевого и желтого цветов. Баураноит ($BaO \cdot 2UO_3 \cdot 3-5 H_2O$) — анизотропный, коричневатого-оранжевый с сильным алмазным блеском, $N_g=1,932$. Метакальцураноит ($CaO \cdot 2UO_3 \cdot 1-2H_2O$) распространен шире, чем баураноит. Цвет его оранжевый, блеск алмазный до стеклянного, $N_g=1,932$, сильно анизотропный. Кальцураноит ($CaO \cdot 2UO_3 \cdot 3-5 H_2O$) отличается от остальных гидроокислов этой группы. Цвет его бурый, блеск жирный или восковой, изотропный, $N_g=1,726$.

Как правило, бариевые и кальциевые гидроокислы урана разобщены в пространстве, приурочены к различным тектоническим нарушениям. Баураноит развивается по настурану в брекчиевых рудах с кварцем и баритом, в цементе встречается лишь на отдельных обособленных участках. Более распространенные кальциевые разности образуются в зонах дробления с проявлениями пострудных прожилков кальцита.

Изучение элементов-индикаторов уранового оруденения в орах железа и марганца, проведенное Г.И.Кожевниковым (ГРЭ-324), Г.И.Россманом и Ю.Г.Косовцом (ВИМС) на поверхности рудоносных участков Стрельцовского месторождения, показало наличие аномальных концентраций элементов-индикаторов — U, Mo, Pb, Be, As, Mn, реже Ag, Zn. Присутствие элементов-индикаторов в орах зоны окисления служит одним из поисковых признаков наличия гипогенной урановой минерализации на глубине.

Особенностью поведения молибдена в поверхностных условиях после вскрытия молибден-урановых руд горными выработками является быстрое окисление его и замещение ильземанитом, образующим синие пленки. Это обусловлено сложным составом молибдена и изменчивостью его агрегатного состояния.

Геохимические особенности руд и ореолов измененных пород

Изучение эндогенных геохимических ореолов проводилось с целью выявления индикаторов оруденения, используемых для поисков скрытых рудных залежей. Индикаторы оруденения выявлялись на основе рассмотрения кларков концентраций в рудах, выявления корреляционных связей элементов-спутников с ураном, изучения распределения элементов-примесей в минералах разных стадий рудообразующего процесса и установления схемы размещения элементов-спутников в парагенетической схеме гидротермального процесса. Ореолы радиоактивности строились на опорных разрезах и планах горизонтов с учетом средней радиоактивности по гамма-каротажу скважин для интервала 10 м и радиометрического опробования; на этих же материалах строились ореолы элементов-спутников по данным кернового, бороздового и металлотрического опробования. Оконтуривание ореолов радиоактивности проводилось по нижнеаномальным значениям ($C_A=C+2,3G$).

Проявленность многостадийных минералого-геохимических преобразований рудо-подготовительного и рудоформирующего этапов эндогенных процессов, телескопированных в едином литолого-структурном блоке, значительно видоизменяет картину первичного для каждой стадии распределения элементов. Общая картина распределения элементов в рудах воссоздается анализом величины кларков концентрации отдельных элементов, вычисленных по отношению к содержанию тех же элементов в фоновых выборках. Содержания элементов и ряды коэффициентов корреляции приведены в табл. 20.

Распределение элементов в рудах месторождений

Для урановых руд кроме молибдена характерно наличие повышенных содержаний As, Sb, Pb, Hg, Tl. Кроме этих элементов отмечается привнос в рудную стадию Ag, Co, Ba, Y, Cu, Zn, Zr.

Анализ распределения элементов по классам руд показывает, что большая часть из них не имеет устойчивой положительной связи с накоплением урана, лишь концентрация Pb возрастает с увеличением содержаний урана. Такая же зависимость, но более слабая проявляется для Ag, Hg, Bi, As. Элементы Mn, Sr, Ba, Y не имеют поискового значения, так как их повышенные концентрации связаны с пострудной стадией. Такие элементы, как Cu, Ni, Co, Zn, Cr, Sn, W, Zr и другие, не обнаруживают заметных устойчивых изменений в классах урановых руд, что, видимо, указывает на отсутствие связи между процессами уранового рудообразования и перераспределением этих элементов [5ф,70ф,41].

Значительный интерес представляют парные коэффициенты корреляции для ведущих элементов уран-молибденовых руд, рассчитанные из огромного числа данных опробования месторождений, обработанных Г.И.Кожевниковым (см. табл. 20). Эти данные отражают суммарные эффекты взаимного распределения отдельных элементов, обусловленные всем комплексом геохимических особенностей рудо-подготовительных и рудоформирующих процессов.

Корреляционные ряды значительно различаются для пород фундамента и осадочно-эффузивного чехла. Например, в гранитах месторождения Антей в урановом ряду молибден следует за свинцом, а в осадочно-эффузивной толще эти два элемента вообще не имеют устойчивого коэффициента корреляции. Однако и в гранитах в молибденовом ряду уран находится лишь на четвертом месте после свинца, серы и серебра. Корреляционные ряды урана и свинца более близки между собой по сравнению с молибденовыми, особенно для руд верхнего структурного этажа. В то же время свинец обнаруживает более высокую корреляцию с серой, серебром, мышьяком и даже золотом по сравнению с корреляцией между этими элементами и ураном. В этом отношении свинцовые ряды больше схожи с рядами молибдена, чем урана. Все это свидетельствует о самостоятельности части молибденовой минерализации и о наличии различных свинцов.

Средние содержания (в %) элементов в зависимости от типа гидротермальных изменений;

значимые положительные и отрицательные ряды коэффициентов корреляции

Количество проб	Тип гидротермального изменения	Элементы											
		Sn	Pb	W	La	Ni	Mo	Nb	V	Cu	Zn	Ag	Co
8	Трахидациты темно-вишневые, гематизированные (I) с наложенной карбонатизацией, гидрослюдизацией	0,00044	0,0024	0,00052	0,00012	0,00017	0,00075	0,0012	0,0049	0,0032	0,0044		0,00056
7	Трахидациты "осветленные" карбонатизированные и гидрослюдизированные	0,00054	0,0027	0,00051	0,00012	0,0013	0,0011	0,0013	0,0043	0,0031	0,0043	0,0000036	0,00047
20	Трахидациты "осветленные" карбонатизированные и гидрослюдизированные с наложенной хлоритизацией	0,00059	0,0027	0,00071	0,0012	0,0015	0,0013	0,0012	0,0044	0,0024	0,0058	0,0000041	0,00057
11	Кремовые трахидациты гематизированные, окварцованные с наложенной хлоритизацией и пиритом	0,00063	0,0027	0,00062	0,0012	0,0015	0,0012	0,0019	0,0051	0,0033	0,0062	0,0000038	0,00067
8	Кремовые трахидациты интенсивно гематизированные с метасоматическим кварцем, пиритом и друзовидным кварцем	0,00039	0,0032	0,00037	0,00087	0,0011	0,0016	0,0017	0,0031	0,0021	0,0005	0,0000027	0,00047
17	Кирпично-красные трахидациты без молибдена, окварцованные, альбитизированные, интенсивно гематизированные с метасоматической смолкой	0,00048	0,0032	0,0006	0,0011	0,0013	0,0012	0,0016	0,0033	0,0042	0,0066	0,0000004	0,00061
19	Кирпично-красные трахидациты с обильным количеством жильной минерализации	0,00041	0,0055	0,0004	0,00059	0,00081	0,0016		0,0029	0,0034		0,0000079	0,00073
7	Розовые слабо измененные граниты без биотита	0,00051	0,0021	0,00047	0,0011	0,0012	0,0044	0,0017	0,0034	0,0027			0,00051
20	Граниты зеленые гидрослюдизированные с сохранившимся калиевым полевым шпатом	0,00053	0,0077	0,00042	0,001	0,0099	0,0053	0,0019	0,0024	0,0022	0,0076	0,0000015	0,00049
12	Серые, сильногидрослюдизированные граниты	0,00062	0,0022	0,00047	0,0015	0,0004	0,0055	0,0023	0,0043		0,0017	0,0000055	0,00001
4	Брекчия гранитов со смолкой, друзовидным кварцем		0,008		0,0006	0,032				0,0029			

Элементы														Значимые (положительные и отрицательные) коэффициенты корреляции (уровень значимости 10%)	
Mn	Sr	Li	Ba	Cr	Zr	Y	Yb	P	As	Be	U	Sc			
0,041	0,031		0,046	0,0032	0,015	0,0016	0,00037	0,065		0,00024	0,00085			Положительные: U-Cu; Mo-Zn; Mo-Sr	
0,029	0,0065		0,74	0,00016	0,019	0,0014	0,0002			0,00044	0,0025			Положительные: Cu-Pb; Co-Pb Отрицательная связь: Sr-Co	
0,034	0,014	0,0039	0,54	0,0016	0,016	0,0012	0,00033		0,00076	0,00044	0,0059			Положительные: U-Sr; U-Ag; U-Li; Co-Pb-Cu; Be-Zn; Ag-Pb-Cu; Zn-V; Cu-Ni; Cu-V; Cr-Cu; Yb-Cu; Pb-Mn-Co; Zn-Ni, Sr-Ba; Ba-Be Отрицательные: U-As; Mo-As; As-Cu; Be-Cu; Zn-Be; Zn-Ba	
0,0058	0,011		0,047	0,0027	0,020	0,0019	0,0003			0,0054	0,0086			Положительные: Cu-Pb; Cu-Ag; Ba-Mo; Mn-Be Отрицательные: U-Zn, U-P; Cu-Be	
0,036	0,027		0,8	0,0017	0,016	0,0024	0,00028			0,0007	0,0069	0,001		Положительные: Pb-Zr-Be(Nb?); La-Ag; La-Co; La-Sn; La-Yb; W-Yb; Cu-Cr; Ag-Mn; Mn-V; Mn-Yb; Y-Sr Отрицательные: Pb-Cr; Pb-Yb; Mo-Ag; La-Be; Co-Be; Mn-Ba; Zr-Yb; Be-Sn; Be-Ni; Be-Yb	
0,051	0,031		0,31	0,0019	0,016	0,0016	0,00038	0,05		0,0057	0,046	0,0013		Положительные: U-Ag-Pb; Mo-Be Отрицательные: Mo-Cu	
0,65	0,030		1,67	0,018	0,027	0,0021	0,0003			0,92	0,71	0,0012		Положительные: Co-Pb; Pb-Zr; Ba-Zn; Mo-Ag; Отрицательные: U-Cu; U-Sn; U-La; U-Ni; Zn-Mo; Ba-Mo; Sr-Pb; La-Pb	
0,056	0,008		0,035	0,0027	0,015	0,003	0,0004			0,0002	0,0015			Положительные: Pb-Co; Pb-Mo; Co-Cu	
0,0053	0,0064	0,0075	0,036	0,0022	0,020	0,005	0,00059		0,008	0,00038	0,0089	0,0023		Положительные: U-Mo-Ag; Mo-Ag-Cu(Pb?); Ni-Cu; Zr-Mn; Co-Be; Co-P; Co-Zn; As-Ba; P-Zn; Pb-Sr; Zr-Co; P-Zr; Zr-Sc; V-Zr; Zr-Y Отрицательные: Ba-Cu; Me-Co; Me-Ni; Me-V; Ba-V; Co-Ba; Y-Cu; Mo-Co; Be-Mo	
0,00059	0,042	0,0076	0,0048	0,0015	0,022	0,0036	0,00041		0,008	0,00037	0,016			Положительные: Cu-Co-Be-P; Отрицательные: Be-Sr; Zn-Pb	
0,03			0,029	0,0014	0,05				0,04	0,0001				Положительные: As-Sr-Be; Co-Cu; Y-Pb	

Основная масса урана выделилась в рудные стадии в виде настурана и коффинита, незначительно — в браннерите. Уран как элемент-примесь присутствует в минералах рудной стадии (в %): в друзовидном кварце — до 0,001, в анкерите и иордизите — до 0,01, лействойдном кварце — до 0,1, в борните и блеклой руде — до 0,01, в халькопирите — до 0,1. Кроме того, повышенные содержания урана по сравнению с кларком установлены: в темно-вишневых трахидацитах, гематитизированных (региональная гематитизация 1 с наложенной карбонатизацией и гидрослюдизацией) — до 5 кларков, в аргиллизированных трахидацитах — до 15 кларков, в криптокварце — до 0,01%, сидерите — до 0,1, доломите — до 0,001, в минералах пострудной стадии — барите, пирите, флюоритах и других жильных.

Молибден в виде собственного минерала (молибденит) отлагался в рудные стадии в ассоциации с урановыми минералами, а также в виде примеси в тех же измененных породах и минералах, в которых присутствует уран. Это указывает на то, что уран и молибден привносились в рудные стадии, отлагаясь в виде собственных минералов, доносящая минералы дорудных стадий; U переотлагался в незначительном количестве в виде примеси в минералах пострудной стадии.

Распределение аномальных концентраций элементов-индикаторов находится в зависимости от рудоконтролирующей специализации разрывных нарушений и почти не зависит от литологического состава рудовмещающих пород. Аномальные концентрации основных рудогенных элементов — урана, молибдена, свинца, бериллия — распространены в тектонических нарушениях северо-западного и субмеридионального простирания, а также в узлах их сопряжения, являющихся основными рудовмещающими структурными элементами. В рудоконтролирующих разрывах северо-восточного, северо-западного простирания развиты аномальные концентрации мышьяка, а в субмеридиональных и широтных нарушениях — сурьмы.

Геохимические особенности оруденения в породах фундамента

Геохимические особенности оруденения в породах фундамента изучались на примере месторождений Антей и Аргунское, расположенных соответственно в восточной и западной частях рудного поля, которые различаются по составу рудовмещающих пород и характеру дорудных изменений.

Изучение геохимических особенностей ураноносных зон в породах фундамента позволило получить дополнительные поисковые признаки глубоководного оруденения как в фундаменте Стрельцовой кальдеры, так и за ее пределами.

Для месторождений, залегающих в породах верхнего и нижнего структурных этажей, характерен ряд общих геохимических особенностей: в рудных телах и ореолах концентрируется общая группа элементов — уран, молибден, свинец, (мышьяк, сурьма); эти элементы связаны между собой положительной значимой корреляционной зависимостью; на месторождениях наиболее обширными являются ореолы урана, а элементы общей группы находятся в их контурах.

Молибден-урановое оруденение, локализованное в породах фундамента, характеризуется более разнообразным спектром концентрирующихся элементов по сравнению с оруденением верхнего структурного этажа и непостоянством вертикальной геохимической зональности, что обусловлено проявлением в породах фундамента минеральных ассоциаций более ранних высокотемпературных процессов. На участках дифференцированного строения фундамента (наличие ксенолитов древних метаморфических пород карбонатного состава) характерно проявление высоких содержаний свинца, цинка, серебра.

В Западном блоке Стрельцовой кальдеры, где ксенолиты карбонатных пород имеют значительные размеры и широко проявлены ранние изменения — грейзенизация, скарнирование, альбитизация, в ореолах наряду с ураном, молибденом, свинцом, мышьяком, сурьмой, цинком в повышенных (вплоть до высоких) содержаниях отмечаются элементы: Ag, Sn, P, Y, Yb, Nb и другие; при этом аномальные ореолы Pb, Zn, Sn, As нередко пространственно разобщены с ореолами урана и характеризуют проявления полиметаллического оруденения.

В ураносодержащих доломитах в повышенных кларках (более 100) отмечаются Mo, Sb, Tl, более 10 кларков — Pb, Zn, Ag, Cu. По данным корреляционного анализа в этих рядах выделяются несколько положительных ассоциаций. Ассоциация U-Sb-Pb-Mo характерна для всех месторождений рудного поля. Ассоциации Zr-Yb-Li-Be-Y-Sr, Cu-Ag-Zn-Pb, Sb-Zn, Ag-Zr связаны с более ранними грейзеновым и гидротермальным полиметаллическим этапами минералообразования.

В рудных сиенит-порфирах концентрируются элементы (в кларках): более 1000 — Mo; 200-100 — As, Sb; 30-10 — W, Co, Pb, Cr; 10-1 — Ni, Tl, Li, Ge. Выделяются две отдельные рудные ассоциации: U-Pb-Ag-As-Ge и Mo-Zn-Sb-Zr-Cu.

В сиенит-порфирах отсутствует положительная корреляционная зависимость между ураном и молибденом в связи с тем, что основные запасы молибденовых руд представлены молибденитом самостоятельной рудной стадии. Молибденит-флюоритовая минерализация, о чем свидетельствует прямая корреляционная зависимость молибдена с флюоритом в оруденелых сиенит-порфирах, наложена на более раннее молибден-урановое оруденение.

На месторождении Антей, локализованом в гранитах в восточной части Стрельцовой кальдеры, в рудных залежах в повышенных содержаниях отмечаются Mo, Ni, Zr, Pb, Zn, Sn, Cs. Из сопутствующих урану элементов только молибден образует концентрации более 100 кларков — на верхних уровнях, снижающиеся по падению рудной залежи, и в корневых частях залежи, составляющие лишь 7,1 кларков. Свинец в залежи образует концентрации до 10 кларков, другие элементы — от 1 до 4 кларков. В рудных гранитах, в отличие от оруденения в породах верхнего структурного этажа, отсутствуют аномальные содержания бериллия. В верхних частях залежи концентрируется золото (от 3,4 до 16,4 кларков) и ртуть (от 2,2 до 12,8).

В подрудных горизонтах месторождения Антей в гидрослюдизированных гранитах отмечаются повышенные содержания цезия (до 3-х кларков), привнесенного в стадию гидрослюдизации, о чем свидетельствует положительно значимый коэффициент корреляции между цезием и калием ($K=0,48$). В альбитизированных гранитах в единичных пробах увеличивается содержание урана, молибдена, цинка, но в основном их содержание колеблется на уровне фоновых, т.е. не отмечается в подрудных горизонтах привноса или выноса урана.

Сопоставление содержаний элементов в оруденелых гранитах месторождений Антей и Аргунское показывает, что ранжированные ряды кларков концентрации элементов этих месторождений очень похожи. Различия заключаются в том, что на Аргунском месторождении в оруденелых гранитах концентрируется сурьма, а на Антейском — серебро. В оруденелых доломитах, в отличие от гранитов в концентрациях более 10 кларков, отмечаются Sn, Be, Cs. В надрудных ореолах Аргунского месторождения по сравнению с рудами наблюдаются высокие концентрации Cs и Li.

К элементам, образующим наиболее широкие эндогенные геохимические ореолы на месторождениях Антей и Аргунское, относятся U, Mo, Pb, As, Zn. Аномальные содержания Be проявлены только на Аргунском месторождении как в контуре рудных залежей, так и во вмещающих породах.

На основании корреляционного анализа между элементами на месторождениях Антей и Аргунское выделяется ассоциация элементов U-Mo-Pb, за исключением верхних частей месторождения Антей, где U и Mo не образуют положительную значимую связь. Кроме этой ассоциации для средних и нижних частей оруденелых гранитов месторождения Антей характерна связь Mo с Ag, Pb, Zr, Zn, Cs, т.е. элементами полиметаллической парагенетической ассоциации.

Для Аргунского месторождения характерна геохимическая ассоциация Sn-Th-Rb-Li, характеризующая процесс грейзенизации, на которую наложена урановая минерализация.

Изучение геохимической специализации дорудного гидротермального процесса и характера перераспределения элементов в процессах дорудного и рудного метасоматоза проведено по выборкам проб из позднепалеозойских среднезернистых порфировидных гранитов [7ф]. Гистограммы распределения элементов показывают, что в гидрослюдицированных гранитах восточного блока Стрельцовской кальдеры в направлении от внешней зоны ореолов аргиллизации к внутренней увеличивается содержание Mo, Pb, Zn, Ag, Cu, возможно Co, Ni, Li, и происходит перераспределение Be, U, Ti, Sn, Mn по сравнению с неизменными гранитами.

При наложении анкерит-альбитовой метасоматической ассоциации на гидрослюдицированные граниты происходит привнос Mo, U, Ag, Mn, Sr, Y, Yb, а также возможен привнос Pb и Zr.

Метасоматические процессы кварц-сульфидной стадии (пиритизации), наложившиеся на гидрослюдицированные граниты, связаны с привнесом Mo, Ti, возможно As, Ni и Cr. В измененных породах фундамента западного блока кальдеры концентрируется обширная группа элементов в грейзенизированных гранитоидах — Li, Zn, Be, Cs, Mo, Sn, Y, Yb. Этот же комплекс элементов установлен в претерпевших окolorудные низкотемпературные гидротермальные изменения — хлорит-монтмориллонитовые (внешняя зона ореола) и монтмориллонитовые (внутренняя зона ореола).

В различных измененных породах нижнего структурного этажа за пределами Стрельцовского рудного поля концентрируется примерно тот же комплекс элементов: в грейзенизированных гранитах без наложения низкотемпературных процессов содержатся Sn, W, Ti, P, Li, Y, Yb и незначительное количество урана (от 3 до 10 кларков). При наложении на грейзенизацию хлорит-монтмориллонитовых изменений происходит привнос Pb, Mo, Cs.

Морфология и размеры эндогенных геохимических ореолов

Морфология и размеры геохимических ореолов так же, как и ореолов измененных пород, определяются структурно-морфологическим типом рудных тел. Морфологический рисунок аномального поля радиоактивности в целом совпадает с контуром ореола рудо-сопровождающих изменений.

Эндогенные геохимические ореолы так же, как и изменения пород, распространяются вдоль рудовмещающих и рудоконтролирующих круто- и пологопадающих тектонических нарушений и в соответствии с морфологией рудных тел имеют жилообразную, изометричную и пластобразную форму.

Размеры ореолов радиоактивности элементов-индикаторов зависят от размеров рудных тел, в большинстве случаев их ширина в 2-4 раза превышает мощность рудных тел и достигает нескольких сотен метров вблизи штокверкоподобных залежей.

На месторождениях восточной части рудного поля по простиранию рудоконтролирующих нарушений геохимические ореолы распространяются на многие сотни метров и нередко выходят на поверхность коренных пород в 1,5-2 км от места выклинивания глубоководного рудного тела, что имеет важное поисковое значение. Ореолы молибдена и цинка обычно соизмеримы с ореолами урана, ореолы Pb, As значительно уступают по размерам ореолам урана.

В западной части рудного поля на Аргунском месторождении аномальные поля радиоактивности и ореолы элементов-спутников приурочены к зонам северо-западного простирания и вытягиваются в этом направлении на расстояние более 5 км. Ширина аномальных полей до 2 км и более. Ореолы, связанные с молибденовыми рудными телами в сиенит-порфирах на Жерловом месторождении, в соответствии с рудоконтролирующими структурными элементами имеют субмеридиональное простирание. По контакту метаморфической толщи с вышележащим покровом базальтов, играющим роль экрана, происходит "растекание" ореолов.

На всех месторождениях рудного поля наблюдается проникновение ореолов элементов-индикаторов оруденения через экранирующие поверхности — тектонические пологие нарушения или горизонты туфогенно-осадочных пород; при этом ореолы несколько "растекаются" в зоне пологого экрана, распределяясь в вышележащем экранирующем горизонте по отдельным крутопадающим трещинам. На поверхности коренных пород (под рыхлыми отложениями) ореолы радиоактивности и элементов-индикаторов над глубоководными рудными телами прослеживаются лишь вдоль рудовмещающих разрывов в виде небольших размеров узких линз.

Вертикальная геохимическая зональность

Сравнение обобщенного ряда зональности месторождений, локализованных в породах фундамента (Аргунского и Антей), показывает, что геохимическая зональность ореолов однотипна и выражается в обогащении верхних частей рудных тел и их надрудных ореолов халькофильными элементами. Ореолы таких элементов, как Sn, Cu, Co, Ni, Cr, Ba, Zn, в основном расположены ниже урана.

Отчетливо выраженная зональность в распределении промышленных типов руд на месторождении Антей, занимающая в последовательной смене от глубоких горизонтов уран-титанатовых руд урановыми и еще выше под экраном осадочно-вулканогенных пород молибден-урановыми, обусловила смену ассоциаций элементов-спутников. На глубоких горизонтах в области развития уран-титанатовых руд преобладают среди примесей Zr, Gf, P, иногда Th, Y, As. Выше, в собственно урановых рудах, — Zr, Gf, Y, P, Be, Pb, Zn, а в верхней зоне, кроме перечисленных элементов, — повышенные концентрации As, Sb, Ti, Ag, Hg.

На месторождении Аргунском такой четкой зональности не установлено. Ассоциация элементов-спутников руд соответствует совмещению элементов — спутников собственно уранового и молибден-уранового оруденения и представлена P, Be, W, As, Sb, Ag, Ti, Hg. В отличие от месторождения Антей здесь не фиксируется повышенных концентраций Zr, Gf, являющихся элементами, в наибольшей степени связанными с процессами шелочного метасоматоза.

Изотопно-геохимические исследования урановых руд

Изотопно-геохимическое изучение различных типов руд Стрельцовского рудного поля проведено Г.Б.Наумовым (ГЕОХИ) [70,а,ф]. В.Н.Голубевым (ИГЕМ РАН), Ф.И.Жуковым и А.А.Юшиным (ИГЕМ АН УССР) изотопно-спектральным методом были получены характеристики изотопного состава свинцов 27-ми образцов урановых руд и двух образцов галенитов из месторождений Стрельцовского и Антей. Кроме того, во всех образцах было определено содержание углерода и его изотопный состав.

Свинец двух проанализированных образцов галенитов не содержит аномальных количеств радиогенных добавок. По своему изотопному составу он близок к свинцу полиметаллического месторождения Савинское-5 Кличкинского рудного поля и галенитам Стрельцовского месторождения, проанализированным масс-спектральным методом. Эти данные показывают, что галениты Стрельцовского месторождения должны иметь схожий источник с полиметаллами Кличкинского рудного поля.

Вес рудный свинец Стрельцовского месторождения явно радиогенен и имеет отношение к модальному менее 1. Наибольшие значения имеют галениты. Все пробы урановых руд из разных месторождений (Антей, Стрельцовское, Юбилейное, Мартовское, Тулукуевское, Широндукуй) имеют значения от величин, характеризующих галениты, до значений менее 0,1. Это указывает на наличие смешения двух разных стадий свинца: радиогенного и обыкновенного. Распределение отдельных точек на диаграмме соотношений радиогенных изотопов свинца урановых руд в различных месторождениях Стрель-

цовского рудного поля показывает, что не имеется каких-либо резких различий в спектре свинцовых изотопов для отдельных месторождений. Не обнаруживается какой-либо четкой зависимости и для руд, отложившихся в различных по составу вмещающих породах — гранитах, базальтах, дацитах, фельзитах и конгломератах. Все это свидетельствует об общности процессов уранового рудообразования на всех месторождениях рудного поля.

Изотопный состав углерода определялся на масс-спектрометре МИ-1305; точность измерения $\pm 0,2\%$. Все данные приведены к уровню международного стандарта РДВ. Из 27-ми проб изотопный состав углерода определен только в 14-ти, так как в остальных пробах его содержание ниже чувствительности метода. Полученные данные указывают на широкие вариации изотопного состава углерода (от $\delta^{13}C + 0,17$ до $-1,12\%$) с явным смещением в сторону изотопически легкого углерода по отношению к стандарту.

Учитывая обычное изотопное смещение в ряду от карбонатов, наиболее обогащенных тяжелым углеродом, к углеводородам, обогащенным легким изотопом, следует прийти к выводу об участии углеродистых соединений в урановом рудообразовании на всех горизонтах месторождений Стрельцовского рудного поля, включая граниты фундамента.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРЕРАБОТКИ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРП

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД

Технологические свойства руд детально изучены для всех месторождений Стрельцовского рудного поля путем проведения полупромышленных (полупромышленных) и лабораторных испытаний, выполненных в ВИМСе (С.В.Шумилкин), ВНИИХТ (П.В.Прибытков), на предприятии п/я А-1997 и ПГО "Кировгеология".

На месторождениях выявлены два основных типа руд — алюмосиликатные (карбонатов менее 2%) и карбонатные (карбонатов более 12%). По содержанию полезных компонентов установлены сорта руд: урановые, молибден-урановые, молибденовые и флюорит-молибденовые с низкими содержаниями урана; на многих месторождениях молибден входит в состав урановых руд. Подавляющая часть месторождений сложена комплексными молибденит-настурановыми и молибденит-коффинит-настурановыми рудами. В ничтожном количестве на глубоких уровнях месторождения Антей развиты коффинит-настурановые руды с примесью браннерита. По технологическим свойствам руды всех месторождений, кроме Аргунского, являются алюмосиликатными. Новым технологическим типом руд в Стрельцовском рудном поле, развитым на месторождении Аргунском, является карбонатный. Карбонатные руды составляют 83% урановых и 39% молибденовых и флюорит-молибденовых руд этого месторождения. Они локализованы в доломитизированных известняках, в меньшем объеме — в амфиболитах; алюмосиликатные руды сосредоточены в сиенит-порфирах и гранитах.

Карбонатные урановые руды характеризуются повышенным содержанием (13-25%) гидрослюды и каолинит-монтмориллонита примерно в равном соотношении, причем содержание их увеличивается с глубиной. В молибденовых рудах каолинит-монтмориллонит преобладает над гидрослюдой (18,5 и 5% соответственно).

Переработка технологических (урановых и молибден-урановых) сортов карбонатных руд, а также всех сортов молибденовых карбонатных и силикатных руд, включая и флюоритсодержащие сорта, проводилась по содовой автоклавной сорбционной технологии. Содовое выщелачивание руды с применением пневматических автоклавов обеспечивает достижение высоких показателей по извлечению урана и молибдена. При карбонатном выщелачивании карбонатных руд полупромышленных проб извлечение урана составляет до 98,6%, молибдена — до 98,5%.

Силикатные руды всех месторождений Стрельцовского рудного поля близки по минералогическому составу и сопоставимы по технологическим показателям. Гидрометал-

лургическая переработка силикатных урановых и силикатных молибден-урановых технологических сортов руд выполнена на действующем ГМЗ ППГХО по существующей серно-кислотной сорбционной технологии. При сернокислотном выщелачивании из алюмосиликатных руд достигнуто извлечение урана в пределах 97,4-99,6%, молибдена — 72,5%.

По гранулометрическому составу большая часть месторождений Стрельцовского рудного поля благоприятна для обогащения радиометрическим способом. Средний выход обогащенных классов руд (30-150 мм) для различных рудоносных зон колеблется от 57 до 72%; максимальным выходом характеризуются граниты рудоносной зоны ба, минимальным — месторождений Аргунское и Жерловое. Коэффициент естественного обогащения по урану колеблется от 1,05 до 1,37, показатель контрастности классов руд — от 1,08 до 1,45.

Благоприятные технологические свойства руд по гранулометрическому составу и контрастности обуславливают высокую эффективность разделения руды на обогащенный продукт и отвальные хвосты. Среднее содержание урана в отвальных хвостах составляет 0,005-0,001%, т.е. соответствует содержанию урана в кеках гидрометаллургического передела.

Коэффициент обогащения рудовых руд по товарному продукту (концентрат плюс отсев крупностью менее 30 мм) изменяется от 1,38 до 2,05, среднее извлечение урана в товарный продукт колеблется от 93 до 97%.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРЕРАБОТКИ РУД СТРЕЛЬЦОВСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пять десятилетий бурного развития ядерных технологий позволили создать несколько перспективных процессов утилизации урана из рудного сырья. В пределах России и СНГ утвердилась типовая принципиальная схема бесфильтрационной сорбционно-экстракционной переработки руд (рис. 90) с получением в качестве готовой продукции

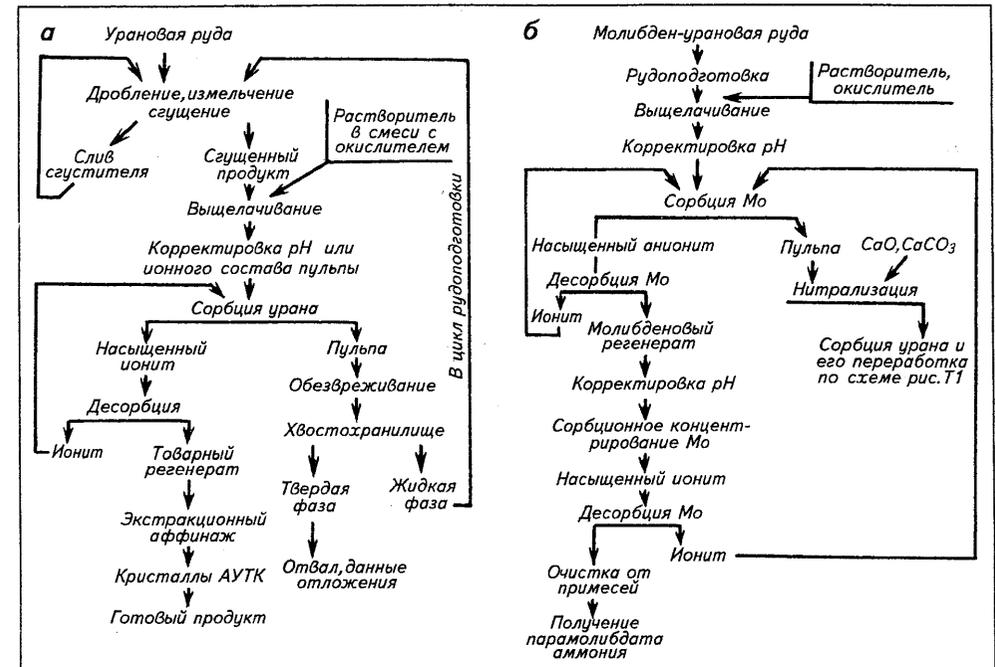


Рис. 90. Схемы переработки урановой (а) и молибден-урановой (б) руд Стрельцовской группы месторождений

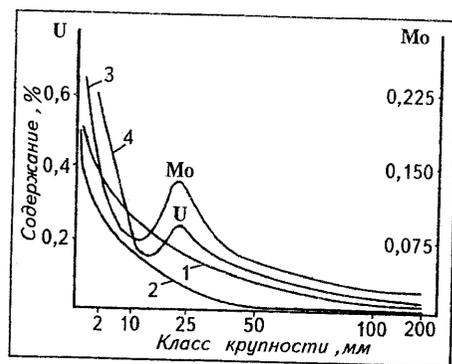


Рис. 91. Содержание рудных компонентов по классам крупности сырья

закиси-оксида урана. Главное достоинство этой схемы заключается в том, что она, во-первых, может быть легко модифицирована для извлечения не одного, а нескольких компонентов в случае комплексного извлечения сырья и, во-вторых, дает надежную основу для пересмотра кондиций на руды и за счет снижения бортового содержания ценных составляющих позволяет существенно увеличить их реально извлекаемые запасы. Опыт двух десятилетий крупномасштабной промышленной эксплуатации рудных запасов Стрельцовской группы месторождений (далее СГМ) подтвердил как высокую эффективность технологических и технических (аппаратурных) решений, так и достовер-

ность минералого-геологической информации, которая была получена на стадии поисковой и эксплуатационной разведки уникальной ураноносной провинции. Ввиду того, что предприятие располагало двумя различными технологическими типами сырья (чисто урановое и молибден-урановое), процессы переработки которых были несколько отличны друг от друга, авторы сочли необходимым отразить такие различия только в тех случаях, когда они носят принципиальный характер [6, 10, 32, 48, 49, 56]. Типовая схема переработки комплексных руд приведена на рис. 90,б. К числу наиболее важных достоинств обеих схем следует отнести возможность реализации их в рамках системы замкнутого водооборота.

Обогащение и рудоподготовка

По данным изучения фракционного состава руд Стрельцовской группы месторождений верхних горизонтов выход руд с содержанием урана менее 0,1% составил в среднем 67% (с колебаниями от 55 до 80%). Повышение содержания урана в рудном материале, поступающем на переработку, достигалось двумя путями: выделением мелкого класса (обогащение по крупности) и покусковой сортировкой сырья по принципу радиометрического обогащения.

Анализ фактического материала показывает четкую закономерность в распределении урана по классам крупности сырья, добываемого взрывной отбойкой (рис. 91, кривая 1). Для всех изученных руд демонстрируется стабильная тенденция к его концентрированию в мелких классах, особенно в классе -0,1 мм, т.е. в исходном продукте для гидрометаллургического передела. Коэффициент обогащения по урану для отдельных проб при этом колебался от 2 до 4, а извлечение этого класса составляло 8-20%.

Аналогичные показатели получены и для молибдена в урановых рудах (см. рис. 91, кривая 2), причем коэффициент обогащения мелкого класса здесь существенно выше — около 6 и более. Это обстоятельство объясняется особенностями состава минералов молибдена в рудах Стрельцовского поля. По химико-технологическим показателям минералы молибдена делятся на две группы: А — гипогенные сульфиды молибдена; Б — гипергенные молибдаты, окислы и соли молибдена.

Минералы группы А в порядке убывания распространенности включают молибденит тригональной сингонии, крипнокристаллический железистый сульфид молибдена (фемолит), смешанослойный гексагонально-тригональный молибденит, рентгеноаморфный дисульфид молибдена — иордзит, молибденит гексагональной сингонии. Группа Б в том же порядке включает сложные окислы пяти- и шестивалентного молибдена (ильземанит), урановые молибдаты (иригинит, умохоит, калькуромолит безурановые молибдаты (повеллит, вульфенит) и гидратированные сульфаты пяти- и шестивалентного молибдена.

Таким образом, преимущественное распространение имеют минералы, которые достаточно легко поддаются избирательному разрушению. Однако не только физико-механические свойства минералов определяют общую картину. Большую роль играет феномен минеральных ассоциатов во всех его разновидностях. В этом плане особенно показательны результаты, полученные для некоторых руд Тулукуевского месторождения, когда тесная генетическая и пространственная ассоциация урана и молибдена реализуется в форме своеобразных симбатных максимумов на кривых (см. рис. 91, кривые 3,4). Однако применение рассева к балансовым рудам не уменьшает их общей массы, поскольку даже наиболее крупные классы в категорию забалансовых не переходят. Поэтому прием выделения мелкого класса целесообразно применять для повышения степени извлечения полезного компонента на стадии выщелачивания путем использования процесса в его "жестком" варианте (высокие температура и концентрация реагентов, большая продолжительность операции) для обогащенной части руды. Извлечение по урану при этом увеличивается на 0,2%-0,5%, по молибдену — до 3-15%.

Сокращение массы материала, поступающего в гидрометаллургический цикл рудоперерабатывающего комплекса (РПК), достигается при радиометрическом обогащении, сопровождающимся выделением так называемых отвалных хвостов, содержание урана в которых не превышает 0,01-0,015%. Контрастность руд СГМ благоприятствует использованию этого метода. На серийном оборудовании при выходе обогащаемых классов +25-200 мм в количестве 20-45% от массы бедной руды и содержании урана в них 0,038-0,055% удалось выделить 63-71% хвостов. При этом коэффициент обогащения колебался от 1,1 до 1,5, а содержание урана в хвостах сепарации — от 0,011 до 0,015%. Обогащенный продукт объединяли с относительно более богатой частью руды и направляли на двухстадийное измельчение. Первая стадия осуществлялась в мельницах мокрого самоизмельчения ММС 70-23 "Каскад". Однако режим самоизмельчения был отвергнут из-за осложнений, связанных с образованием класса 40-60 мм ("трудный класс") и необходимостью его дезинтеграции. С этой целью в мельницы "Каскад" погружали по 60 т шаров диаметром 100 мм. Производительность на этой стадии возросла при этом до 95 т сырья в час и более, т.е. на 15-25%. В полном соответствии с различиями в показателях крепости руд по шкале М.М.Протоудьяконова находится и производительность блоков измельчения:

для урановых руд (крепость 9,6) производительность составила в среднем 91 т/ч (с колебаниями от 88 до 99 т/ч);

для молибден-урановых (крепость 7,9) производительность измельчения была значительно выше — до 99 т/ч (с колебаниями от 82 до 111 т/ч).

После классификации и гидроциклонирования готовый класс первой стадии направляли на сгущение в радиальные сгустители диаметром 50 м, а пески — на вторую стадию измельчения в мельницах МШР 36-50 (диаметр шаров 60 мм). Пулыла второй стадии, также направляемая на сгущение, содержала более 95% готового класса 0,1 мм. Расход шаров по обеим стадиям менее 2 кг/т, футеровки — 0,5 кг/т.

Удельная суточная производительность сгущения с использованием гидролизованного полиакриламида ПАА-Г достигала 1 т/м² поверхности сгустителя при расходе флокулянта 90-150 г/т руды. При этом плотность сгущенного продукта составила около 1400 г/л.

Выщелачивание

В качестве основного варианта реализации стадии выщелачивания руд СГМ принята технологическая схема с использованием серной кислоты и окислителя. Последний применяют из-за необходимости перевода соединений ценных компонентов из низших форм окисления в высшие для достижения более полного извлечения. В качестве окислителей испытаны азотсодержащие продукты (азотная и нитрозилсерная кислоты, нитроза), перекисные соединения (кислоты Маршалла и Каро), газообразный хлор, трехвалентное железо, природная двуокись марганца — пиролюзит.

Для окисления урановых руд наиболее удобным окислителем признан пиролюзит, который вводили в систему переработки вместе с рудой. Извлечение в раствор составило

для урана 96-97%, для молибдена — 60-63%. Выщелачивание проводилось в аппаратах типа "Пачук" с пневматическим перемешиванием пульпы.

Важнейшим технологическим показателем при выщелачивании является кислотность руды, т.е. расход растворителя на одну тонну руды. В целом руды СГМ можно отнести к низко- и среднекислотоемким. Показатели по извлечению молибдена существенно (на 3-15%) возрастают при переходе на жидкофазные или газообразные скислители или их смеси, а также к другим конструкциям аппаратов выщелачивания (например, автоклав вместо пачука).

Сорбционная переработка урановой руды

Основной технологической схемой сорбционного извлечения урана является использование винилпиридиновых анионитов (ВПА). Выбор сделан в пользу высокоосновного анионита ВП-1Ап, себестоимость производства которого ниже, чем других.

В процессе длительной промышленной эксплуатации смолы ВП-1Ап достигнуты высокие технические показатели. При исходном содержании урана в жидкой фазе пульпы от 0,5 до 1,8 г/л его концентрация в фазе ионита колебалась от 29 до 59 г/л, т.е. степень концентрирования полезного компонента по отношению к руде достигала двух с половиной-трех порядков. Эффективное протекание сорбционного процесса обеспечило и достаточно низкие концентрации урана в жидкой фазе сброса.

В течение всего двадцатилетнего периода использования высокоосновной анионит ВП-1Ап зарекомендовал себя надежным и высокоэффективным сорбентом. Его расход на 1 т руды колеблется в пределах 150-250 г. Нежелательные последствия феномена формирования в порах смолы силикатного скелета, приводящего к снижению емкости, набухаемости, увеличению насыпного веса сорбента, могут быть сведены к минимуму периодической обработкой анионита специальными композициями на основе едких щелочей или фтористых солей в кислых средах.

Теоретическое изучение вопросов селективности ионообменного материала позволило определить наилучшие элюирующие композиции для получения товарных регенератов. Их эффективность впоследствии была подтверждена в условиях опытного гидрометаллургического цеха. Наиболее полно технологическим и экономическим требованиям отвечал способ нитратно-сернохлорной регенерации растворами состава $140-150 \text{ г/л } \text{H}_2\text{SO}_4 + 10-20 \text{ г/л } \text{HNO}_3$. При этом выход товарных регенератов в зависимости от типа применяемого оборудования и способа организации десорбционного процесса колебался от 2,0 до 2,7 объема раствора на один объем анионита, а концентрация урана в нем — от 10 до 25 г/л. Передел сорбции и регенерации отличался высокой стабильностью.

Экстракция урана из товарных регенератов и получение смеси окислов

Растворы десорбции перед закачкой их на экстракцию фильтровались на рукавных фильтрах, оснащенных лавсановой тканью. Эта простая операция резко снижала потери экстрагентов, уносимых со взвешьями, а так же загрязнение готовой продукции рядом примесей, главным образом кремнием. Для устойчивой работы передела содержание взвесей в фильтрате должно быть менее 0,03 г/л.

Фильтрованные десорбаты, содержащие 11-20 г/л урана, 2-10 г/л нитрата и 75-115 г/л свободной серной кислоты, поступали в экстракторы. При переработке руд СГМ были использованы аппараты двух типов — классические многокамерные смесители-отстойники и пульсационные колонны со специальной насадкой, которая обеспечивала интенсивный массообмен между органической и водной фазами.

В качестве органических экстрагентов опробованы трибутил-фосфат (ТБФ), триалкиламин (ТАА), ди-(2-этил-гексил)-фосфорная кислота (Д-2ЭГФК), полиакрилонитрил-

фосфины, модифицированные нефтяные сульфоксиды (НСО) и фосфин-оксид-радикалы, а также разнообразные смеси на их основе. Для промышленного внедрения выбрана композиция Д2ЭГФК (0,15-0,20М) + ТАА (0,06-0,1М) + ТФБ (0,1-0,3М). При указанных выше граничных содержаниях компонентов и соотношении органической и водной фаз равном 1-(1,1-1,4), насыщение органической фазы по урану колебалось в пределах 15-20 г/л, а извлечение из водной фазы — от 98,0 до 99,1%.

При соблюдении норм технологического регламента и графика ППР оборудования процесс экстракции протекает без осложнений.

Резэкстракция урана из органической фазы производится обратными растворами карбонат-бикарбоната аммония (100-120 г/л) в соотношении карбонат (КА) и бикарбонат (БКА) ≥ 1 для обеспечения качества образующихся при этом кристаллов аммоний-уранилтрикарбоната (АУТК) по железу. При многократном обороте резэкстрагирующих растворов или при нарушении режима приготовления смеси КА и БКА в системе возрастает содержание бикарбоната, который конвертируют в карбонат раствором аммиака. Образующаяся пульпа кристаллов АУТК из камеры смещения резэкстрактора поступает в камеру отстоя, а оттуда на фильтрацию через лавсановую или нитроновую ткань. Фильтрованные кристаллы прокаливают в герметизированных печах под избыточным давлением печных газов. При этом получается закись-окись урана весьма высокого качества, причем степень восстановления, т.е. отношение урана четырехвалентного к его общему содержанию, никогда не была менее 81%.

Описанный выше процесс применим для урановых руд. В тех случаях, когда в переработку вовлекаются молибден-урановые руды, содержание молибдена в десорбционных растворах может достигать существенных для экстракции-резэкстракции величин (до 127 мг/л при колебаниях от 36 до 227 мг/л). При обусловленном максимальном содержании молибдена в готовой продукции не более 0,009% требуемая глубина очистки должна достигать 100-200 крат. В процессе экстракции урана одновременно с ним соэкстрагируется, а затем и резэкстрагируется молибден. Осаждение последнего на стадии выделения кристаллов АУТК практически не происходит, т.е. данный компонент накапливается в обратном растворе углеаммонийных солей. При влажности кристаллов на уровне 10% наступает момент, когда указанная граница в 0,009% нарушается и закись-окись "выходит" за пределы кондиций. Поэтому эпизодически в технологический процесс включается операция репульсации и отмывки кристаллов деионизированной водой. Промежуточные молибденосодержащие продукты утилизируют в рамках технологической схемы в целом. Изложенные выше требования к закиси-окиси предъявляются к урановой продукции, которая потребляется российскими урановыми предприятиями. Кондиции зарубежных фирм гораздо менее жесткие и при работе на экспорт не всегда требуется включение экстракционной перечистки в технологический процесс.

Сорбционная переработка молибден-уранового сырья

Поскольку при выщелачивании комплексного сырья требуются более жесткие условия ведения технологического процесса, состав жидкой фазы пульпы, которая поступает на сорбционный передел, значительно отличен от состава ЖФП урановой нитки наличием молибдена, высокой остаточной кислотностью и более крепким солевым составом. Из возможных вариантов сорбционного извлечения урана и молибдена (совместная сорбция — раздельная десорбция; раздельная сорбция — раздельная десорбция и т.п.) был выбран последний вариант, в котором различия в селективности компонентов реализовались наилучшим образом. Для полноты сорбционного извлечения молибдена предварительно проводили ступенчатую нейтрализацию пульпы урановой пульпой и известняком от pH 30-40 до 1,5-2,0 г/л. Далее молибден сорбировали анионитом ВП-1Ап модификации 8х27 в каскаде из шести аппаратов. Насыщенный сорбент, содержащий 12,3-22,2 г/л молибдена, регенерировали аммиачно-сульфатными растворами. Пульпа, объединенная по молибдену, направлялась на урановую сорбцию и десорбцию с получением товарных регенератов по описанному выше способу. Аммиачно-сульфатные молибденовые регенера-

ты, выход которых составляет от 1,7 до 3,8 объема на объем сорбента, а содержание в них молибдена колеблется от 2,7 до 5,7 г/л, после фильтрации от взвесей подкисляют серной кислотой до pH 3,0-3,5. В этой области кислотности достигаются наилучшие показатели по концентрированию молибдена на любом пригодном для этой цели анионите. Нами использовались аниониты АМ-2Б и ВП-1Ап (модификации 14х45), содержание которых по молибдену за счет полимеризации последнего в растворе и порах ионообменного материала достигала 170-250 г/л. Насыщенный анионит после отмывки от маточного раствора обрабатывали в фильтрационном режиме смесью 120-150 г/л NH₄OH + 50-80 г/л (NH₄) SO₄ в течение 15-20 ч. Товарные десорбаты содержали до 100 г/л молибдена. Из них, после специальной очистки от ряда примесей, главным образом фосфора и мышьяка, известными методами осаждали полимолибдаты аммония, которые затем конвертировали в товарный парамолибдат аммония очень высокой степени чистоты. Отрегенерированные аниониты всех стадий процесса после перевода их в исходную ионную вновь возвращали для повторного многократного использования.

Изложенные выше итоги двадцатилетней полномасштабной промышленной эксплуатации месторождения, а также результаты проводимых как ранее, так и параллельно ей научных изысканий показывают, что руды Стрельцовской группы месторождений уникальны по объему запасов уранового сырья в ограниченном пространстве, большому многообразию литологических и текстурных разновидностей веществ.

В кратчайшие сроки разработаны, опробованы и внедрены в производство технологические процессы, отличающиеся высокой степенью универсальности. Достаточно отметить, что для перехода от руды одного месторождения к руде другого не потребовалось не кардинальное изменение процесса, а лишь незначительная корректировка второстепенных параметров. Этому в немалой степени способствовали высокий уровень геолого-минералогической изученности руд и представительность исследованных проб.

Поиск и освоение сырьевых запасов СГМ можно без преувеличения назвать выдающимся достижением российской научной и технической мысли и доказательством правильности и эффективности организационных решений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

СТРЕЛЬЦОВСКОЕ

Стрельцовское молибден-урановое месторождение является одним из крупнейших в рудном поле, включающим около 20% разведанных запасов. Расположено оно в восточной части Стрельцовской вулканотектонической кальдеры и занимает площадь около 10 км², вытянутую в виде меридиональной полосы на 4 км при ширине до 2,5 км. В пределах этой площади выделяются рудоносные участки — Центральный, Западный, Восточный, Глубинный, Голубь и Фланговый, каждый из которых по своим масштабам представляет среднее или крупное месторождение. При общей структурной приуроченности к северо-восточной Аргунской зоне разломов положение участков контролируется крупными системами нарушений субмеридиональной и северо-западной ориентировки или узлами их пересечения. В плане участки отделены друг от друга безрудными промежутками шириной 400-600 м.

Стрельцовское месторождение явилось первым объектом из числа выявленных в рудном поле в мае 1963 г. Запасы урана были значительно увеличены в 1964 г. в связи с открытием новых рудоносных участков.

Промышленное урановое оруденение впервые установлено в 1963 г. в результате бурения скважин на участке Стрельцовского месторождения флюорита в зоне Стрельцовского разлома в 120 м ниже выклинивания флюоритовой жилы. Ранее (1956 г., 1958 г.) были выявлены локальные проявления урана и две радиометрические аномалии интенсивностью 280 и 330 мкp/ч в зальбандах флюоритовой жилы на глубине 50 и 15 м от

поверхности, а также широкие ореолы аргиллизации в фельзитах, вмещающих флюоритовую жилу [24ф]. Первооткрывателем месторождения урана, названного Стрельцовским по названию флюоритового месторождения, является Л.П. Ищукова, которая в 1962 г. [30ф] обосновала и провела оценку глубоких горизонтов Стрельцовского месторождения флюорита [31ф, 32ф и др.]. Предварительная разведка месторождения бурением скважин с поверхности по сети 100х50 и 100-200х100 м осуществлена в 1963-1969 гг. В 1964-1974 гг. проводилась детальная разведка основных участков из шахт 1, 2, 3 и 8 на гор. 602, 482, 422, 362 и 332 м подземными горными выработками и скважинами подземного бурения в разведочных линиях по сети 50х25-30 м (рис. 92). Разведка месторождения проведена под руководством главного геолога экспедиции 324 Л.П. Ищуковой, старших геологов В.А.Шлейдера, Р.Г.Карманова, геологами — Г.Н.Губкиным, И.П.Трикиловым, Г.И.Донских, Ю.П.Штаревым, В.А.Куликовым, В.Н.Рукоусевым, П.Д. Клеменченко и др., геофизиками — В.А. Солодовниковым, А.П.Шакиным, Г.В.Рубцовым, В.К.Овсовым, Л.А.Яговкиным и др. Изучение минералого-геохимических особенностей руд Стрельцовского месторождения в разные годы осуществлялось геологами ГГП "Сосновгеология" — А.Н.Кузнецовой, В.П.Роговой, М.В.Вампиловым, Г.П. Кизияровым, Г.И.Кожевниковым под руководством и при личном участии Л.П.Ищуковой [31ф-53ф, 5ф-8ф]. Исследования по отдельным вопросам минералообразования осуществлялись научными работниками НИИ.

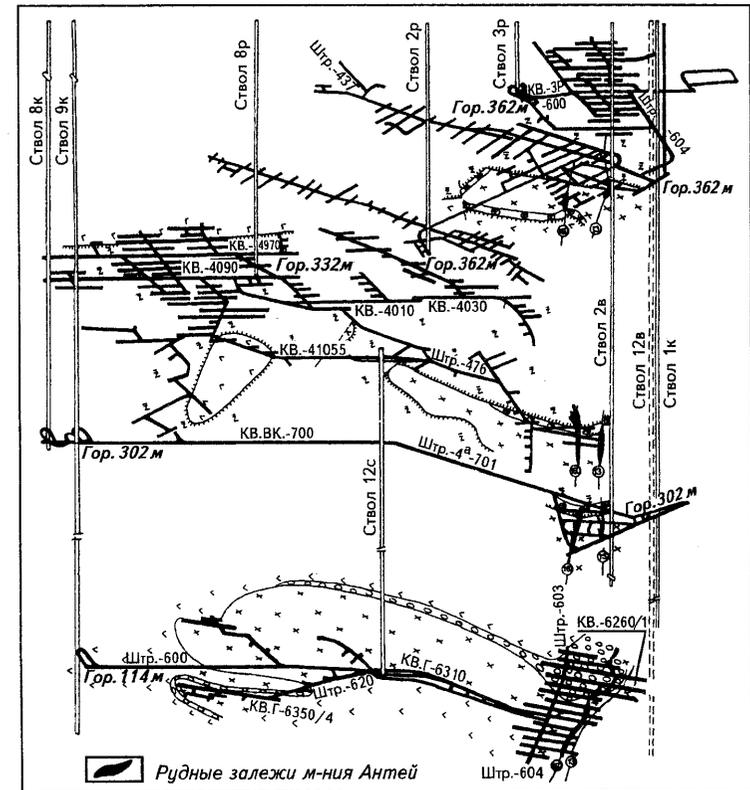


Рис. 92. Схема разведки и вскрытия месторождений Стрельцовского и Антей (аксонометрия)

Рудные залежи месторождения Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

Для решения таких сложных вопросов, как место уранового рудообразования в общей схеме процессов гидротермального рудообразования, использовался весь накопленный геологами Читинского геологического управления геологический материал по месторождениям Юго-Восточного Забайкалья, производилась детальная геолого-минералогическая документация керн скважин и горных выработок, разномасштабное минералогическое картирование месторождений в Стрельцовском рудном поле, а также изучались многие полиметаллические и флюоритовые месторождения Юго-Восточного Забайкалья.

Геологическое строение

Стрельцовское месторождение локализовано в осадочно-вулканогенной толще, слагающей верхний структурный этаж. В породах нижнего структурного этажа, являющихся фундаментом Стрельцовской кальдеры, непосредственно под Стрельцовским месторождением образовалось месторождение Антей (рис. 93, 94).

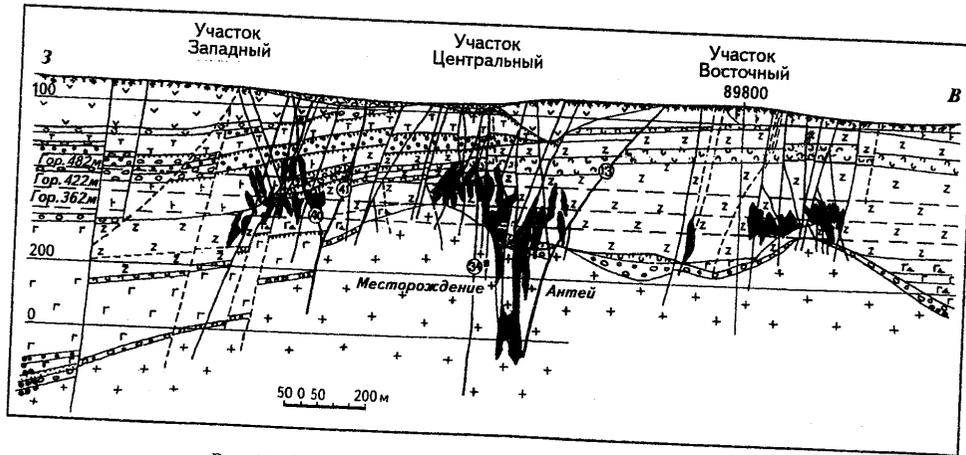


Рис. 93. Геологический разрез (по разведочной линии 111) месторождений Стрельцовское и Антей (Составили Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер; условные обозначения см. на рис. 12)

Нижний структурный этаж представлен метасоматическими крупно- и среднезернистыми слабопорфировидными розовато-серыми гранитами лейкократового облика, содержащими мелкие тела пегматоидных и аплитовидных гранитов. Интенсивность процессов кремнекальевого метасоматоза является отличительным признаком состава фундамента восточной части кальдеры, где реликты замещаемых пород в верхних частях фундамента отмечаются крайне редко. Постгранитизационные пневматогидротермальные преобразования обусловили формирование линейных кварц-микроклиновых и кварц-альбитовых метасоматитов, а также грейзенов в локальных участках. Вдоль зон высоко- и среднетемпературных изменений получили распространение более поздние рудосопровождающие минеральные ассоциации. Поверхность гранитного фундамента, отражая блоковое строение кальдеры, осложнена эрозивно-тектоническими валоподобными выступами и мульдобразными погружениями. Относительные превышения палеорельефа колеблются от 200 до 700 м; абсолютные отметки кровли фундамента находятся в пределах от +200 до +665 м. Поднятые блоки фундамента являются важными рудоконтролирующими элементами в связи с большой тектонической нарушенностью пород над ними. Одно из таких наиболее четко выраженных поднятий, выходящее на дневную поверхность в юго-восточном обрамлении кальдеры и погружающееся на северо-запад под осадочно-вулканогенную толщу, прослеживается в пределах Центрального участка на про-

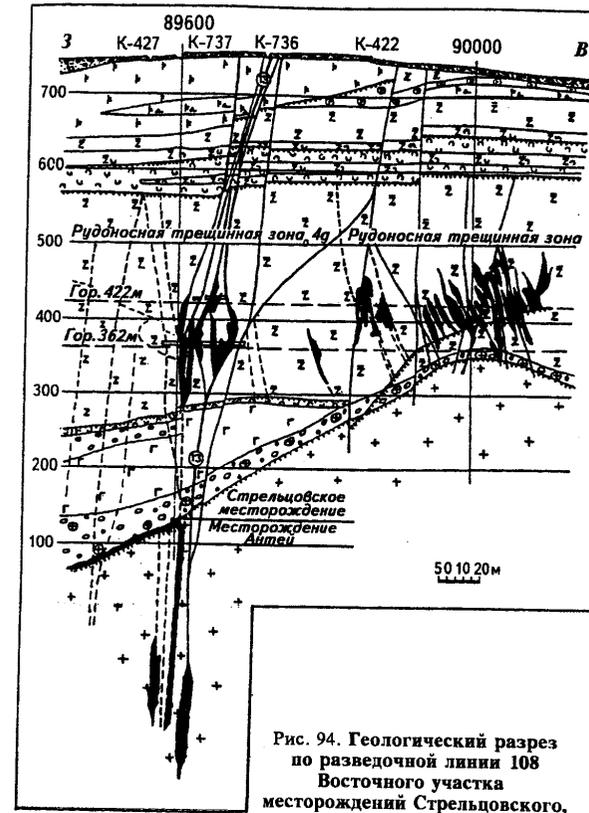


Рис. 94. Геологический разрез по разведочной линии 108 Восточного участка месторождений Стрельцовского, Антей

(условные обозначения см. на рис. 12)

тяжении 2 км. По мере приближения к Аргунской зоне разломов простираение этого выступа изменяется на субширотное и осложняется двумя северными ответвлениями. Основной выступ северо-западного простираения с юго-запада ограничен Стрельцовским разломом, а северо-восточный его склон является эрозийным. Палеодолины, разделяющие ответвления основного выступа, также имеют эрозивно-тектоническое происхождение (рис. 95).

Верхний структурный этаж на Стрельцовском месторождении представлен осадочно-вулканогенными образованиями приаргунской (J_3) и тургинской (K_1) свит, залегающими в виде слоистой толщи мощностью до 1000 м, моноклиально падающей на юго-запад под углами 5-10°. В северной части месторождения на дневную поверхность выходят конгломераты и базальты нижних частей разреза, сменяющиеся в южном направлении более молодыми покровами эффузивов с общим субширотным ориентированием их границ.

В составе приаргунской свиты выделяются горизонт базальных конгломератов, три покрова базальтов и два покрова трахидацитов. Залегающие на гранитах фундамента грубообломочные осадки достигают мощности 50 м в погруженных участках и отсутствуют на поднятиях. Местами конгломераты представляют собой механическую кору выветривания гранитов с размером неокатанных блоков до 5-8 м в поперечнике. Песчано-глинистый цемент, присутствующий в незначительных количествах, содержит органические остатки. В кровле горизонта развиваются прослои и линзы гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью до 0,5 м; на восточном фланге месторождения в конгломератах выделяется пласт дацитовых туфов и туфолав мощностью до 10-20 м.

Базальные конгломераты перекрываются покровом массивных миндалекаменных базальтов, содержащих горизонты лавобрекчий и линзы конгломератов. Эти образования обнажены в крайней северной части месторождения и погружаются на юго-восток под углами 15-20°. Мощность покрова и площади его развития определяются характером рельефа гранитного фундамента. На юго-восточном фланге над выступом фундамента базальты отсутствуют, а в опущенных блоках их мощность достигает 400 м.

На базальтах, местами — на гранитах с местным размывом, расположен нижний покров трахидацитов сложного строения. Он также выходит на дневную поверхность в северной части месторождения и погружается в южном направлении под более молодые образования. На юго-восточном фланге месторождения покров эродирован, а на остальной площади мощность его колеблется в широких пределах — от 60 до 350 м. Снизу вверх в составе покрова выделяются горизонты: полого- и крутофлюидальных до массивных

трахидацитов, туфов и туфолов трахидацитов, горизонтально-флюидальных трахидацитов. Флюидальные трахидациты нижнего горизонта характеризуются максимальным проявлением трещиноватости, гидротермальных изменений и оруденения. Мощность их на Центральном и Западном участках составляет 60-150 м, увеличиваясь до 350 м на Глубинном и Восточном участках. Средний горизонт покрова трахидацитов представлен чередованием туфов, игнимбригов и туфолов с маломощными прослоями песчаников и алевролитов; в центральной части горизонта выделяются пологофлюидальные лавы мощностью 10-20 м. Горизонт хорошо выдержан по мощности (40-75 м) и развит практически повсеместно, угол его падения на запад и юго-запад составляет 5-10°. Верхний горизонт флюидальных трахидацитов имеет мощность 40-60 м.

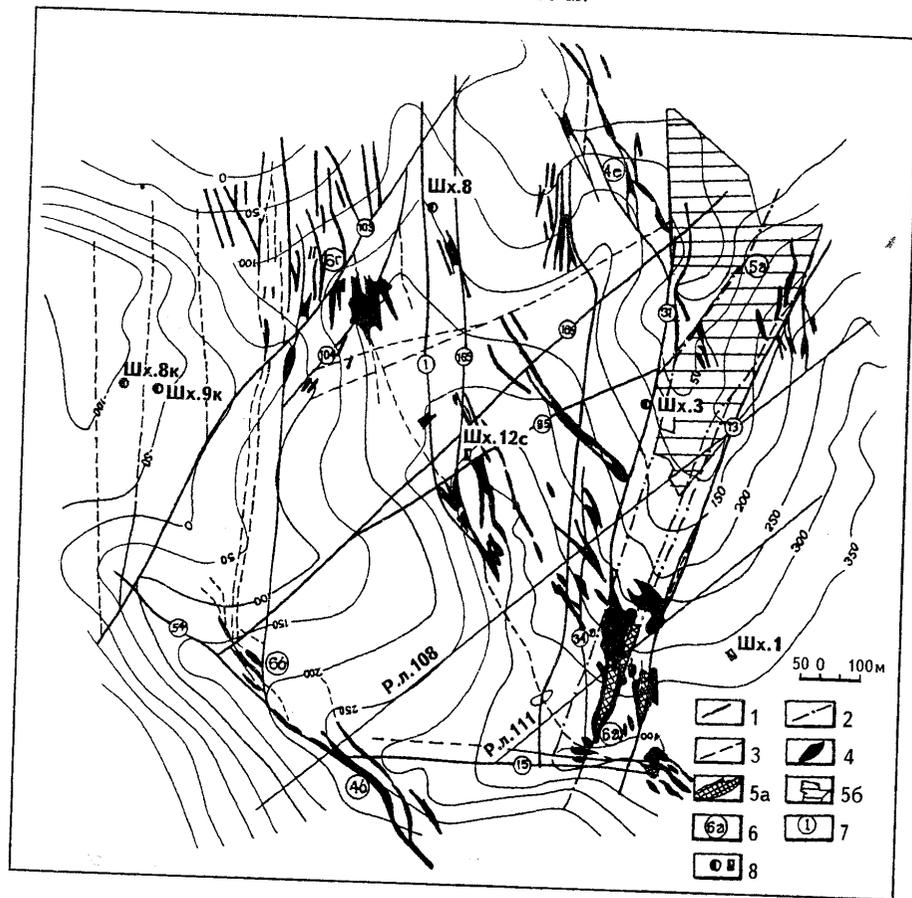


Рис. 95. Структурный контроль оруденения в фундаменте и эффузивно-осадочной толще месторождений Стрельцовское и Антей в проекции на рельеф поверхности фундамента (сечение рельефа через 50 м)

1-3 — тектонические нарушения: 1 — сквозные разломы, 2 — проявленные только в фундаменте, 3 — проявленные только в верхнем структурном этаже; 4-5 — проекции рудных тел: 4 — локализованных в нижней части осадочно-вулканогенной толщи, 5а — в гранитах фундамента (месторождение Антей), 5б — в базальтных конгломератах; 6 — номера рудоносных зон; 7 — номера тектонических швов; 8 — шахты

Выше по разрезу залегает средний покров основных пород с горизонтом конгломератов в основании, представленный переслаиванием массивных и миндалекаменных лав базальтов, их лавобрекчий, конглобрекчий и конгломератов. Мощность покрова в южной части месторождения колеблется от 10-20 до 100-240 м. На севере площади он отсутствует.

На базальтах лежит верхний покров трахидацитов мощностью до 75 м, в основании которого повсеместно отмечается маломощный (до 5 м) горизонт туфогенно-осадочных пород. Эти трахидациты имеют субгоризонтальную флюидальность и содержат большое количество туфового материала и крупных обломков базальтов и гранитов. В северной части месторождения покров выполняет широтную палеодолину и на восточном фланге выходит на дневную поверхность.

Завершающий разрез приаргунской свиты верхний покров базальтов имеет мощность до 180 м и сложен массивными и миндалекаменными лавовыми разностями, их лавобрекчиями и прослоями конглобрекчий. В основании покрова участками развит горизонт конгломератов мощностью до 10 м, достигающий на Глубинном участке мощности 60 м. Базальты лежат на подстилающих породах с резким несогласием, выполняя широтную палеодолину в северной части месторождения и выходя на дневную поверхность к востоку от него. Протяженность палеодолины составляет 4 км при ширине от 0,5 до 1 км.

Тургинская свита представлена двумя толщами, включающими горизонт конгломератов и горизонт базальтов (первая толща) и завершающий разрез покров фельзитов (вторая толща). Мелко-, среднегалечные красноцветные конгломераты и гравелиты с прослоями и линзами песчаников и алевролитов развиты на площади Центрального и Западного участков в виде полосы шириной 1-2 км. Прослеживаясь через все рудное поле при общей широтной ориентировке, в западном направлении эта полоса расширяется до 4-5 км. Мощность горизонта конгломератов относительно постоянна и колеблется от 40 м на Центральном участке до 90 м на Западном участке.

Конгломераты перекрываются покровом плагиоклазовых трахибазальтов массивной, реже миндалекаменной, текстуры с прослоями лавовых конглобрекчий. Общая его мощность составляет 30-50 м в восточной и 120-140 м в западной частях месторождения; в кровле повсеместно развит горизонт конглобрекчий миндалекаменных базальтов мощностью до 10-20 м. Базальты обнажаются на юго-востоке площади и погружаются полого (5-10°) в западном направлении под покров фельзитов.

Покров фельзитов, которым заканчивается разрез осадочно-вулканогенной толщи на месторождении, залегает на подстилающих породах с резким угловым несогласием. В основании покрова залегает выдержанный маломощный (1-8 м) горизонт конглобрекчий трахибазальтов и песчаников с углефицированным детритом, затем следует горизонт пористых туфолов кварцевых порфиров с прослоями туфов и песчаников общей мощностью до 10 м, а выше развиты флюидальные фельзиты и их туфолавы (10-15 м), участками фашиально переходящие в вулканические стекла. Слагающие основную часть покрова массивные фельзиты погружаются в юго-западном направлении и на юго-восточном фланге Западного участка их мощность достигает 260 м. В северной части площади они выполняют палеодолину широтного простирания глубиной 80-110 м и шириной 250-400 м при углах склона бортов до 30. По осевой части этой структуры мощность туфового горизонта в основании покрова увеличивается до 40-50 м.

Таким образом, строение осадочно-вулканогенной толщи на Стрельцовском месторождении, как и для кальдеры в целом, носит циклический характер. Периоды интенсивной вулканической деятельности сменялись промежутками относительного покоя с размывом ранее сформировавшихся образований и накоплением осадочных пород. Важное значение при этом имели разломы северо-восточного и широтного простираний, обусловившие заложение и развитие палеодолин соответствующих направлений, выполняемых вулканикатами. Положение осевых линий палеодолин изменялось во времени, но общая полоса миграции осей палеодолин не превышает двух километров, контролируясь Аргунской долгоживущей тектонической зоной. Эта полоса охватывает центральную часть площади месторождения и далее прослеживается на юго-запад через все Стрельцовское рудное поле.

Стрельцовское месторождение в структурном плане приурочено к Аргунской зоне разломов на участке сочленения меридиональной Центральной зоны разрывов с нарушениями северо-восточного (швы 13, 104) и северо-западного (швы 1, 60) простириания (рис. 96). Тектоническая напряженность обусловила его сложное блоковое строение, амплитуды вертикальных перемещений достигали многих десятков метров. Вблизи крутопадающих расколов развиты пологопадающие послынные и приконтактовые срывы, а их совокупностью обычно контролируется заложение крупных по масштабам объемных зон крутопадающей трещиноватости на определенных стратиграфических уровнях.

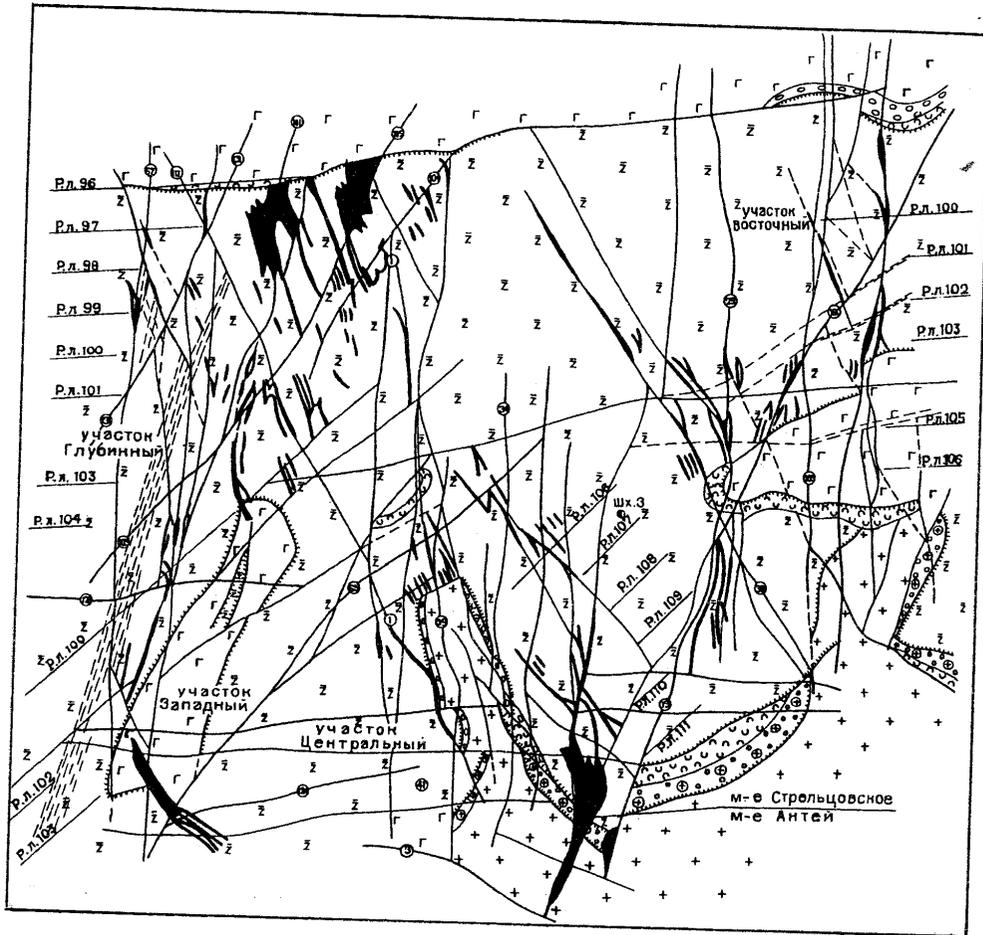


Рис. 96. Геологический план горизонта 332 м месторождений Стрельцовское и Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

Крутопадающие разломы Стрельцовского месторождения четко укладываются по своей ориентировке в четыре системы: широтные, северо-восточные, меридиональные и северо-западные. Наиболее проявленными и рудоносными являются северо-западные и меридиональные нарушения, в то время как северо-восточные разрывы вмещают оруде-

нение на ограниченных коротких приоткрытых участках, а в широтных оно практически отсутствует.

Наиболее древними разрывами являются широтные, далее по возрасту следуют северо-восточные, меридиональные и северо-западные нарушения. По характеру перемещений они в большей своей части относятся к типу сбросо-сдвигов с амплитудами от первых метров до первых десятков метров, обычно выклинивающихся в верхней части разреза. Пострудные подвижки на месторождении отмечены в единичных случаях со смещениями рудных тел не более чем на 1 м.

Наиболее крупные широтные разломы установлены в гранитном фундаменте центральной части месторождения, где ими обусловлено образование выступа этой ориентировки. Основные тектонические швы 3 и 15, участвующие в формировании выступа, прослеживаются в породах верхнего структурного этажа и на всех уровнях они экранируют развитие оруденения по простирианию. На Центральном участке эти швы рудоносны в нижней части покрова трахидацитов (горизонт 422 м), а в средней части разреза (горизонт 482 м) вмещают оруденение на участке сопряжения со Стрельцовским разломом.

На Западном, Глубинном и Восточном участках субширотные разрывы контролируют положение опущенных блоков, выполненных конгломератами, нередко экранируя с севера распространение оруденения (швы 121).

Кроме сосредоточенных швов отмечаются линейные зоны трещиноватости (120, 124, 125, 127), проходящие в широтном направлении через все участки месторождения, а также более мелкие нарушения.

Тектонические разрывы северо-восточного направления образуют Аргунскую ослабленную зону, являющуюся структурой первого порядка, и контролирующую положение почти всех урановых месторождений рудного поля. Северо-восточные разрывы проявлены в породах нижнего структурного этажа и в нижних частях верхнего этажа, переходя на самых верхних уровнях разреза в зоны трещиноватости. На Центральном участке к основным разрывам северо-восточного ($25-30^\circ$) простириания относится тектонический шов 13, падающий на северо-запад под углом $60-75^\circ$. Он проявлен в породах фундамента и чехла мощными тектоническими брекчиями с крупными полостями и обильной жильной минерализацией (флюорит, кварц, кальцит, диксит). Шов 13 является долгоживущим, неоднократно подновленным, на ранних этапах развития (до излияния кислых эффузивов) проявившийся как сбросо-сдвиг, в предрудную стадию испытывавший растягивающие усилия, а при рудоотложении сыгравший рудоконтролирующую роль. Сам шов обычно безруден или вмещает забалансовое оруденение, основная рудоносная зона среди пород осадочно-вулканогенной толщи развивается в его висячем боку вдоль северо-западных разрывных нарушений. Пострудные подвижки по шву 13 выражены слабо и обусловили образование глинок трения по контактам жил и брекчий.

Крупная зона северо-восточного (65°) нарушения прослеживается через Западный и Центральный участки. Представлена она серией кулисообразно расположенных тектонических швов, контролирующих положение участков с богатым оруденением. Северо-восточные швы носят характер притертых сбросо-сдвигов и, как правило, не рудоносны, но в гранитах фундамента по ним развиты брекчии и промышленное урановое оруденение (рудоносная зона бг).

Северо-восточные разрывы проявлены на всех участках месторождения. Выражены они трещинами с глиной трения, зеркалами скольжения, выполнены жильными кварцем, флюоритом, кальцитом, гидрослюдой и, как правило, являются экранами для рудоносных трещин северо-западного простириания.

Тектонические разрывы меридионального простириания также развиты на всех участках месторождения. Наиболее крупные из них являются основными структурными элементами, связывающими все рудоносные участки месторождения. Они группируются в Центральную, Восточную и Глубинную зоны разломов, к которым приурочены соответствующие участки месторождения.

Центральная зона разломов проходит через Центральный и Западный участки, прослеживаясь на 10 км в пределах кальдеры и далее в северном и южном направлениях за ее пределами. Представлена она серией кулисообразно расположенных сквозных сосре-

доточенных швов 39, 40, 41, 34, 156 протяженностью 0,5-2,0 км, слагающих тектонически ослабленную полосу шириной 500 м. Падение швов преимущественно западное под углом 50-85°, реже — близвертикальное или восточное. Восточная зона, отстоящая к востоку от Центральной зоны на 0,5-1,0 км, также пересекает всю площадь рудного поля, проходя через Восточный участок месторождения. В строении ее участвуют крупные тектонические швы 201-206, 257, 258, 260, 264 с большим количеством более мелких разрывов, образующих полосу нарушенных пород шириной около 500 м. Разрывы в основном падают на запад под углом 60-85°. Глубинная зона, проходящая на 300-500 м западнее Центральной меридиональной зоны, прослеживается по простиранию на 4 км через Глубинный участок и северо-западный фланг Западного участка от северного борта кальдеры к ее центру. Основными структурными элементами ее являются тектонические швы 101 и 51 с серией разрывов более высоких порядков (67, 56, 70, 77). Падение большинства из них на восток под углом 75-85°.

Основные разрывы меридиональных зон имеют протяженность до 1 км и более, зачастую пересекая по падению всю осадочно-эффузивную толщу и прослеживаясь в породах фундамента. Они нередко представлены сосредоточенными тектоническими швами, но обычно имеют кулисообразное строение с переходом в зоны трещиноватости мощностью до 50 м. По типу перемещений разрывы относятся к сбросам и сбросо-сдвигам с амплитудами в первые десятки метров; на приоткрытых участках швы и трещины выполнены жилами и прожилками кварца, флюорита, карбонатов, хлорита или минерализованными брекчиями с пиритом и настураном.



Тектонические разрывы северо-западного простирания являются основными рудовмещающими структурными элементами месторождения. Они возникли как трещины отрыва в результате сбросо-сдвиговых смещений блоков по меридиональным разломам и пологим нарушениям, отличаясь развитием брекчий и жильной минерализации (рис. 97). Среди разрывов этой системы наиболее крупными являются тектонические швы 1 и 60.

Рис. 97. Развитие трещин оперения на Стрельцовском месторождении, выполненных флюоритом и дикиитом в висячем боку сбросо-сдвига (гор. 482 м, стенка выработки)

Стрельцовский разлом (шов 1) общей протяженностью 3 км имеет северо-западную ориентировку. Он контролируется на глубине валообразным выступом фундамента, ограничивая его с запада, и сопрягается с Центральными меридиональной зоной выше горизонта 602 м шов 1 вмещает промышленную флюоритовую жилу. На северо-западном фланге простирание разлома меняется на меридиональное и он становится одним из швов Центральной зоны. На северном и юго-восточном выклинивании разлом расщепляется на несколько быстро выклинивающихся мелких швов и трещин.

Западная зона северо-западных разрывов прослеживается на одноименном участке месторождения на протяжении 2 км. В центральной части она представлена основным рудовмещающим швом 60, имеющим простирание 310-320° с падением на юго-запад под углом 65-80°. Разлом сопровождается более мелкими субпараллельными ему швами 5а и 59. Юго-восточный фланг Западной зоны сопрягается с Центральной меридиональной зоной, и здесь шов 60 осложняется большим количеством оперяющих разрывов. При этом общая ширина ослабленной зоны в базальтах среднего покрова достигает 250 м, а в вышележащих конгломератах и нижезалегающих трахидацитах прослеживаются только

наиболее крупные разрывы зоны. Развитие шва 60 и уранового оруденения на юго-восток ограничивается меридиональным швом 41, за которым развиты лишь зоны трещиноватости северо-западного простирания. Северо-западный фланг Западной зоны, пересекаясь с Глубинной меридиональной зоной, выражен серией разрывов на продолжении шва 60. Общая ширина Западной зоны составляет здесь 200-230 м; протяженность швов колеблется от 100 до 300 м. Падение разрывов юго-западное и северо-восточное под углом 60-85°, длина их по падению 50-100 м.

На Восточном участке северо-западные разрывы развиты в меньшей степени, участвуя в строении рудоносных зон. На Глубинном участке северо-западные тектонические швы развиты главным образом в нижнем покрове трахидацитов. Северо-западные разрывы, оперяющие Восточную зону меридиональных разломов, контролируют развитие оруденения и на Фланговом участке. Они протягиваются на 200-300 м, нередко по ним отмечаются вертикальные смещения блоков пород на 5-10 м.

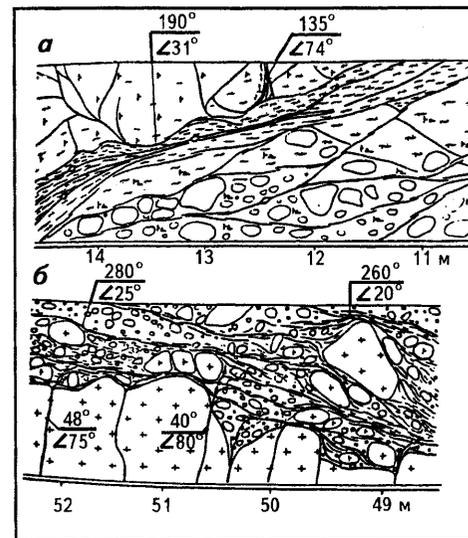


Рис. 98. Пологие нарушения на Стрельцовском месторождении (горизонт 482 м)

а — на контактах пород верхнего структурного этажа, б — на границе структурных этажей

Пологопадающие нарушения развиты на Стрельцовском месторождении по всему разрезу осадочно-вулканогенной толщи на контактах пород, различающихся по физико-механическим свойствам (рис. 98), между крупными крутопадающими разрывами и особенно в узлах пересечения разнонаправленных разломов. Наиболее мощные межформационные пологие зоны заложены на границе структурных этажей, по контакту нижнего покрова трахидацитов с вышележащими туфами и в подошве покрова фельзитов. В основании осадочно-вулканогенной толщи пологие нарушения представлены тремя основными срывами на контактах гранитов, конгломератов и туфов. На плоскостях сместителей отмечаются штрихи скольжения и развиты глина трения, прожилки кварца, кальцита, флюорита, гидрослюды и хлорита; мощность жильного выполнения до 10 см. Пологопадающие швы на границе трахидацитов и горизонта туфов проявлены повсеместно и обычно имеют согласное с залеганием пород юго-западное падение под углом 5-35°. Для них характерны слабая жильная минерализация, но широкое развитие гидрослюды и хлорита, усиливающих экранирующее влияние в процессе рудообразования.

Пологое нарушение в основании покрова фельзитов, контролирующее положение 2-го рудоносного уровня, на Центральном участке представлено надвигом, имеющим амплитуду смещения до первых метров и падение на северо-запад под углом 10°. Срыв выражен зоной дробленых и развалцованных пород мощностью до 2 м, ограниченной в подошве и кровле тектоническими швами с глиной трения. Выше по разрезу пологие срывы проявлены более слабо — с глиной трения, зеркалами скольжения и растертым углистым материалом. Пологие швы четко ограничивают развитие крутопадающих трещин.

Кроме основных пологопадающих нарушений на месторождении развито большое количество более мелких срывов, проявленных практически на всех контактах стратифицированной толщи вблизи крутопадающих разрывов. Обычно это зоны развалцевания, мощность которых изменяется от 0,5 до 10 м и возрастает на сопряжениях с субвер-



тикальными разломами. Пологие нарушения играют роль экранирующих поверхностей на пути движения рудоносных растворов (рис. 99).

Рис. 99. Экранирование кварц-флюоритовой жилы на контакте базальтов и перекрывающих туфогравелитов (стенка кварцита)

Зоны крутопадающей трещиноватости северо-западного простирания являются основными рудовмещающими структурными элементами. Интенсивность их проявления определяется

физико-механическими свойствами вмещающих пород и зависит от степени развития круто — и пологозалегающих разломов. Системы сближенных крутопадающих трещин северо-западного простирания образовались как трещины отрыва между крутопадающими меридиональными разломами на нескольких литологических уровнях в результате сбросо-сдвиговых смещений блоков пород. Трещины, сгруппированные в виде пучков, оперяющих меридиональные разломы, прослеживаются на пересечении Восточной, Центральной и Глубинной зон меридиональных разломов с разрывами Аргунской зоны северо-восточно-субширотного простирания и крупными разломами северо-западной ориентировки. Наиболее интенсивная крутопадающая трещиноватость образовалась над валлообразными выступами фундамента в покровах трахидацитов и массивных базальтов, предрасположенных по высоким прочностным свойствам к хрупким деформациям. Зоны крутопадающей трещиноватости в покровах эффузивов в целом имеют согласное с ними пологонаклонное залегание, при этом параметры их по площади обычно превосходят мощность (высоту). На месторождении выделяется три основных стратиграфических уровня развития зон трещиноватости, контролирующих литолого-структурные уровни уранового оруденения — 2-й, 3-й и 4-й. Стратиграфический 5-й уровень на Западном участке соответствует уровню 4, но дополнительно включает базальты среднего покрова.

Литолого-структурный уровень 2 приурочен к пологим нарушениям в основании покрова фельзитов, вдоль которых ниже и выше развиваются крутопадающие трещины, образующие зону высотой от первых до 40-50 м. На участке Голубь им контролируется рудоносная трещинная зона 2б. Она протягивается в меридиональном направлении на 1400 м при ширине около 700 м. Плотная сеть близвертикальных трещин развита в кварцевых порфирах и фельзитах, ограничиваясь по падению пологими срывами, а по восстанию они постепенно выклиниваются на удалении 30-40 м от контакта с другими породами.

Литолого-структурный уровень 3 приурочен к верхней части покрова трахидацитов. Тектонический срыв по контакту флюидальных трахидацитов и туфов ограничивает развитие трещин по восстанию, а нижней границей трещинной зоны служат массивные трахидациты средней части покрова или естественное выклинивание трещин; общая высота зоны колеблется от 30 до 120 м. Наиболее интенсивно этот уровень крутопадающей трещиноватости проявлен на Центральном, Западном и Глубинном участках, где образовались рудоносные трещинные зоны 3а, 3б и 3г. На Восточном участке он практически не выражен.

Зоны трещиноватости представляют собой густую сеть крутопадающих сложносопрягающихся трещин преимущественно северо-западного простирания, участками образующих ослабленные полосы шириной от 10 до 40-80 м, в которых количество трещин на 1 м составляет от 5 до 30 (рис. 100); между ними породы слабо нарушены на мощность до 100 м. Минеральное выполнение их аналогично минерализации основных крутопадающих швов.

Литолого-структурный уровень 4 включает зоны трещиноватости, развившиеся в основании нижнего покрова трахидацитов. На этом уровне зоны трещиноватости проявлены наиболее интенсивно и представлены рудоносными трещинными зонами 4а-4е.

Нижней границей уровня является контакт покрова трахидацитов с подстилающими породами (граниты, конгломераты, базальты) и лишь на Центральном участке трещинная зона 4а на глубине переходит в трещинную зону 6а месторождения Антей. Верхней границей трещиноватости является контакт флюидальных трахидацитов с массивными разностями средней части покрова, в ряде случаев отмечается постепенное естественное выклинивание трещин по восстанию. Высота трещинных зон колеблется от 60 до 120 м, протяженность — от 700 до 1400 м, ширина — от 100 до 700 м. При этом участки интенсивной нарушенности разделяются относительно монолитными шириной до 20-50 м. В узлах сопряжения разнонаправленных разломов породы грубо раздроблены и брекчированы.

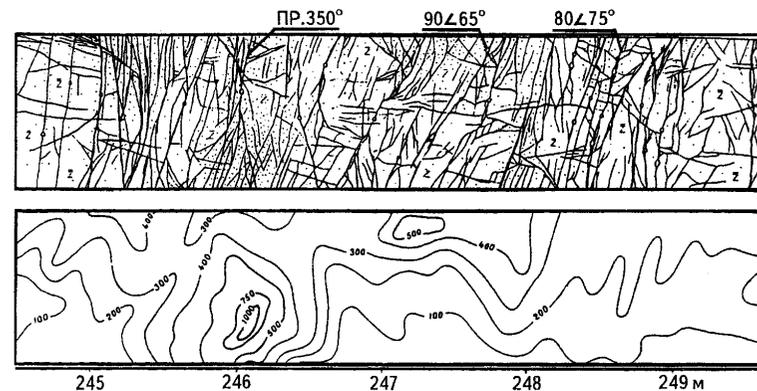


Рис. 100. Рудоносная зона крутопадающей трещиноватости в трахидацитах Стрельцовского месторождения (изолинии радиоактивности в мкР/ч; стенка кварцита 2)

Кроме охарактеризованных уровней развития трещиноватости (2, 3, 4) мелкомасштабные зоны аналогичного строения образовались вблизи крупных разломов практически во всех покровах эффузивов. Они являются рудовмещающими только в узлах приращения к основным тектоническим швам и промышленного оруденения в них не установлено.

Условия локализации и морфология рудных залежей Стрельцовского месторождения

Особенностью Стрельцовского месторождения является многоярусное распределение и значительный размах оруденения по вертикали, достигающий 700 м. Руды локализируются в различных породах по всему разрезу, но основная часть запасов урана сосредоточена на 2, 3 и 4-м литолого-структурных уровнях. На месторождении проявлены все известные в рудном поле морфологические типы рудных залежей, обладающие крайней сложностью строения.

Урановое оруденение на месторождении концентрируется в пределах шести пространственно разобленных участков, контролируемых узлами сопряжения разноориентированных зон разломов. Рудонасыщенность участков колеблется в широких пределах, и основная часть рудных залежей сосредоточена в сравнительно узкой (200-300 м) северо-восточной полосе, проходящей через Западный, Центральный и Восточный участки и ограниченной с юго-востока крупным тектоническим швом 13 (рис. 101). На юго-восточном фланге значительная часть рудных тел выклинивается и лишь залежи 1 и 1а вдоль Стрельцовского разлома прослеживаются на удалении до 1 км. Северо-западнее данной полосы рудные залежи Центрального, Западного и Глубинного участков распространя-

ются на расстояние до 1,5 км вдоль меридиональных и северо-западных зон разрывов и ограничиваются северо-восточными и широтными разломами (рис. 102, 103, 104, 105).

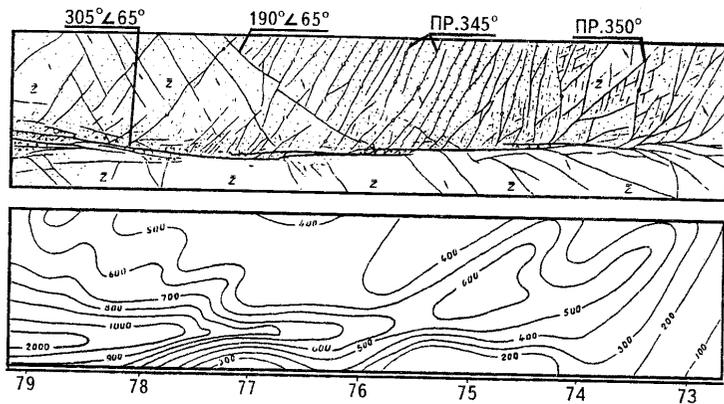


Рис. 101. Распределение уранового оруденения Стрельцовского месторождения (изолинии радиоактивности в мкР/ч) в трахидацитах вдоль сосредоточенного тектонического шва 13 и оперяющих трещин в висячем боку; зарисовка кровли кваршлага)

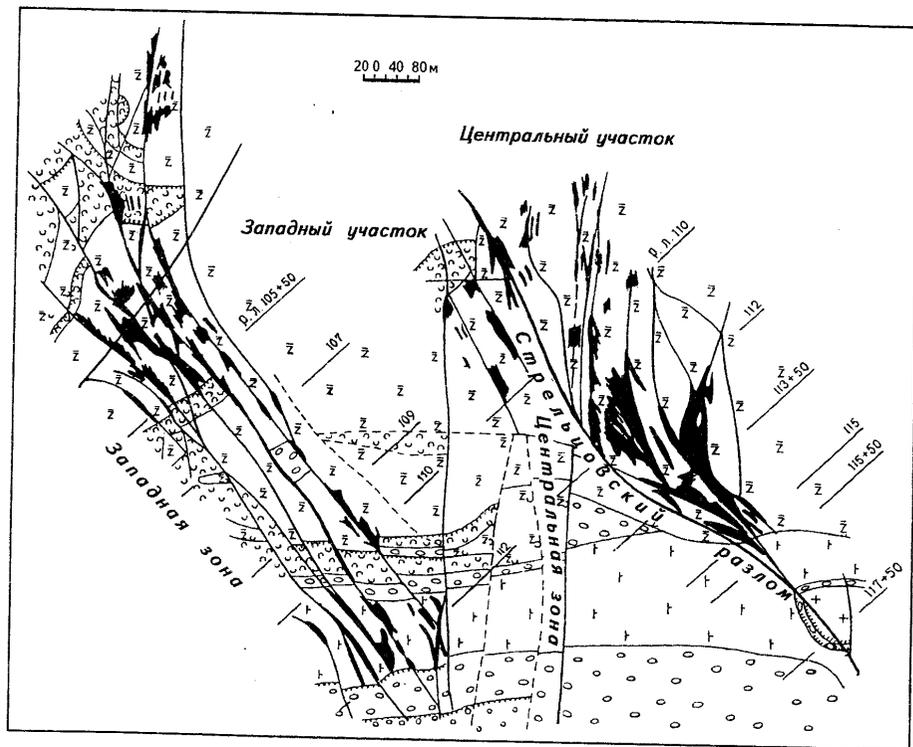


Рис. 102. Геологический план горизонта 482 м Стрельцовского месторождения (Составили В.А.Шлейдер, Л.П.Ищукова, В.Н.Рукоусев; условные обозначения см. на рис. 12)

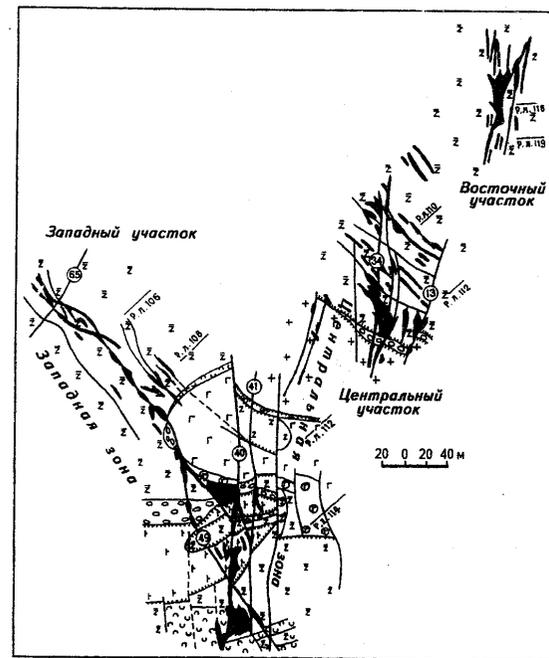


Рис. 103. Геологический план горизонта 362 м Стрельцовского месторождения (Составили В.А.Шлейдер, Л.П.Ищукова; условные обозначения см. на рис. 12)

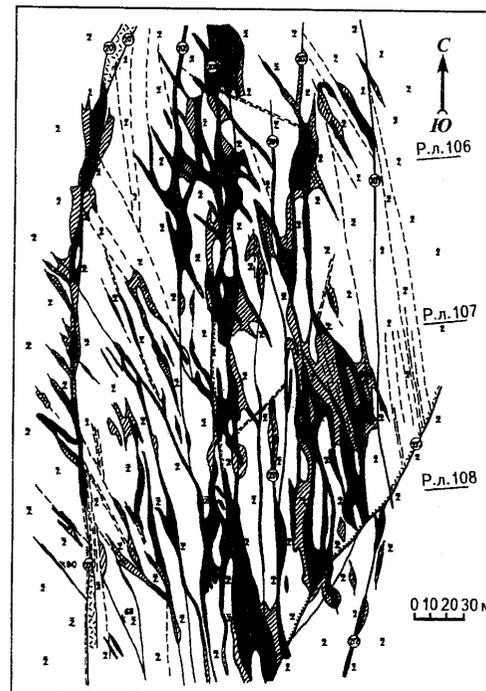


Рис. 104. Геологический план горизонта 422 м Стрельцовского месторождения (участок Восточный; условные обозначения см. на рис. 12)

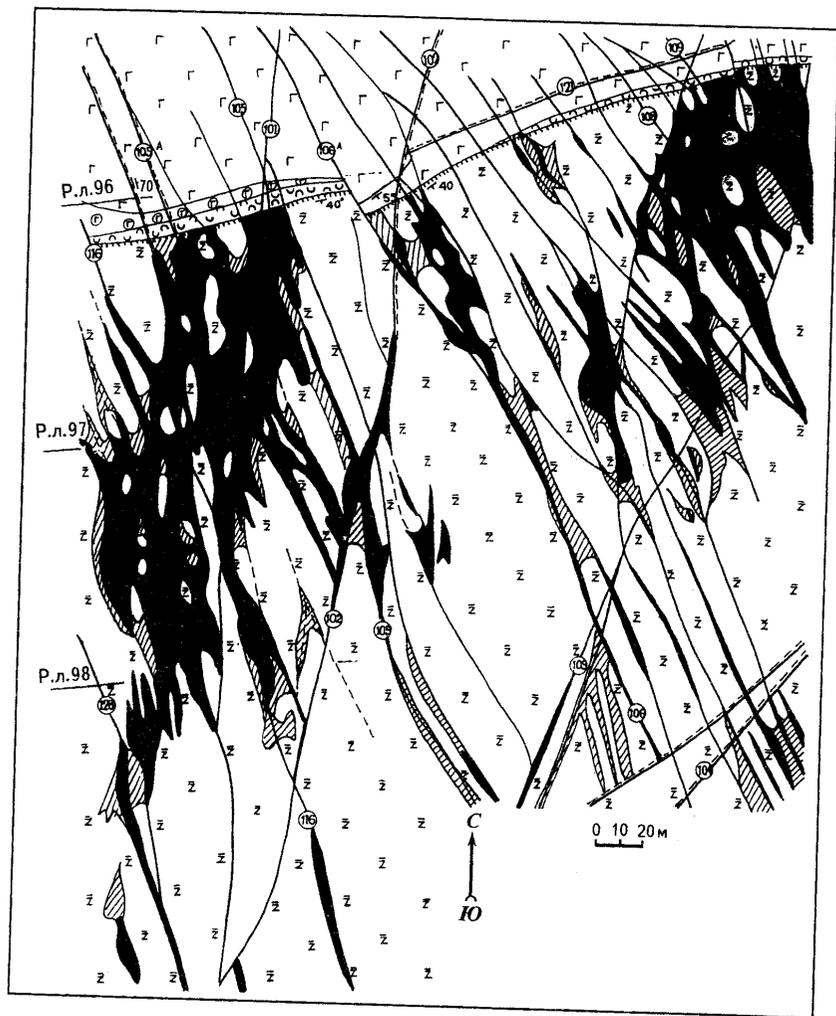


Рис. 105. Геологический план горизонта 332 м Стрельцовского месторождения участка Губинного (условные обозначения см. на рис. 12)

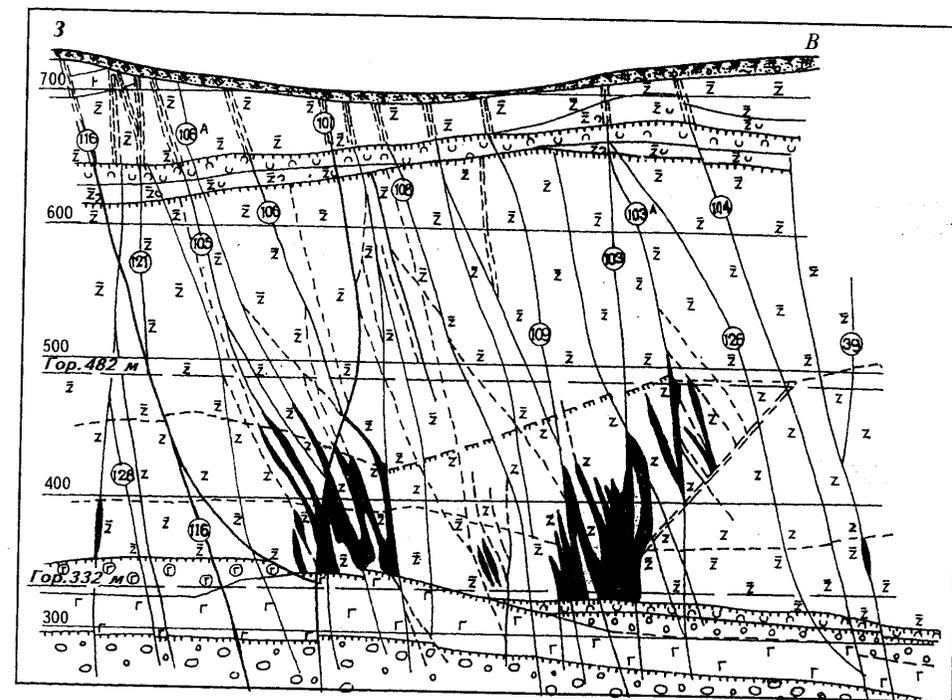


Рис. 106. Геологический разрез по разведочной линии 96 Стрельцовского месторождения участка Губинного (условные обозначения см. на рис. 12)

развальцевания или дробления. Так, красноцветные конгломераты на Западном участке не трещиноваты и отличаются низкой рудонасыщенностью, в то время как на Центральном участке в Стрельцовском разломе подобные конгломераты характеризуются высокими концентрациями металла. Глубинный участок миндалекаменных базальтов практически является безрудным, а на Центральном участке они массивные, хрупкие и вмещают более половины запасов рудной залежи 1.

Пористость пород различного литологического состава и характер трещинной тектоники в них влияют на распределение рудных минералов. В породах, благоприятных для трещинообразования, основная масса рудных и сопутствующих жильных минералов выделяется в виде прожилковидных скоплений, сопровождающихся маломощными ореолами вкрапленной минерализации. Осадочные породы (конгломераты, песчаники), склонные к пластическим деформациям, характеризуются метасоматически-вкрапленными рудами. Влияние химического состава вмещающих пород, вероятно, сказывается лишь на локализации молибденового оруденения, отсутствующего в основных породах и проявленного при равных условиях во всех других разностях.

Вертикальный размах оруденения на месторождении составляет 480 м. Основные рудные залежи, включающие около 80% запасов урана, на поверхности не проявлены и сконцентрированы в интервале глубин 300-550 м от поверхности. И лишь одна крутопадающая рудная залежь, локализованная в Стрельцовском разломе ниже одноименной флюоритовой жилы, на юго-восточном фланге имеет локальный выход под рыхлые отложения мощностью 15 м. Основные запасы урана (77%) сосредоточены в трахидацитах, 16% — в базальтах, остальные в кварцевых порфирах и конгломератах.

На месторождении выделяется три основных морфологических типа рудных залежей, пространственно связанных между собой: крупные жиллообразные залежи и мелкие уплощенные пологонаклонные штокверкоподобные залежи, пластообразные пологозалегающие залежи. Главным фактором рудоконтроля является структурный.

Морфологию рудных залежей определяют особенности тектонического строения рудоносных зон. Литологический состав при этом оказывает влияние в соответствии с физико-механическими свойствами, способствовавшими образованию трещин, зон смятия,

Стратифицированный характер разреза, развитие пологих и крутопадающих разноориентированных разрывов обусловили появление многочисленных экранирующих поверхностей. Из них пологие нередко ограничивают распространение оруденения по крутопадающим трещинам и служат границами штокверкоподобных рудных залежей. В ряде случаев пологие экранирующие поверхности служат своеобразными водоупорными поверхностями, над которыми фильтруются рудоносные растворы, формируя штокверкоподобные залежи (рис. 106, 107). Крупные пологие нарушения по контактам покровов и горизонтов туфов и осадочных пород, обычно сопровождающиеся мелкой трещиновато-

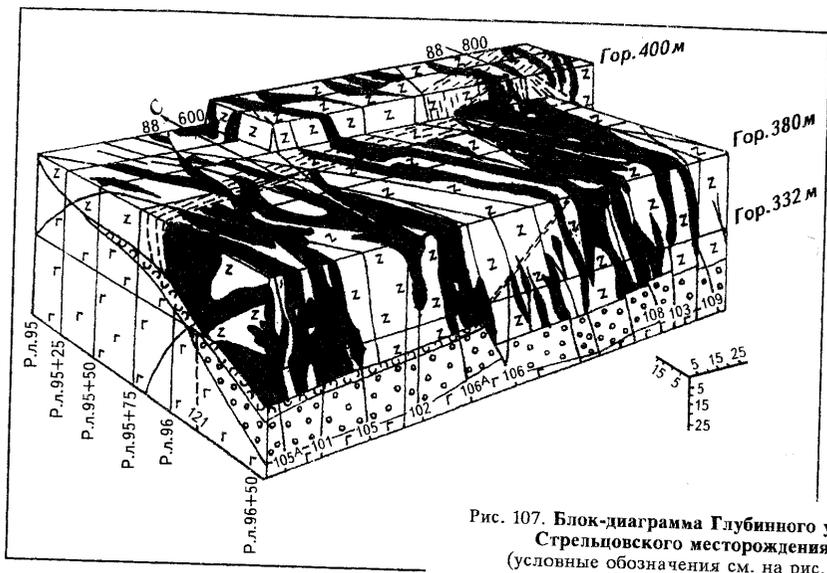


Рис. 107. Блок-диаграмма Глубинного участка Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

стью вблизи основных секущих разрывов, нередко являлись путями движения гидротермальных растворов, и при благоприятных условиях в них происходило рудоотложение и формирование пластообразных залежей.

Среди крутопадающих разрывов и трещин наиболее часто рудозакрывающими являются северо-восточные и субширотные сколы, которые ограничивают по простиранию рудоносные северо-западные и меридиональные нарушения (рис. 108).

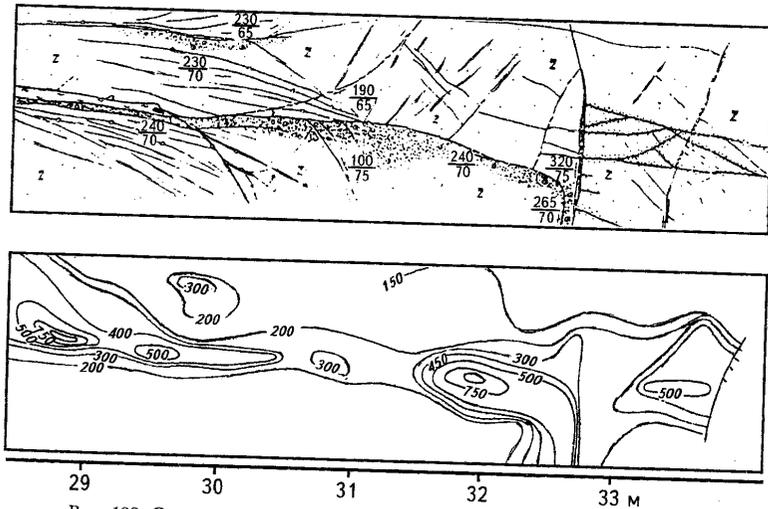


Рис. 108. Ограничение рудоносного шва северо-западного простирания трещиной северо-восточного простирания (изолинии радиоактивности в мкР/ч, Стрельцовское месторождение, кровля штрека 24)

Высота развития оруденения определяется мощностью покрова или горизонта, в котором образовалась трещинная зона, и колеблется в пределах 30-90 м. На Центральном участке, где мощность покрова трахиданитов уменьшается до 100-130 м, трещинные зоны 3а и 4а сливаются, и оруденение развивается на всю их высоту (рис. 109). На Глубинном участке вертикальный размах оруденения вдоль зон крутопадающих разломов достигает 250 м. Максимальная рудонасыщенность трещинных зон наблюдается вблизи их причленения к пологим экранирующим срывам и постепенно уменьшается по мере удаления от них (рис. 110). В ряде случаев оруденение выклинивается на расстоянии 20-40 м от экранирующих поверхностей, что обусловлено характером приоткрывания трещин при перемещении блоков.

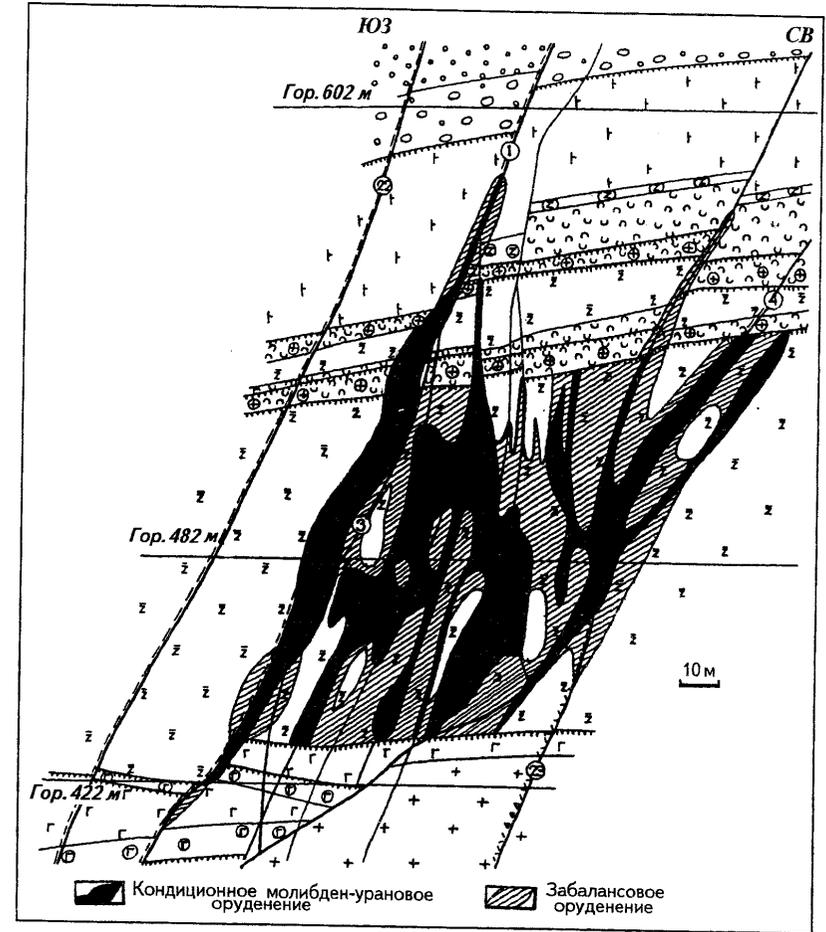


Рис. 109. Геологический разрез по разведочной линии 113+50 участка Центрального Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

Важное значение в строении рудоносных трещинных зон имеют рудные столбы, характеризующиеся сравнительно небольшими размерами, но богатыми рудами. Наиболее крупные из них формируются вблизи основных экранирующих поверхностей и, занимая незначительную часть объема рудоносных зон, включают существенную часть их запасов (рудоносные зоны 4а, залежь 1 Центрального участка). Большое количество более мелких

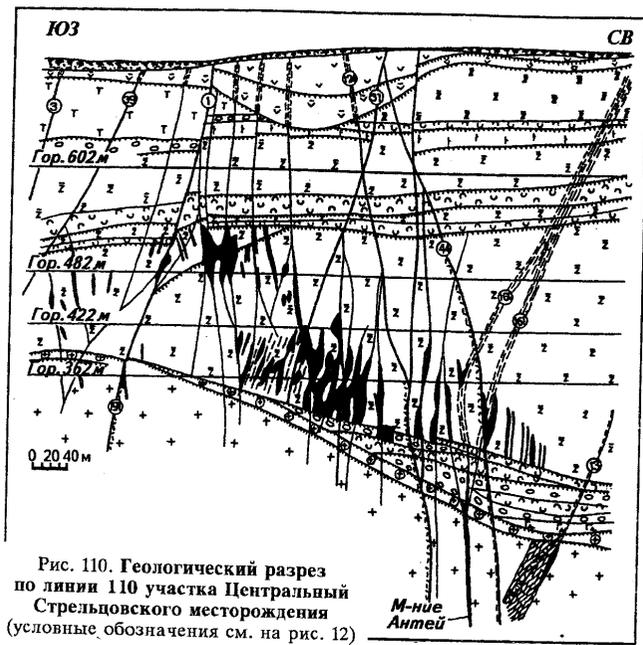


Рис. 110. Геологический разрез по линии 110 участка Центральный Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

зуются обратной связью этих параметров. При этом жильобразные залежи отличаются минимальной изменчивостью по мощности.

Жилообразные рудные залежи

Жилообразные рудные тела подразделяются на крупные, локализованные в разломах, пересекающих все комплексы пород осадочно-вулканогенной толщи, и на мелкие жилы, обычно развитые в пределах одного, реже — двух-трех горизонтов. Наиболее крупным жильобразным телом является рудная залежь 1 Центрального участка, локализованная в Стрельцовском разломе. Оно имеет сложное строение и, по существу, представляет собой удлиненный по высоте штокверк, приуроченный к основному шву разлома (рис. 111). По простиранию тело прослеживается на 700 м, при этом его юго-восточное выклинивание происходит постепенно, а на северо-западном фланге оно сочленяется с рудоносной зоной 3а (швов 15), меняя свою ориентировку на субмеридиональную. Высота залежи по падению колеблется от 50-75 м на флангах до 300-325 м в центральной части, где ее верхняя граница проходит в 20 м от поверхности на участке протяженностью 50 м. На северо-западном фланге в Стрельцовском разломе выше урановорудной залежи с перерывами в 100-120 м локализована кварц-флюоритовая жила (Стрельцовское месторождение флюорита), которая прослежена и вскрыта канавами на современной поверхности. Нижняя граница урановорудной залежи 1 определяется положением гранитного фундамента, залегающего на глубине около 300 м. При общей жильобразной форме залежь осложнена раздувами и пережимами, характеризующаясь в целом высокой рудонасыщенностью. Средняя ее мощность составляет 6 м при колебаниях от первых дециметров до 20-25 м; безрудные промежутки внутри залежи занимают по объему не более 10%.

рудных столбов образуется в узлах пересечения и сочленения разнонаправленных тектонических швов.

Рудные тела месторождения обычно не имеют четких геологических границ и выделяются по данным каротажа и опробования выработок. Мощность и содержание урана по рудным пересечениям представляют собой усредненные значения параметров более мелких рудных интервалов, объединяемых в соответствии с кондиционными показателями. Корреляционная зависимость между содержаниями и мощностями для большинства рудоносных зон не устанавливается, лишь по залежи 1 наиболее мощные участки сложены богатыми рудами, а мелкие рудные жилы в базальтах (5д и 5г) характери-

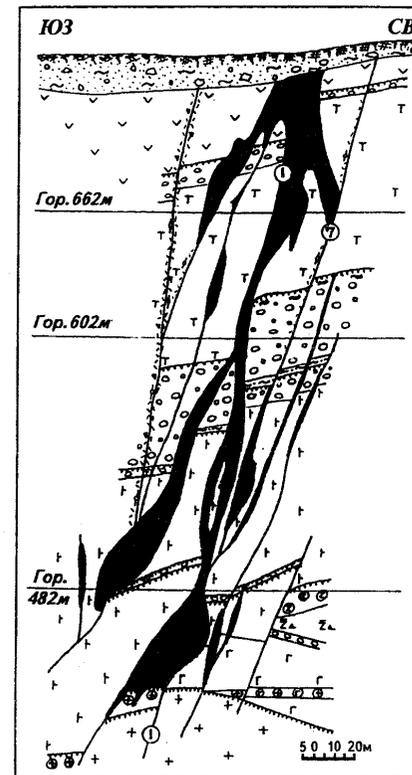


Рис. 111. Геологический разрез по разведочной линии 115+50 участка Центральный Стрельцовского месторождения (Составили Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер, Г.Н.Губкин; условные обозначения см. на рис. 12)

Наиболее продуктивные участки залежи 1 связаны со столбообразными раздувами, формирующимися на сопряжениях основного шва с оперяющими и пологими разрывами. Они наиболее развиты в центральной части залежи и имеют протяженность 25-75 м. Склонение столбов северо-западное под углом 55-65°, размеры по падению достигают 50-75 м.

Особенности распределения урановой минерализации определяются характером строения зоны рудовмещающего разлома. Обогащенные участки обычно связаны с участками развития тектонических брекчий. Настуран насыщает обломки брекчий и выделяется в цементирующей массе в виде вкрапленности, гнезд и прожилков, ассоциируя с кварцем, флюоритом, хлоритом, гидрослюдами и пиритом. Содержание урана в брекчированных участках, как правило, свыше 0,3%, достигает 14%. По мере удаления от швов в дробленные и трещиноватые породы оруденение приобретает вкрапленный характер с постепенным снижением концентраций урана. В раздувах залежи при наличии нескольких швов наблюдается чередование рудных максимумов с интервалами рядовых и бедных руд, а иногда внутри нее появляются забалансовые или безрудные промежутки мощностью до 4 м. Выклинивание залежи 1 по простиранию и восстанию происходит постепенно и обусловлено расщеплением основного шва на серию веерообразно расходящихся трещин, вмещающих рудные линзы и гнезда; на глубину оруденение резко ограничивается пологими срывами в основании осадочно-вулканогенной толщи.

Распределение молибдена в залежи 1 контролируется теми же структурными элементами, которые определяют локализацию урана. Верхние уровни залежи (горизонт 602 м) более обогащены молибденом, где содержание его достигает 0,316%; в нижних частях разреза концентрация его не превышает 0,097% и в среднем по залежи составляет 0,021%.

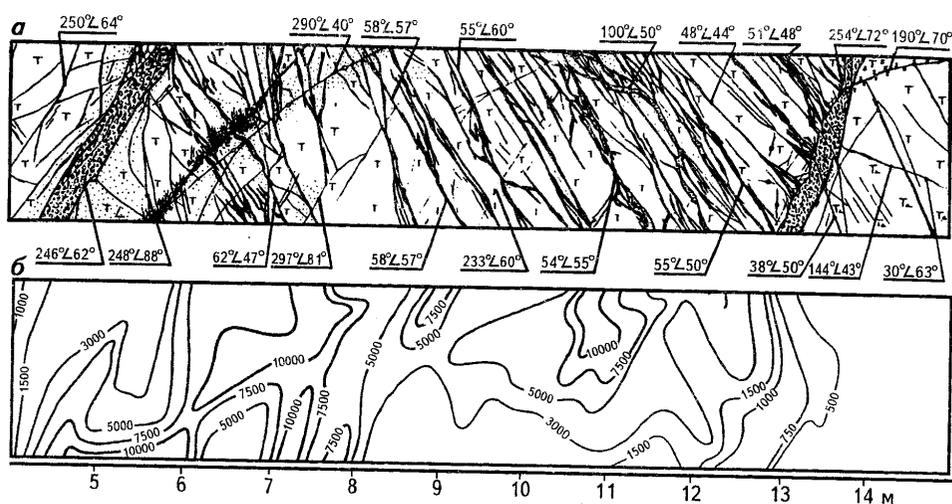


Рис. 112. Распределение уранового оруденения в плагиобазальтах в зоне трещиноватости (а), развившейся вдоль основного Стрельцовского и субпараллельного оперяющего разрыва (стенка рассечки; изолинии радиоактивности) (б) в мкР/ч

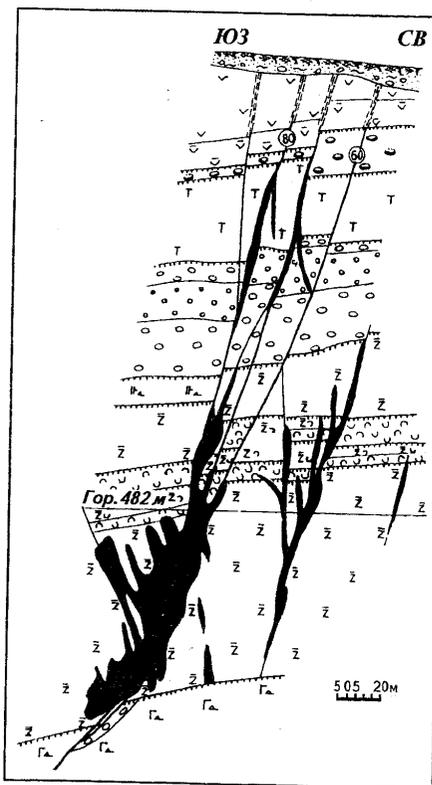


Рис. 113. Геологический разрез по разведочной линии 109+50 участка Западный Стрельцовского месторождения (Составили Л.П.Ищуква, Г.Н.Губкин, П.Д.Клеменченко; условные обозначения см. на рис. 12)

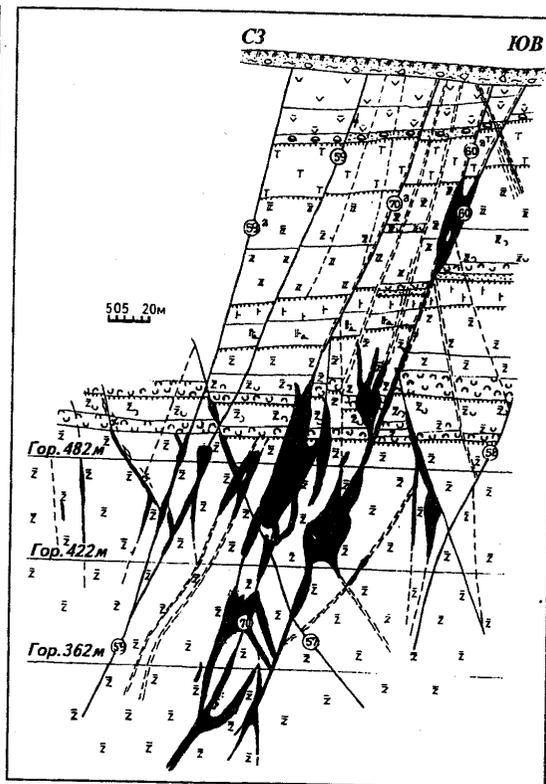


Рис. 114. Геологический разрез по разведочной линии 105+50 участка Западный Стрельцовского месторождения (Составил Г.И.Донских; условные обозначения см. на рис. 12)

К разряду крупных и сложных жилообразных рудных образований относится и залежь 56 Западного участка, контролируемая северо-западным разрывом 60 (рис. 113). По простиранию она прослеживается на 900 м, выклиниваясь на северо-западном фланге в пределах трещинной зоны 3, а на юго-востоке расщепляясь вблизи меридиональных швов 40 и 41. Вертикальный размах ее достигает 400 м, при этом верхняя граница оруденения на локальных участках залегает в 30-40 м от дневной поверхности. Залежь имеет неоднородное строение: верхние уровни имеют форму простой жилы, в средней по падению части она осложнена раздувами мощности, сформировавшимися в кровле и подошве покрова трахидацитов. Содержание урана в раздувах колеблется в среднем от 0,06 до 0,3%, иногда повышаясь до 0,5-1,0%. В покрове трахидацитов на юго-восточном фланге залежь образует крупный штокверкоподобный раздув мощностью до 60 м, вмещающий 50% ее запасов. Штокверк обладает высокой рудоносностью ($K_p=0,64$) и содержанием урана от 0,1 до 0,7%. Выклинивание штокверка по простиранию на юго-восток обусловлено резким уменьшением мощности покрова базальтов. Распределение уранового оруденения в базальтах неравномерное, максимальные его концентрации наблюдаются вдоль тектонических швов; содержание урана варьирует в пределах 0,076-0,606%.

Урановая минерализация в жилообразной части залежи 56 распределяется вдоль основного шва и сопровождающих его трещин в виде вкрапленности и прожилковых скоплений. В раздробленных и брекчированных участках настуран насыщает обломки и обволакивает их, реже концентрируясь в цементе на друзовидном кварце. Промежутки между трещинами обычно содержат тонкую вкрапленность настурана. В ассоциации с ураном отмечается молибденовая минерализация (иордзит, ильземанит), пирит, реже — сфалерит, блеклые руды, галенит. Минералы жильной стадии представлены карбонатами, флюоритом, дикситом, в трахидацитах — друзовидным кварцем. Для последних характерно широкое развитие осветления, предшествовавшего рудному процессу.

Большое количество более мелких по масштабам промышленных жилообразных залежей развивается на литолого-структурных уровнях 3, 4 и 5. Абсолютное их большинство приурочено к рудоносным трещинным зонам в нижнем покрове трахидацитов, контролируясь разрывными нарушениями различных порядков. Крупные тектонические швы и трещины вмещают самостоятельные залежи протяженностью в первые сотни метров (до 300 м и более), прослеживаемые по падению на всю высоту рудоносных зон (до 140-150 м). Жилообразные залежи средних и мелких размеров обычно развиваются за пределами рудных штокверков на их выклинивании по простиранию, падению или восстанию. Для них характерны рядовые содержания урана и лишь отдельные тела или их участки включают богатые руды.

Штокверкоподобные рудные залежи

Залежи этого типа вмещают основную часть запасов Стрельцовского месторождения и установлены на всех его четырех основных участках примерно в равных количествах при их общем числе порядка 90 тел. Абсолютное их большинство приурочено к литолого-структурным уровням 3 и 4 соответственно в верхней и нижней частях нижнего покрова трахидацитов и частично — к базальтам среднего покрова на участке Западный (уровень 5, рис. 115). Главными рудоконтролирующими элементами этих залежей являются субмеридиональные Центральная, Западная, Восточная и Глубинная зоны разрывов, обусловившие заложение на указанных стратиграфических уровнях серии рудоносных трещинных зон. Урановое оруденение внутри последних локализуется по северо-западным трещинам, реже по основным швам сместителям меридиональной и северо-западной ориентировки в местах сопряжения их с северо-западными. Разрывы северо-восточного и близмеридионального простирания обычно играют рудоконтролирующую (экранирующую) роль, но в отдельных приоткрытых узлах и отрезках они также вмещают

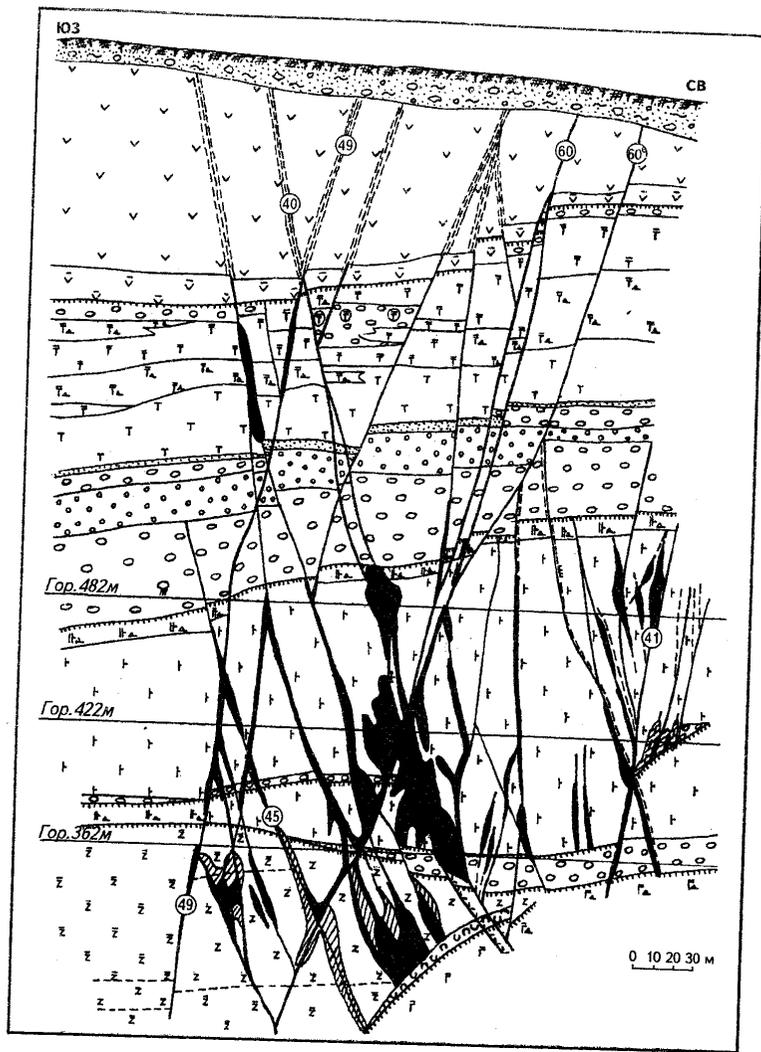


Рис. 115. Геологический разрез по линии 112 участка Западный Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

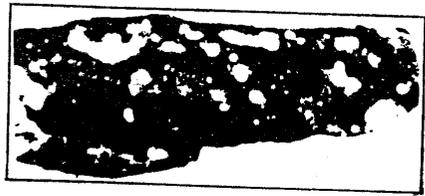


Рис. 116. Радиография образца гравелита с гнездово-вкрапленным настураном (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)

оруденения. Таким образом, в строении штокверкоподобных рудных залежей участвует плотная сеть тектонических швов, трещин и зон мелкой трещиноватости, имеющих различное простирание, падение, степень проявленности, морфологию и типы. Общим в их развитии является довольно резкое ограничение оруденения и основной массы разрывов по восстанию (уровень 3) или падению (уровень 4) пологими срывами в кровле и подошве покрова трахидацитов.



Рис. 117. Радиография образца трахидацита с вкрапленным настураном (экспоз. 48 ч; Стрельцовское месторождение)

Размеры штокверкоподобных залежей по простиранию и пирине колеблются в больших пределах: по простиранию от десятков метров до 300-650 м, ширина линейно вытянутых рудных штокверков обычно составляет от первых десятков до сотни метров (см. рис. 104, 105). Высота штокверкоподобных залежей определяется границами развития трещинных зон и, как

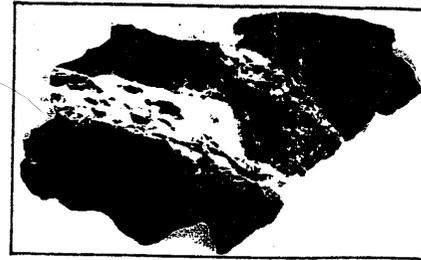


Рис. 118. Радиография образца трахидацита с прожилковидными выделениями настурана (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)



Рис. 119. Радиография образца базальта с прожилковидными и метасоматическими вдоль трещин выделениями настурана (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)



Рис. 120. Радиография образца брекчии трахидацита с настураном ранней и поздней генерации в обломках. Цемент-друзовидный кварц (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)

правило, не превышает 200 м. Одновременно по отдельным крупным разрывам вертикальный размах оруденения может увеличиваться, а высота мелких залежей ограничивается первыми десятками метров. Наиболее богатое оруденение, как правило, локализуется в первых десятках метров, осложненных оперяющей трещиноватостью. При наличии одного такого шва центральная часть рудного штокверка обычно представляет собой форму жилы с раздувами, от которой от-

ходят под углом в разные стороны рудные апофизы. В узлах сопряжения нескольких швов, а также на участках экранирования оруденения пологими срывами образуются нередко мощные (от первых десятков до 90 м) раздувы, в которых концентрируются основные запасы металла. В тектонических брекчиях развивается минерализация гнездового или прожилково-вкрапленного типа и содержание урана в них достигает целых процентов на мощность в первые метры. Оруденение в мелких рудных телах вкраплено-метасоматическое и характеризуется бедными и рядовыми концентрациями. В целом же штокверкоподобные залежи в трахидацитах отличаются рядовым качеством руд, но по отдельным залежам или подсчетным блокам средние содержания урана повышаются до 0,439%.

Урановая минерализация в штокверкоподобных залежах месторождения представлена настураном, который в раздробленных и брекчированных участках насыщает обломки пород и обволакивает их, реже выделяясь в цементе на друзовидном кварце. Неравномерно распределяемые прожилки связаны с выполнением открытых полостей и сопровождаются вкрапленностью настурана, имеющего наибольшее распространение в рудах (рис. 116-123). Тонкая и эмульсионная вкрапленность развивается в промежутках меж-

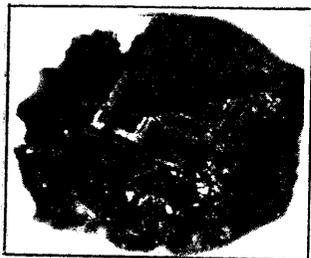


Рис. 121. Радиография образца флюорита с настураном по границам роста (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)

ду трещинами по основной массе пород и темноцветным минералам. Урановая минерализация сопровождается интенсивной гематитизацией, особенно в трахидацитах, а также пиритом, реже сфалеритом, блеклыми рудами, геленитом. Жильные минералы представлены карбонатами, флюоритом, друзовидным кварцем, гидрослюдами.

Молибденовая минерализация (ильземанит, иордит) в штокверкоподобных залежах отмечается крайне редко

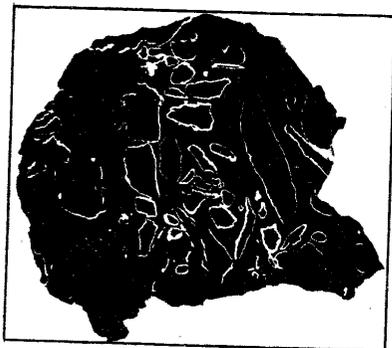


Рис. 122. Радиография образца брекчии базальта; на обломки кристаллиционно нарастает настуран поздней генерации; в цементе — друзовидный кварц, анкерит (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)

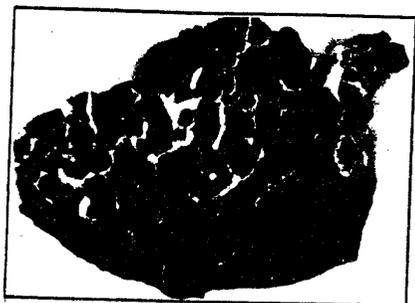


Рис. 123. Радиография образца брекчии трахидацита; на обломки породы кристаллиционно нарастает друзовидный кварц; в цементе — настуран поздней генерации (экспоз. 24 ч; Стрельцовское месторождение)

и, как правило, не образует промышленных скоплений. Тонковкрапленные, иногда гнездообразные скопления этих минералов обычно приурочены к трещинам или участкам брекчирования, где концентрации молибдена достигают 0,224% на мощность не более 1 м. Обычно средние содержания молибдена в залежах менее 0,01-0,03%. Лишь залежь 46 на Западном участке содержит промышленно значимый молибден в концентрациях от 0,052 до 0,352% в трахидацитах и 0,005-0,145% в базальтах.

Пластообразные рудные залежи

Наиболее крупная пластообразная залежь Стрельцовского месторождения локализована на рудоносном уровне 2 в основании покрова фельзитов на участке Голубь, прилегающем к южному флангу Западного участка (рис. 124). Здесь на сопряжении меридиональных швов Центральной зоны с нарушениями Западной зоны на глубинах 145-270 м от дневной поверхности в горизонтах конглобрекчий андезитов и туфолов кварцевых порфиров сформировалась рудоносная трещинная зона 2. Ее основным структурным и рудоуправляющим элементом является пологий срыв между указанными горизонтами пород, сопровождающийся многочисленными послойными зонками развальцевания и мелкой крутопадающей трещиноватостью. В зоне пологого срыва локализована пластообразная залежь 26, прослеживающаяся в меридиональном направлении на 1400 м при ширине 30-200 м; залежь полого погружается на юго-запад; по латерали она ограничивается крутопадающими швами или выклинивается вблизи них. Мощность рудного пласта в среднем составляет 1,5 м, содержание урана 0,196-0,242%, отдельные пересечения характеризуются богатым оруденением (до 2,156%). По крутопадающим швам и трещинам урановая минерализация проникает в выше- и нижележащие породы на первые десятки метров, но образующиеся при этом мелкие жилы не протяженны и, как правило, убоги по содержанию. Урановая минерализация представлена настураном мелкокрапленным, по трещинам — тонкопрожилковым, и сопровождается интенсивной гематитизацией пород,

прожилками кварца, пирита, хлорита и флюорита. Тонкая вкрапленность настурана обычно развивается по гематитизированным линзочкам вулканического стекла, полевым шпатам в ассоциации с гидрослюдами и в песчанистом цементе, часто обогащенном органикой. Гнездовые скопления настурана встречаются редко, обычно в зальбандах кварц-флюорит-карбонатных прожилков с пиритом.

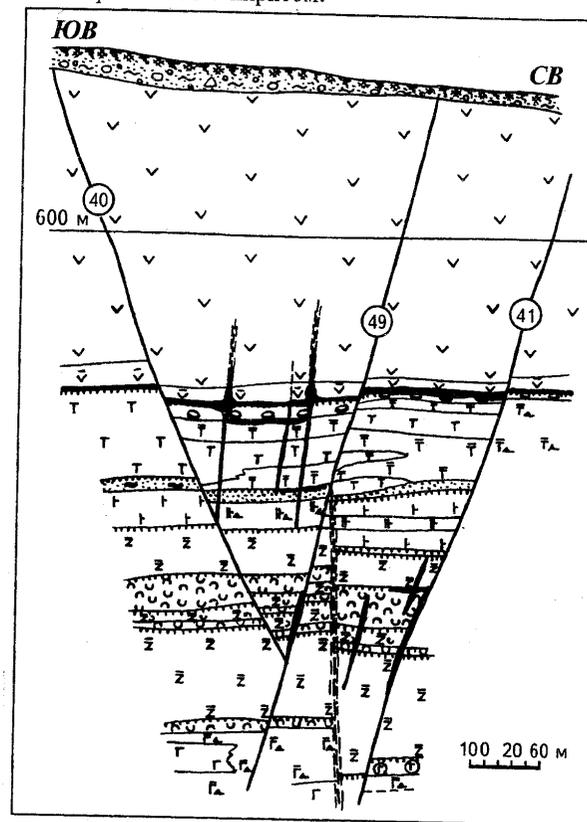


Рис. 124. Геологический разрез по разведочной линии 117+50 участка Голубь Стрельцовского месторождения (Составил П.Д.Клеменченко; условные обозначения см. на рис. 12)

Мелкие пластообразные рудные тела выделяются и на других участках месторождения, но они крайне редки и, как правило, не имеют самостоятельного значения, участвуя в строении штокверкоподобных залежей.

Вещественный состав руд и околорудные изменения

В начальные стадии гидротермального процесса преобладал калиевый метасоматоз, в предрудную стадию сменившийся калий-натровым и натровым с образованием в тектонически ослабленных зонах альбитизированных пород и альбититов с последующим формированием урановой (настуран, в меньшей степени браннерит, коффинит) и молибден-урановой минерализации. К концу рудного процесса отмечается некоторое увеличение содержания калия (адуляризация) и смена молибден-уранового оруденения молибденовым и флюоритовым в промышленных концентрациях.

В поствулканический этап в осадочно-вулканогенной толще наиболее интенсивно проявились региональные изменения, выразившиеся в гематитизации пород и образовании минеральных ассоциаций кремнещелочной и аргиллизитовой формаций.

Гематит в виде микроскопических включений насыщает основную массу пород, распределяется по микротрещинам вкрапленников и окрашивает трахидациты в вишневый и сиреневый цвета. В базальтах гематит псевдоморфно замещает вкрапленники темноцветных минералов. Часто гематитизация приурочена к приконтактовым частям покровов лав, к полого- и крутопадающим тектоническим нарушениям, к цементу мелкообломочных брекчий. Содержание Fe_2O_3 в гематитизированных породах на 1-2% выше фоновых и увеличивается в зонах пологих нарушений и микробрекчирования.

Минеральные ассоциации кремнещелочной формации также имеют региональное распространение. Содержание K_2O в трахидацитах составляет 3-4%, Na_2O — 2-3%. Обычно калий преобладает над натрием. Высокое содержание щелочей позволило отнести дациты к группе трахидацитов. На фоне региональных изменений, в зонах влияния тектонических нарушений, соотношение между калием и натрием изменяется в пользу того или другого.

На Стрельцовском месторождении наиболее полно проявлены все парагенезисы гидротермального процесса. Широко распространены минеральные ассоциации аргиллизитовой формации (рис. 125). Гидрослюда замещает мусковитизированные вкрапленники биотита, серпичитизированные плагиоклазы, развивается по основной массе породы, образует микропрожилки. В туфах трахидацитов и базальтов с гидрослюдой ассоциирует (в переменных количествах) монтмориллонит. Агрегаты слоистых минералов полностью замещают связующую, а иногда и обломочную массу породы. Оруденение Центрального, Западного и Восточного участков формируется в гидрослюдистых аргиллизитах, а при-

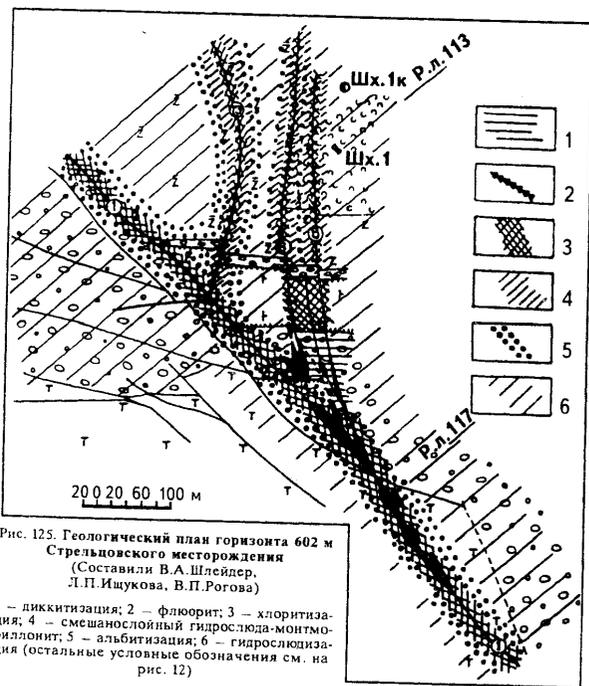


Рис. 125. Геологический план горизонта 602 м Стрельцовского месторождения (Составили В.А. Шлейдер, Л.П. Ищукова, В.П. Рогова)

1 — диктитизация; 2 — флюорит; 3 — хлоритизация; 4 — смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит; 5 — альбитизация; 6 — гидрослюдизация (остальные условные обозначения см. на рис. 12)

мыкающая с юго-востока к Западному участку пластообразная залежь (участок Голубь) расположена в монтмориллонитизированных (с небольшим количеством гидрослюды) туфогенно-осадочных породах. Гидрослюда содержит повышенные концентрации железа и относится к двум политипам 1M₁ и 2M₂. На фоне региональной аргиллизации по тектоническим швам развиваются парагенетические ассоциации локальных аргиллизитов, образующих ореолы мощностью первые метры, первые десятки метров. Во внутренних частях ореолов развита гидрослюда или смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит. По направлению от рудных тел в смешанослойном минерале количество пакетов монтмориллонита увеличивается до 25% в трахидацитах и фельзитах и до 40% в базальтах.

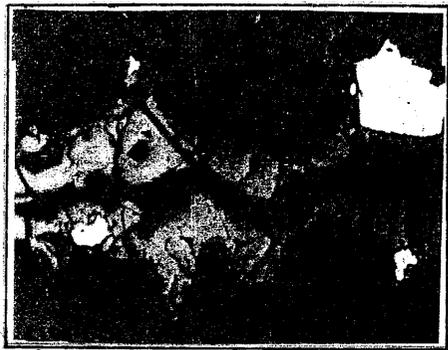
Рудные тела повсеместно сопровождаются ореолами пели-

кварца с тонкочешуйчатым молибденитом, а также арсенопирита, леллингита, пирита, содержащего золото и мышьяк, редкие прожилки кварца с марматитом и галенитом. Отдельные минералы и минеральные ассоциации этой стадии встречаются спорадически и образуют маломощные прожилки. Криптокварц, гидрослюда, иногда гематит слагают цемент мелкообломочных брекчий, замещают вулканическое стекло. По кварцу, а особенно по гидрослуде, метасоматически развивается мелкочешуйчатый молибденит, придавая им черный цвет. Образование этих минеральных ассоциаций является началом рудного, молибденового (без урана) процесса, представленного кварц-молибденитовым парагенезисом с небольшим количеством сульфидов. Пирит образует не только тонкие прожилки, но и мелкую редкую вкрапленность.

В зонах влияния Стрельцовского, Центрального разломов, а также тектонических швов 13 и 160 проявлена альбитизация. Ореолы ее имеют зональное строение. Во внешних частях ореолов установлены гидрослюда, хлорит, анкерит, в промежуточных — упорядоченный ортоклаз, альбит, во внутренних — альбит, иногда также анальцит. Наличие во внутренних альбитовых зонах анальцита свидетельствует о формировании альбититов в условиях более высокой щелочности. Степень моноклининой упорядоченности ортоклаза из ортоклаз-альбитовых метасоматитов или в ореолах гидрослюдизации с молибденурановым оруденением 0,6-0,7. Во внешних частях ореолов щелочного метасоматоза K_2O преобладает над Na_2O , в промежуточных они присутствуют в равных количествах — 4-5%, во внутренних содержание Na_2O возрастает до 7-9% как в трахидацитах и базальтах, так и в гранитах. Практически в результате щелочного метасоматоза происходит десилификация, так называемая "сиенитизация", которая приводит к нивелированию состава исходных пород. Освобожденный из трахидацитов кремнезем в виде ореолов окварцевания сопровождается на флангах зоны щелочных метасоматитов. Проявление щелочного метасоматоза сопровождается восстановлением железа и осветлением пород. Содержание Fe_2O_3 в гематитизированных трахидацитах, за пределами зон щелочного метасоматоза, составляет 2,4-2,5% и более, снижается в альбитизированных породах до 0,8-1%, при повышении FeO до 2-3% и более, что приводит к образованию в ореолах хлорита и пирита. Во внутренних частях зон альбитизации в трахидацитах по основной массе развивается апатит, скопления которого образуют ореолы мощностью первые десятки метров и протяженностью первые сотни метров. Метасоматический апатит в ореолах, в отличие от раннего апатита, образует короткостолбчатые, часто зональные кристаллы, пигментированные пелитом, которые иногда обрастаются агрегатом мелкозернистого апатита. Апатит корродируется анкеритом и хлоритом. Во внешних частях ореолов альбитизации развит анкерит. В трахидацитах он образует мелкие (десять доли миллиметров) идиоморфные ромбоэдрические кристаллы, пигментированные пелитом. Ореолы его имеют мощность десятки метров и протяженность сотни метров.

Наиболее протяженные и мощные ореолы образует хлорит. Он замещает вкрапленники анкеритизированного биотита, псевдоморфно замещает ромбоэдрические кристаллы мелкокристаллического анкерита, слагает тонкие ветвящиеся прожилки, замещает гидрослюдизированную основную массу пород. Хлоритизация развита так широко, что более ранняя анкеритизация сохранилась лишь в реликтах.

Формирование уранового оруденения происходило в две стадии: альбит-браннеритовую и в основную кварц-молибденит-коффинит-настурановую. Рудная минерализация ранней стадии фиксируется в альбитизированных, менее в гидрослюдизированных породах. Уранотитанаты образуют непрерывный ряд сложных агрегатных псевдоморфоз по лейкоксенизированному ильмениту, гидрослюдизированному биотиту, конечным продуктом которого является браннерит, особенно в альбитизированных породах. Для всех рудных залежей установлено увеличение количества браннерита на нижних горизонтах, в подрудных частях месторождения с образованием убогих руд в зонах с более интенсивным и обширным проявлением альбитизации вмещающих пород. На участках Глубинном, Центральном, Восточном количество урано-титанатов с глубиной уменьшается за счет замещения их коффинитом. Параметры элементарной ячейки коффинита: $a=6,35A$, $c=6,25A$. В небольшом количестве в рудах ранней стадии присутствует уранинит.



Оруденелые альбитизированные и аргиллизированные породы в зонах дробления брекчированы и цементируются кварцем с настураном (рис. 126), имеющим более высокую отражательную способность ($R = 15-16\%$). Кварц-молибденит-настурановая ассоциация наиболее распространена в рудах Центрального участка. В местах наложения минеральных парагенезисов с настураном нескольких генераций образуются богатые контрастные руды.

Рис. 126. Выделение настурана (светло-серое) и пирита (белое) после друзовидного кварца (серое); кристаллы кварца корродируются настураном (полированный шлиф, увел. $40\times$, Стрельцовское месторождение)

В брекчиях на обломки пород, содержащих прожилково-метасоматические выделения рудных минералов ранней стадии, крустификационно нарастает настуран с высокой отражательной способностью, друзовидный кварц в трахидацитах, анкерит в базальтах. При последующих внутростадийных тектонических подвижках друзовидный кварц или анкерит с настураном дробился и цементировался настураном последующей генерации, мелкочешуйчатым молибденитом, иногда марказитом или галенитом. Молибденит этой стадии, в отличие от молибденита предыдущей стадии, имеет более крупночешуйчатое строение и встречается значительно реже только в участках максимального дробления.

На молибденит-настурановые агрегаты в брекчиях нарастает мелкозернистый кварц, переходящий в гребенчатый. В кварце отмечается пентагон-додекаэдрический пирит, который замещается мелкосферолитовым настураном, ассоциирующим с хлоритом. Выделения хлорита и настурана имеют зональное строение, обусловленное чередованием колец хлорита и настурана с хлоритом, повторяющих контуры разъемных кристаллов пирита.

Мелкосферолитовый настуран с хлоритом слагает значительные по объему части богатых рудных тел.

В брекчиях, в кварцевых прожилках на настуран нарастает кальцит или крупнокристаллический фиолетовый флюорит, по граням роста в котором выделяется эмульсионный настуран, образовавшийся, возможно, в результате переотложения урана, из ранних минеральных комплексов (см. рис. 121). К этому же типу возможно относятся прожилки настурана, которые пересекают фиолетовый флюорит. На поверхности кристаллов фиолетового флюорита отлагается крупнокристаллический кальцит.

По условиям образования настуран 1, находящийся совместно с браннеритом (стадийная принадлежность не установлена), и настуран основной рудной стадии существенно отличаются друг от друга. Настуран ранней генерации слагает прожилки замещения, сопровождающиеся ореолами псевдоморфоз браннерита по лейкоксенизированному ильмениту, настурана и коффинита по вкрапленным мусковитизированного биотита. Настуран этой генерации имеет низкую отражательную способность ($R=11\%$). По данным И.В.Мельникова, настуран 1 генерации основной рудной стадии (в парагенезисе с кварцем) имеет кислородный коэффициент 2,1, а настуран поздней (2-й) генерации, выделяющийся вместе с шамозитом, характеризуется параметрами кристаллической решетки 5,41-5,44А и кислородным коэффициентом 2,1-2,16, имеет величину отражения 14,5-15,8 и микротвердость (замеренную на приборе ПИОР-2 с эталоном карборундом) 643,0-668,0 кг/мм². В агрегатах настурана 2 под микроскопом среди сферолитов различаются обособления, имеющие полигональные формы, напоминающие сечения пентагон-додекаэдрических и кубических кристаллов уранинита. По отражательной способности, кислородному коэффициенту, размерам элементарной ячейки, наличию полигональных сечений настуран этой генерации близок к ураниниту, т.е., возможно, образуется при более

высоких температурах по сравнению с предыдущими генерациями. В прожилках кварца в ассоциации со слоистыми минералами иногда образуется коффинит.

Месторождение Стрельцовское характеризуется присутствием в рудах повышенных содержаний бериллия, который концентрируется в бертрандите. Бертрандит пигментирован гематитом, образует тонкие малоомощные прожилки (2-3 мм), пересекающие выделения анкерита. Иногда скопления бертрандита встречаются в кальцит-шамозитовых прожилках (см. рис. 89).

Молибденит фиксируется во всех ураноносных зонах и только изредка слагает самостоятельные рудные тела, в которых отсутствует урановая минерализация. Мелкочешуйчатый молибденит образует дендритоподобные выделения в основной массе пород, замещает гидрослюдизированные вкрапленники биотита, ильменит, слагает прожилки замещения. Необходимо отметить также и наблюдаемую иногда пространственную разобщенность мономинеральных, параллельно расположенных прожилков замещения настурана и молибденита, находящихся на расстоянии всего 1-2 см друг от друга. По структуре кристаллической решетки молибденит относится либо к гексагональной модификации 2Н, либо представляет тонкую смесь этой модификации с тригональной модификацией 3R.

В рудных телах встречаются и углеродистые образования, содержащие разное количество урана. Тонкие редкие прожилки антракосолита, по нашим данным [32ф, 33ф], пересекают метасоматические выделения настурана ранней стадии и пересекаются пострудными прожилками кварца, кальцита. Значительное количество метасоматического углеродистого вещества установлено В.И.Покровской в эффузивной толще вблизи контакта с осадочными породами. Углеродистое вещество развивается по вкрапленникам, образует гнезда, иногда тонкие прожилки в основной массе пород.

По данным И.В.Мельникова, метасоматические углеродистые вещества имеют облегченный состав углерода ($C^{13} = 10-29\%$), что подтверждает переотложенный характер углеродистых веществ и их перераспределение из осадочных пород в эффузивные. Таким образом, наряду с перераспределением углерода во вмещающих породах установлен и привнос его в гидротермальные стадии минералообразования. В гематитизированных породах иногда по зонам микробрекчирования образуются и тонкие метасоматические выделения апатита, пигментированные гематитом и содержащие равномерно рассеянные дисперсные выделения настурана. Завершается урановорудный процесс флюорит-молибденитовой стадией (без урана). Жила темно-фиолетового (почти черного) "пахучего" флюорита пересекает парагенезисы двух рудных стадий на участке Центральном (горизонт 603 м). Мощнасть жилы 0,2-0,4 м, протяженность — около 200 м. В зальбандах жилы развиваются агрегаты землистого, легко окисляющегося иордизита и мелкочешуйчатого молибденита в ассоциации с пиритом. В зальбандах жилы, в альбитизированных базальтах, отмечается вынос натрия и привнос калия с образованием низкого ортоклаза (адуляра). При этом увеличивается содержание молибдена и рубидия, уран отсутствует.

Пострудная стадия представлена прожилками друзовидного кварца, в зальбандах которого выделяются идиоморфные кристаллы адуляра, а в центре — кристаллы барита, флюорита, реже апатита. Дробление, сопровождающееся приоткрыванием трещин, способствовало образованию брекчий с кокардовой текстурой, роль цемента в которой играет не друзовидный кварц, как в предыдущей урановорудной стадии, а разноокрашенный флюорит. На обломки альбитизированных, аргиллизированных, хлоритизированных, иногда оруденелых пород в брекчии последовательно крустификационно нарастают гребенчатый светло- и темно-фиолетовый флюорит, покрытый коркой пирита, на который нарастает крупнокристаллический зеленый, гребенчатый фиолетовый флюорит с каплевидными выделениями пирита по граням роста. После тектонического перерыва в пустотах разноокрашенного флюорита образуется мелкозернистый флюорит, пигментированный гематитом, постепенно переходящий в белый фарфоровидный нескольких генераций, иногда с вкрапленностью пентагон-додекаэдрических кристаллов пирита. Белый фарфоровидный флюорит содержит обломки бесцветного гребенчатого флюорита и пересекается прожилками, а в участках дробления цементируется медово-желтым флюори-

том. В зонах дробления, в пустотах белого фарфоровидного флюорита образуется диккит в ассоциации с мелкими (до 1 мм) кристаллами пентагон-додекаэдрического пирита.

Все разновидности флюорита пересекаются прожилками кальцита мощностью 1-2 см. Наиболее полно разноокрашенный флюорит проявлен в тектоническом шве 13 на горизонте 482 м, а также во флюоритовой жиле в Стрельцовой зоне разломов на уровне современного эрозионного среза (ранее выявленное Стрельцовское месторождение флюорита). Канавами вскрыта жила крупнокристаллического фиолетового, зеленого, бесцветного, нередко зонального флюорита. Участками жила раздроблена, брекчирована, обломки ее сцементированы друзовидным кварцем и разноокрашенным флюоритом последующей стадии. В зальбандах флюоритовой жилы развивается сеть тонких прожилков друзовидного кварца, образующих ореол мощностью до 50 м. Вмещающие жилу фельзиты аргиллизированы, мощность ореолов локальной аргиллизации 5 м, базальты в зальбандах жилы карбонатизированы, пиритизированы.

При наложении пострудной минерализации на богатые урановорудные тела под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных кальцием и барием, происходит преобразование настурана, его гидратация и псевдоморфное замещение барий- и кальцийсодержащими урановыми минералами, впервые открытыми В.П.Роговой, Л.Н.Беловой, Г.П.Кизияровым на Стрельцовском месторождении.

В кварц-кальцит-флюоритовых жилах А.А.Никитиным, И.В.Черныхом обнаружен редкий минерал вавеллит ($\text{CaC}_2\text{O}_4\text{H}_2\text{O}$) — одноводный оксалат кальция, который ранее встречался только в осадочных породах, где его образование связывали с воздействием грунтовых вод на органический материал в осадках. Впервые на Стрельцовском месторождении он обнаружен в гидротермальных жилах кварца в ассоциации с крупнокристаллическим флюоритом, ромбоэдрическим и пластинчатым (папиришпат) кальцитом. Кристаллы вавеллита размером до 1 см образуют включения в ромбоэдрическом кальците. По данным Г.Б.Наумова, вавеллит отлагается при температуре около 150°C и парциальном давлении углекислоты 60-86 МПа.

Необходимо отметить также, что урановые руды Стрельцовского месторождения содержат повышенные концентрации золота. Содержание золота в борздовых и керновых пробах, отобранных с разных участков месторождения, не превышает 0,4 г/т. Золото ассоциирует с пиритами дорудной и кварц-молибден-настурановой стадий. Нейтронно-активным методом аномальные содержания золота обнаружены также в пиритах из других парагенетических ассоциаций. Эти данные свидетельствуют об участии золота в рудообразующем процессе. Пирит дорудной стадии образует корочки, тонкоагрегатные скопления по трещинкам в криптокварце и вмещающих породах, иногда образует глобулы, кубической формы кристаллы, редко пентагондодекаэдры размером до 0,1 мм. Содержание золота в монофракции пирита от 33,75 до 51,25 г/т. Скопления пирита чаще отмечаются вне контура рудных тел, реже в рудных телах, где он корродируется, иногда замещается настураном и молибденитом.

Пирит из кварц-молибденит-настурановой стадии распространен более широко по сравнению с пиритом дорудной стадии. Он образует пентагондодекаэдрические, реже кубические кристаллы размером от 0,5 до 5 мм в ассоциации с друзовидным кварцем. Кроме пирита в урановорудных телах в небольшом количестве присутствуют клейофан, галенит, халькопирит, блеклая руда. Содержание золота в мономинеральной фракции этого пирита от 10,65 до 18,75 г/т. Кроме того, повышенные концентрации золота иногда отмечались, по данным К.В.Скворцовой, в мономинеральных фракциях настурана (до 2 г/т), а также во фракциях, содержащих настуран и мелкочешуйчатый молибденит (до 0,68 г/т). В мономинеральных фракциях пирита из пострудной пирит-шамозитовой ассоциации содержание золота не более 3,7 г/т.

Изучение закономерностей минералообразования на Стрельцовском месторождении имеет важное значение; пространственные соотношения минеральных и элементных ореолов, выявленная зональность в размещении парагенезисов могут быть использованы при поисках слабопроявленного уранового оруденения в других районах, локализуящиеся в сходных условиях.

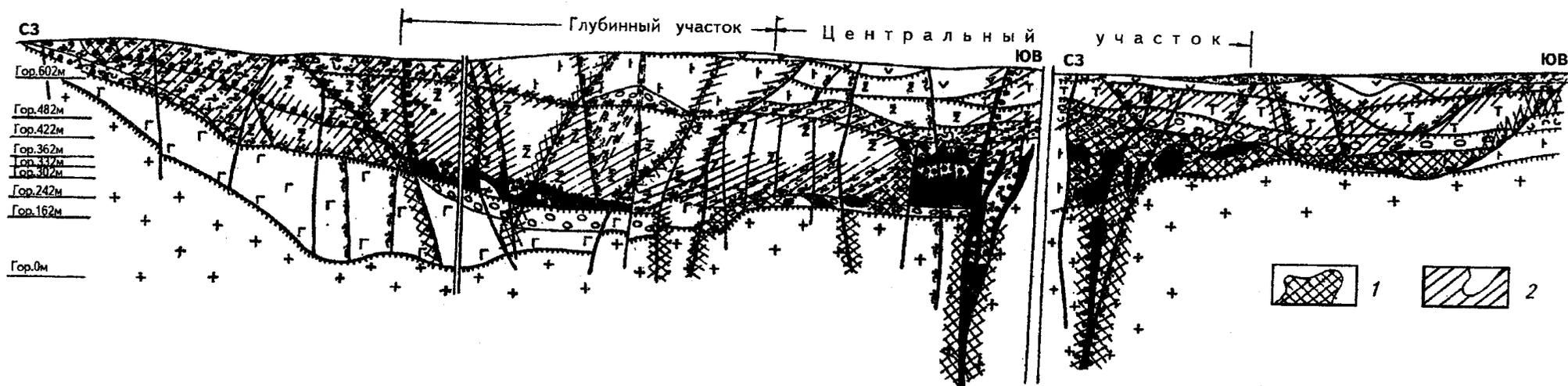


Рис. 127. Продольный геологический разрез Стрельцовского месторождения

1 — ореолы радиоактивности; 2 — ореолы молибдена
(остальные условные обозначения см. на рис. 12)

Ореолы аргиллизации, альбитизации, хлоритизации, сопровождающие полого- и крутонадающие нарушения, фиксируются на значительных расстояниях от месторождений, часто выходят на поверхность, смещаясь на фланги рудоконтролирующих нарушений на расстояние 1,5-2 км и в краевые части Стрельцовской кальдеры (рис. 127). Эту закономерность следует учитывать при проведении поисков скрытого уранового оруденения.

В фельзитах, в коренных породах под наносами, наиболее протяженные (1000 м, при ширине от 10 до 100 м) ореолы образуют минеральные ассоциации гидрослюдистой фации аргиллизитов, которые контролируются тектоническими нарушениями. В составе аргиллизитов кроме гидрослюда и кварца присутствуют смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит.

В трахидацитах и базальтах, кроме минеральных ассоциаций аргиллизитов, тектонические нарушения сопровождаются альбитизацией вмещающих пород. Во внешних зонах ореолов альбитизации, развитых в трахидацитах, присутствуют анкерит, гидрослюда, кварц; в базальтах анкерит присутствует также в промежуточной и внутренней зонах.

Ореолы пирит-криптокварцевой ассоциации развиваются в пределах ореолов аргиллизации, часто по периферии рудных тел, контролируются тектоническими нарушениями, имеют длину 100 м и более при мощности до 25 м, в верхних частях разреза присутствуют редко. Ореолы прожилкового друзовидного кварца рудной стадии широко проявлены на уровне развития рудных тел, в нижнем покрове трахидацитов, ширина ореола 280 м и более. Над рудными телами ореолы друзовидного кварца в виде линейных зон шириной от 10 до 100 м прослеживаются до поверхности коренных пород по отдельным тектоническим швам или серии сближенных нарушений. В верхних частях разреза друзовидный кварц встречается как в ореолах аргиллизации, так и в ореолах альбитизации. Прожилки флюорита рудной стадии широко развиты в нижнем покрове трахидацитов, ореолы в виде узких полос шириной до 50 м прослеживаются в конгломератах и базальтах. В фельзитах мощность ореолов флюорита резко увеличивается до 1000 м. Ореолы пирита рудной стадии образуют широкий ореол вокруг рудных залежей. К поверхности коренных пород ореолы пиритизации прослеживаются в виде узких полос.

Ореолы урана и элементов-индикаторов

На Стрельцовском месторождении, по данным Г.И.Кожевникова (ГРЭ-324), наиболее протяженными и широкими на уровне развития рудных тел являются ореолы радиоактивности. Ореолы элементов-индикаторов Mo, As, Pb, Be вписываются в контуры ореолов радиоактивности. Обычно ореолы радиоактивности превышают размеры урановорудных тел в 4-5 раз, в то время как ореолы Mo, As, иногда Be — в 3 раза, ореолы Pb часто пространственно совпадают с рудными телами. На участках Центральном, Западном, Глубинном ореолы радиоактивности достигают поверхности коренных пород. Длина ореола на Центральном участке составляет 2500 м, ширина — 200 м, на Западном участке размер ореола 300x100 м, на Глубинном — 1200x300 м (см. рис. 127). На современной поверхности в рыхлых отложениях, мощность которых от 3 до 25 м, над месторождениями ореолы урана практически не проявлены, но широко развиты на флангах над рудоконтролирующими, рудовмещающими структурными элементами. Такое пространственное расположение ореолов урана затрудняет поиски слепых рудных тел поверхностными радиометрическими методами. Максимальные содержания As, Be, Pb отмечаются в контурах рудных тел, контрастные ореолы Mo иногда пространственно разобщены с урановорудными телами. Протяженность ореолов U, Mo, As в разрезах от выклинивания рудных тел по восстанию и падению составляет 180-200 м. Ореолы Pb и Be часто развиты на расстоянии 125-150 м по восстанию над выклиниванием рудных тел.

Ореолы As и Pb вписываются в контуры ореолов Mo. Ореолы Be интенсивностью от 0,0001 до 0,003% по размерам близки ореолам As и Pb.

Месторождение Антей, уникальное по запасу и качеству урановых руд, находится в восточной части Стрельцовской кальдеры, локализуясь в гранитах фундамента и базальных конгломератах непосредственно под Стрельцовским месторождением на глубине 350-1400 метров от дневной поверхности (рис. 128-134).

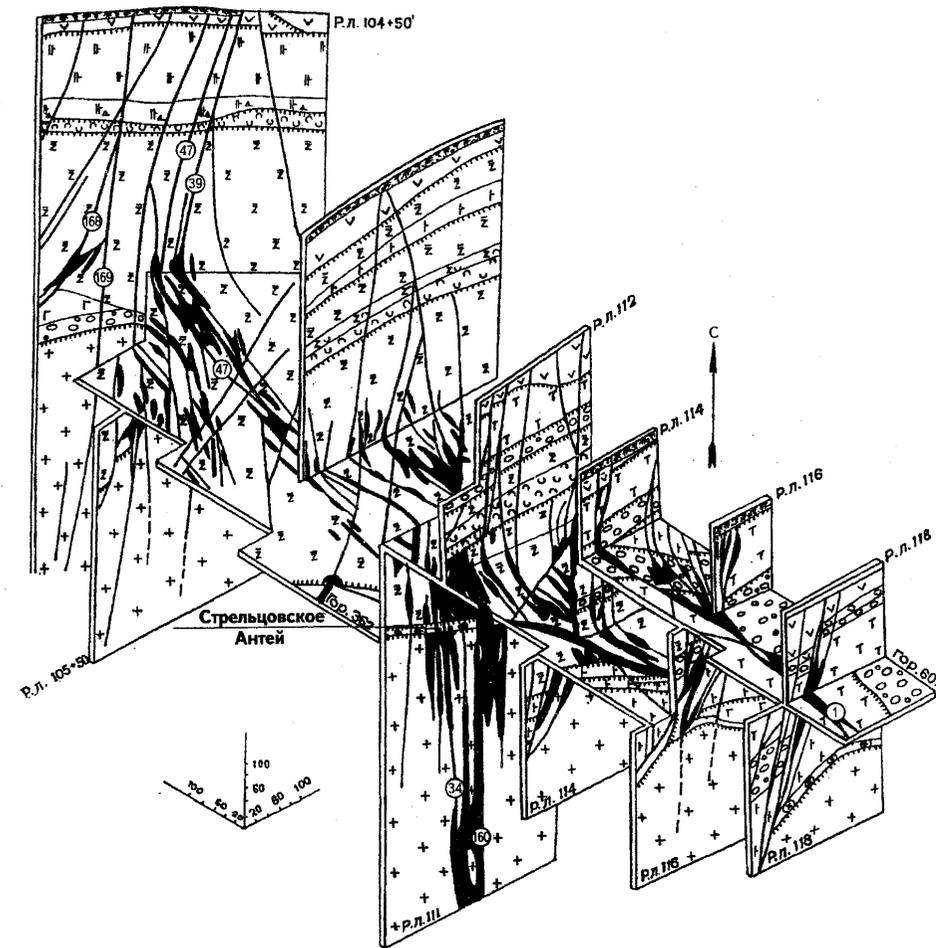


Рис. 128. Блок-схема разрезов месторождений Стрельцовского и Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

Месторождение приурочено к узлу пересечения Аргунской зоны разломов с Центральной зоной и разломами широтного простирания, которыми контролируется положение Стрельцовского месторождения в породах осадочно-вулканогенной толщи. По структурным, литологическим и морфологическим особенностям оба месторождения существенно различаются, в связи с чем выделены в самостоятельные объекты.

Впервые урановое оруденение в гранитах фундамента было выявлено в 1964 г. в процессе разведки Стрельцовского уранового месторождения (скв. 182, позднее скв. 206, 400, 1220). Предварительная разведка месторождения проведена скважинами, пробуренными с поверхности и с горизонта 362 м шахты 8 в разведочных линиях по сети 100-

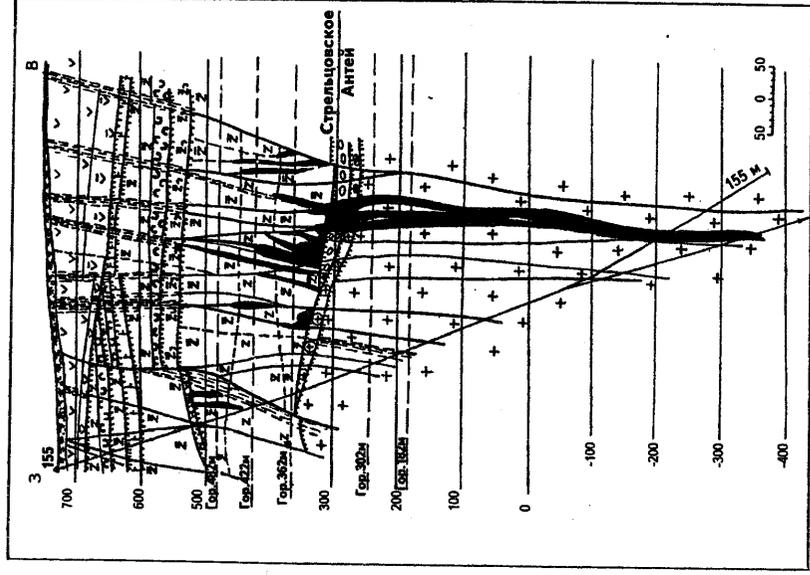


Рис. 129. Геологический план по разведочной линии 54 месторождений Антей и Стрельцовское (условные обозначения см. на рис. 12)

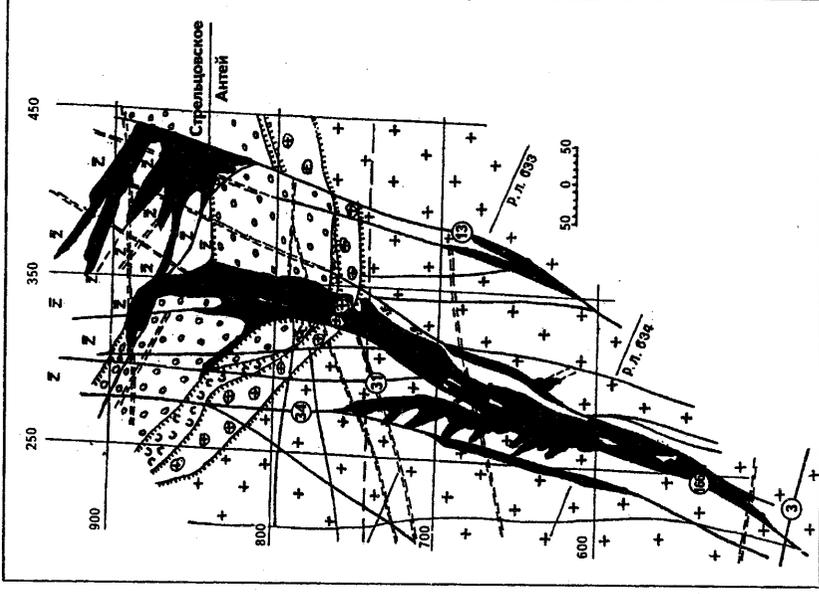


Рис. 130. Геологический план горизонта 302 м месторождений Стрельцовское и Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

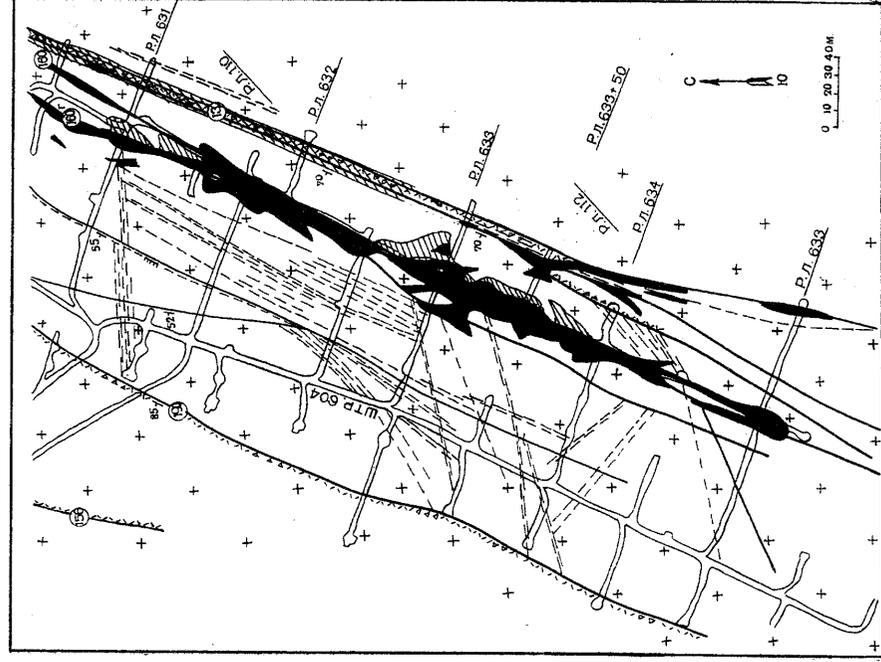


Рис. 131. Геологический план горизонта X-114 м месторождения Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

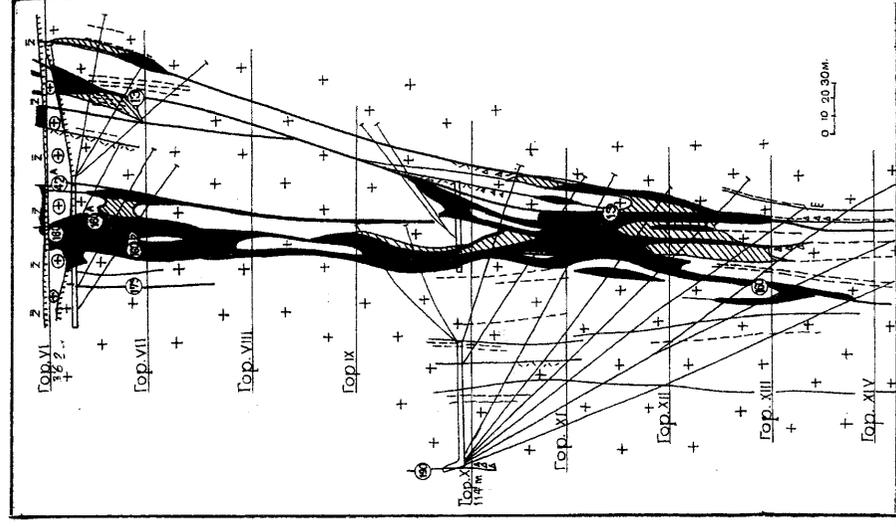


Рис. 132. Геологический разрез по разведочной линии 633+50 месторождения Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

200x50-100 м, нижние уровни разведаны скважинами с поверхности глубиной от 1000 до 2000 м по сети 200x200 м. Верхняя часть месторождения Антей была вскрыта в 1969 г. подземными горными выработками при разведке Центрального участка Стрельцовского месторождения на горизонте 362 м из шахты 3р и позднее разведана с этого горизонта. Дальнейшая детальная разведка месторождения проводилась с горизонта 332 м из шахты 8 и из слепого ствола шахты 12с на горизонте 114 м; глубина слепого ствола шахты, пройденного с горизонта 332 м шахты 8, составила 330 м. Завершилась детальная разведка в 1980 г. Сеть разведочных выработок составила 50x30 м (см. рис. 92).

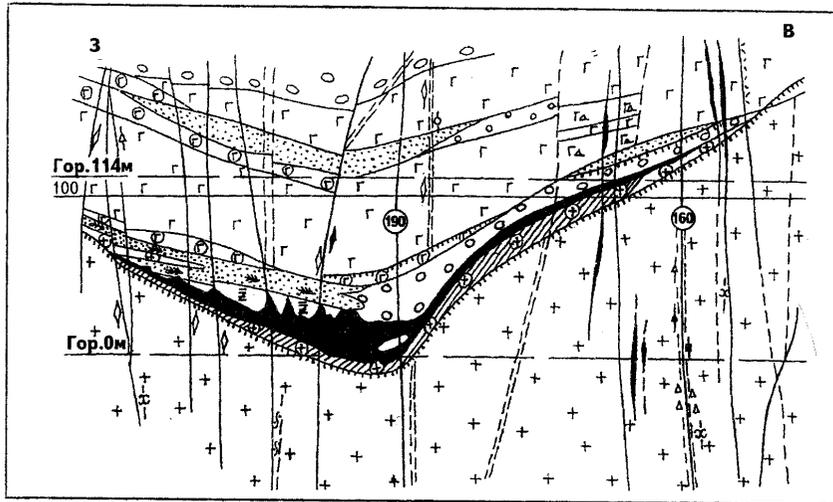


Рис. 133. Геологический разрез по разведочной линии 103 (фрагмент) рудоносной трещинной зоны 5а месторождения Антей (условные обозначения см. на рис. 12)

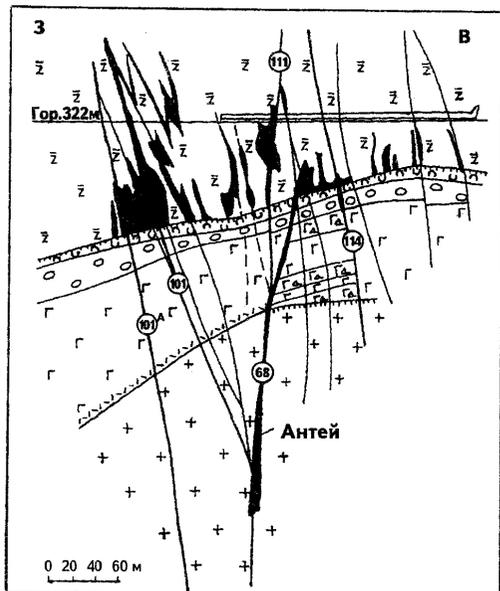


Рис. 134. Геологический разрез по разведочной линии 101+50 Стрельцовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

Первооткрывателями месторождения Антей в целом и отдельных его рудных тел являются Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер, Р.Г.Карманов, которые провели его разведку под руководством начальника экспедиции 324 В.Г.Попова; в разведочных работах участвовали главные геофизики — А.П.Шакин, В.К.Овсов, геологи и геофизики — Г.И.Щелчков, Л.А.Яговкин, Л.В.Малевиц [31ф — 35ф, 96ф].

В геологическом строении месторождения Антей принимают участие позднепалеозойские граниты и залегающий на них горизонт базальных конгломератов, которым начинается разрез вышележащих позднемезозойских осадочно-вулканогенных пород, вмещающих Стрельцовское месторождение.

Среди гранитоидов выделяются две фациальные разновидности: крупнозернистые порфириовидные и равномерно-, среднезернистые, реже порфириовидные биотитовые и лейкократовые граниты. В них содержатся редкие, небольшие по размерам ксенолиты раннепротерозойских метаморфических кристаллических сланцев и метасоматических гнейсовидных крупнозернистых порфиробластовых биотит-амфиболовых гранитов каледонского цикла гранитообразования.

В центральной и восточной частях месторождения развиты главным образом равномернозернистые граниты лейкократового облика, реже — крупнозернистые порфиробластовые граниты. В виде полос, контролирующихся крупными тектоническими зонами, проявились равномернозернистые интенсивно микроклинизированные граниты, слагающие удлиненные тела неправильной формы. На юго-западном фланге месторождения широкое распространение получили крупнозернистые порфириовидные граниты, а в северо-западной его части среди однородного поля крупнозернистых биотитовых гранитов выделяется тело лейкократовых равномернозернистых разновидностей, имеющее в поперечнике размер 150x200 м. Контакты между указанными разновидностями гранитов постепенные, диффузионно-метасоматические, иногда резкие. Они пересекаются дайкообразными крутозалегающими, реже пологозалегающими телами пегматоидных и мелкозернистых аплитовидных гранитов с четкими границами, редко отмечаются дайки диабазов и базальтов. Размеры даек по простиранию обычно не превышают первых десятков метров, а по мощности достигают первых метров. Гранитоиды фундамента имеют палингенно-метасоматическое и интрузивно-анатектическое происхождение, сформировались в результате многоэтапного воздействия трансмагматических кремнещелочных флюидов и по данным бурения глубоких скважин в подрудном горизонте на глубине более 1500-2000 м они постепенно сменяются метасоматическими гранодиоритами и диоритоподобными породами, в составе которых увеличивается количество меланократового слабогранитизированного субстрата и ксенолитов неассимилированных биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Поверхность фундамента осложнена эрозионно-тектоническими валлообразными выступами и погружениями. Наиболее выраженный валлообразный выступ широтной ориентировки, ответвляющийся от основного северо-западного выступа, имеет относительно прямолинейный крутой (до 60°) южный склон. Севернее от северо-западного выступа ответвляются два северо-восточных выступа, по западным бортам которых проходят разрывные нарушения 13, 160 и 103, 104. Палеодолины между выступами выполнены осадочными образованиями различной мощности и в северной части месторождения ограничиваются широкой палеодолиной широтной ориентировки. В целом на месторождении фундамент погружается на север под углом 15-20° в связи с более значительным проседанием блоков в направлении к кальдерным разломам.

Залегающий на гранитах фундамента горизонт базальных конгломератов имеет мощность от первых метров до 70 м, выполняя погруженные участки палеорельефа. В основании горизонта развит структурный элювий, состоящий до 20-25% из крупных остроугольных гранитных глыб и песчано-глинисто-гидрослюдистого цемента. Мощность элювия составляет первые метры, его контакт с гранитами носит постепенный характер.

Базальные конгломераты аллювиально-делювиального происхождения характеризуются постепенным увеличением к кровле степени окатанности обломков и уменьшением их размеров. При этом возрастает объем цементирующей массы, появляются линзы и прослои гравелитов, песчаников, алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 3-5 м, зачастую насыщенных углистым материалом. По контактам фациальных разновидностей пород повсеместно проявлены мелкие послонные срывы, нередко с тектонической глинкой трения.

Верхняя граница базальных конгломератов относительно выровненная, углы слоистости составляют 10-15°, редко достигающая 30-35°. Тектоническая нарушенность базальных осадков в силу пластичности их свойств довольно низкая, особенно слабое развитие получила секущая трещиноватость.

Тектоника

Геолого-структурные особенности месторождения Антей определяются наличием на его площади сложной системы крутопадающих разрывов различной ориентировки и в сочетании с многочисленными пологими срывами. Основную роль в локализации уранового оруденения играют тектонические нарушения северо-восточного (30°) простирания, наиболее развитые в восточной части месторождения и представленные крупными разрывами 13, 160 и 190. Их совокупность наряду с серией более мелких швов и трещин образует рудоносную трещинную зону ба.

Основным рудоконтролирующим структурным элементом этой зоны является тектонический шов 13 северо-восточного (25-30°) простирания, имеющий протяженность 2,5 км и прослеживаемый на глубину более 1800 м от дневной поверхности. Разлом является сквозным и в процессе рудообразования служил дренирующим каналом. На поверхности он выражен мощной зоной брекчированных фельзитов, интенсивно аргиллизированных и окварцованных, и вмещает жилу (мощностью до 5 м) серого микрозернистого кварца. Пересекая фундамент и осадочно-эффузивную толщу, шов имеет довольно однородное строение — во всех породах выражен зоной раздробленных и брекчированных пород мощностью от 3 до 20-40 м. Брекчии с кварцевым цементом чаще приурочены к участкам изменения направления шва, где обычно увеличивается количество непротяженных оперяющих трещин. На верхних уровнях месторождения (в гранитах) шов 13 имеет падение на северо-запад под углом 70-80°, с глубиной падение изменяется на близвертикальное. На юго-западном фланге он частично экранируется субширотным разрывом 15, а на нижних горизонтах (отметки 200-300 м) расщепляется на ряд кулисообразно расположенных зон трещиноватости. Сбрососдвиговые перемещения по шву 13 не превышают 10-30 м.

Со стороны висячего бока разлома 13 развита серия субпараллельных ему разрывных нарушений 160, 161, 173, 174 и 190, проявленных в гранитах фундамента и являющихся основными рудовмещающими элементами. В вышележащей осадочно-вулканогенной толще на продолжении этих швов развивается зона сближенных трещин, которые не содержат рудной минерализации и нередко экранируют рудоносные трещины северо-западного простирания. Крутопадающие разрывы, оперяющие шов 13, образуют единую ослабленную зону мощностью 20-60 м; основным рудовмещающим элементом в этой зоне является шов 160. Он изучен на протяжении 1500 м по простиранию и на 1000-1200 м по падению от кровли фундамента. Шов 160 состоит из нескольких сочленяющихся кулис. Кулисообразные швы 160а, 160б, 160в выделяются в верхней части месторождения, их высота и протяженность не превышают 150-200 м. Наиболее крупная кулиса (160 г) прослеживается на 600 м по простиранию и на 500 м по падению. Все они, наряду с основным швом, залегают близвертикально, выполнены тектоническими брекчиями мощностью до 2,0-2,5 м с неоднократным дроблением и разностадийной жильной минерализацией. Видимых перемещений по швам 160 не установлено, зона дробления вдоль них обычно развивается только на участках схождения кулис и при изменении элементов их залегания. В центральной части месторождения при сближении швов 13 и 160 вблизи горизонта 114 м формируется единая зона нарушенных пород мощностью до 40-50 м. В базальных конгломератах шов 160 выражен системой затухающих по восстанию трещин, падающих на северо-запад под углом 60-70°.

Другая крупная зона разрывов северо-восточного простирания (6г) прослежена северо-западной от зоны ба в гранитах под Глубинным участком Стрельцовского месторождения. Она представлена разломами 103 и 104 и отстоит от зоны ба на 1000-1200 м; по простиранию она прослежена на 1,0-1,8 км. Швы в гранитах выражены четкими притертыми сместителями и слабо проявленным дроблением и брекчированием пород вдоль

них. Падение их крутое на юго-восток или близвертикальное; урановое оруденение в швах убогое.

В центральной части месторождения (район ствола шахты 12с) проходит система швов северо-восточного 40-50° простирания, составляющих осевую часть Аргунской зоны. Наиболее крупные швы (65, 169, 172) протягиваются на 1,0-1,5 км и в гранитах представлены зонами интенсивного дробления, брекчирования, развальцевания и милонитизации. Цемент брекчий кварцевый с пиритом и карбонатами, мощность зон гидрослюдазированных пород вдоль швов достигает 4-5 м.

В 800-1000 м западнее трещинной зоны ба в сводовой части поднятия фундамента развивается система мелких разноориентированных трещин, составляющих зону бб. В ее пределах выделяется крупный северо-западный (330°) разрыв 54 с падением на юго-запад под углом 65°, выраженный в гранитах трещиной с зоной дробления и каолинизации в висячем боку. Амплитуда смещений по шву составляет первые метры. По другим трещинам зоны отмечается бедная кальцит-анкерит-хлоритовая минерализация.

Субмеридиональные разрывы на месторождении Антей проявлены слабо и являются продолжением по падению в граниты Глубинной, Центральной и Восточной зон разрывов, контролирующих рудоносные зоны Стрельцовского месторождения. Эти зоны в породах фундамента представлены разрывами, которые выражены зонами брекчирования, дробления и трещиноватости мощностью до первых метров, содержат относительно бедную минерализацию (кварц, пирит карбонаты, реже молибденит). По шву 165, выполненному брекчией сложного состава, отмечается полиметаллическое оруденение. Урановое оруденение по меридиональным нарушениям отмечается лишь в трещинной зоне ба вдоль швов на верхних уровнях фундамента. Мелкая трещиноватость субмеридиональной ориентировки играет важную роль в рудораспределении по основным швам 13 и 160. В приоткрытых полостях этих диагональных трещин отложились минеральные ассоциации рудной и пострудной стадий. Урановая минерализация также образует ореол вокруг основных швов мощностью 10-15 м.

Тектонические нарушения субширотной ориентировки в гранитах фундамента распространены сравнительно редко, но оказывают определенное влияние на рудолокализацию, ограничивая рудоносную зону ба в южном направлении.

Северо-западные разрывы, являющиеся продолжением в фундаменте Стрельцовского разлома, выражены брекчированием, дроблением и развальцеванием пород на мощность до 2-3 м.

Кроме крутопадающих нарушений на месторождении проявились пологие рудоконтролирующие срывы. Наиболее мощные из них сформировались между базальными конгломератами и покровом трахидацитов на южном участке трещинной зоны ба, а также внутри базального горизонта в пределах трещинной зоны ба. Послойные срывы выражены зонами развальцевания мощностью 0,5-2,0 м с глиной трения и зеркалами скольжения.

В гранитах непосредственно под осадочно-вулканогенными образованиями развита сеть перпендикулярных контакту трещин, экранируемых по восстанию пологим срывом. Зоны трещиноватости отмечаются также в узлах пересечения разноориентированных разломов. Наиболее крупная трещинная зона развивается вдоль шва бб, имеет мощность (ширину) до 50 м и сложена большим количеством коротких трещин северо-западного и меридионального простирания. Самая высокая их плотность отмечается вблизи контакта гранитов и крупноглыбовых конгломератов, которыми ограничивается по восстанию трещиноватость и оруденение.

Условия локализации и морфологии рудных залежей

Месторождение Антей является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля. Оно отделяется от вышерасположенного Стрельцовского месторождения безрудным покровом нижних базальтов; на юго-восточном фланге, где на базальные осадки ложится продуктивный покров трахидацитов, граница между месторождениями условно проводится по контакту этих пород.

По общей схеме стратификации оруденение в гранитах относится к 6-му рудоносному уровню, а в базальных конгломератах — к 5-му уровню. Основной особенностью месторождения Ангей, в отличие от вышерасположенного Стрельцовского, является преобладающая приуроченность оруденения к разрывным нарушениям северо-восточного простирания, а также значительная протяженность рудоносных зон в плане и по вертикали.

По физико-механическим свойствам гранитоиды обладают высокими прочностью и упругостью и незначительной пористостью. В силу изотропности этих свойств при разрядке тектонических напряжений образуются протяженные разрывы и локальные оперяющие зоны трещиноватости. При локализации оруденения в этих условиях формируются крупные линейно вытянутые жилообразные залежи сложной формы и мелкие жилообразные залежи простой морфологии.

Крупные жилообразные залежи по простиранию и падению прослеживаются от сотней метров до 1 км; строение их осложнено пережимами оруденения или раздувами мощностей до первых десятков метров. На участках выклинивания крупных залежей обычно развиваются более мелкие жилообразные тела, как правило, сложенные в центральной части прожилково-вкрапленными рудами вдоль осевой трещины, с переходом в зальбандах в бедное вкрапленное оруденение.

В базальном горизонте осадочных пород, склонных к пластическим деформациям и образованию пологих трещин и зон развальцевания, формирующиеся рудные залежи имеют пластообразную форму. Развиваясь в зонах повышенной проницаемости, эти залежи обычно контролируются крутопадающими разрывами, которые переходят в выше лежащие трахидациты.

Рудные залежи не имеют четко выраженных геологических границ, которые определяются по данным гамма-опробования выработок и каротажа скважин и шпуров. Сечения в залежах представляют собой усредненные параметры ряда интервалов, объединяемых в соответствии с кондиционными показателями.

Основные рудные залежи месторождения сосредоточены на юго-западном фланге месторождения в пределах северо-восточной рудоносной трещинной зоны ба, менее — в зоне 5а. В 1000-1200 м севернее этих зон в гранитах и конгломератах локализуются более мелкие по масштабам рудоносные трещинные зоны 5г и 6г, контролируемые субмеридиональными разрывами.

Рудоносная трещинная зона ба, включающая 94% запасов месторождения, приурочена к северо-восточным разрывам 160, 160г и 13. Она прослеживается в этом направлении более чем на 1000 м при ширине от первых десятков до 80-100 м. На юго-западе зона резко экранируется субширотными швами 3 и 15, а на северо-востоке выклинивается по мере уменьшения степени трещиноватости. Верхней границей оруденения в целом является пологое нарушение по контакту гранитов и базальных конгломератов. На северо-восточном фланге рудоносная зона имеет склонение на северо-восток, в связи с чем не прослеживается до конгломератов, выклиниваясь в 50-100 м от них. В юго-западной части оруденение переходит из гранитов в крупноглыбовый элювий. Мощность рудоносной зоны определяется расстоянием между швами 160 и 13, при сближении которых в центральной части зоны мощность ее составляет 20-40 м, а при расхождении швов на флангах она расширяется до 80-100 м, при этом снижается ее рудонасыщенность. Вертикальный размах оруденения составляет 1000-1300 м (см. рис. 129, 132).

Внутреннее строение рудоносной зоны определяется чередованием интенсивно трещиноватых и дробленных участков с интервалами слабонарушенных пород. Наиболее рудонасыщенными являются узлы пересечения основных рудоконтролирующих разломов нарушениями других направлений, а также верхняя часть трещинной зоны вблизи межформационного срыва на границе структурных этажей. Узлы максимальной тектонической нарушенности характеризуются высокими концентрациями урана и развитием брекчиевых, прожилково- и гнездово-вкрапленных руд.

Распределение запасов урана в рудоносной зоне ба по вертикали и простиранию неравномерное. Основная их часть (77%) сосредоточена вблизи верхней экранирующей поверхности в кровле гранитного фундамента и на пересечении основных северо-восточных швов с субширотными разрывами на юго-западном фланге рудоносной зоны.

В пределах рудоносной трещинной зоны ба выделено 11 рудных залежей, различающихся по запасам и качеству урановых руд.

Рудная залежь ба-1 является наиболее крупной в зоне и заключает в себе 93% запасов месторождения. Структурно она приурочена к тектоническому шву 160 и его ответвлениям 160а-160г, развиваясь в гранитах и структурном элювии гранитов (см. рис. 130). Залежь прослежена по простиранию на 1000 м, по падению до 900 м. В юго-западном направлении она ограничивается широтными швами 3 и 15, постепенно выклиниваясь на северо-востоке. Верхней границей залежи является пологое нарушение по контакту структурного элювия гранитов и выше лежащих трахидацитов. Нижняя граница определяется развитием рудовмещающих трещин. Залежь имеет сложное строение: рудные штокверкоподобные раздувы мощностью до 50 м чередуются с жилообразными участками, имеющими мощность первые метры. На выклинивании залежь приобретает форму простых жил.

Юго-западный фланг залежи ба-1 на протяжении 150 м представлен жилой простого строения мощностью 0,60-11,80 м, содержание урана колеблется в пределах 0,052-0,465%.

Центральная часть залежи представляет собой сложно построенный рудный столб, сформировавшийся в узле разветвления основного шва на ряд субпараллельных разрывов 160а-160г. Размеры его по простиранию составляют 300 м, по падению — 500-600 м. Верхняя граница оруденения проходит здесь по контакту базального горизонта с трахидацитами на глубине 300-400 м от поверхности. Содержание урана по выработкам достигает 2,3-4,145% на мощность 24,0-38,8 м; непосредственно по шву 160 и его ответвлениям содержание урана повышается до 12,5% на мощность 0,5-2,2 м. Основные запасы урана сосредоточены в этой части залежи, среднее содержание его составляет 0,954%. Раздув имеет форму пологонаклонного штокверка высотой 120-150 м в юго-западной части и 60-90 м в северо-восточной, где он ограничивается субширотной зоной трещиноватости. По падению морфология раздува осложняется за счет его расщепления на отдельные апофизы и появления безрудных участков; основная часть руды здесь локализуется в виде жилы вдоль шва 160. Еще ниже (между горизонтами 180-60 м) залежь представлена только жилой простой формы, мощность которой колеблется от 1,2 до 14,70 м, содержание урана составляет 0,122-3,167% (среднее — 0,615%).

В интервале глубин 600-800 м залежь вновь представлена штокверкоподобным раздувом, который образовался в узле сочленения швов 160 и 13. Протяженность его 300 м, мощность — 35-50 м, высота — 120-140 м. Раздув сложен серией сближенных рудных тел, разделенных безрудными промежутками, содержание урана колеблется от 0,055 до 1,378% (среднее — 0,443%). Наиболее богатые рудные скопления тяготеют к основному шву 160 и его ветвям, вдоль которых содержание урана достигает 1-10% на мощности в первые метры. Вдоль шва 13 богатые руды развиты только на участках сопряжения его с трещинами встречного падения. В нижней части раздува и в северном направлении распределение урана относительно равномерное, содержания в рудах рядовые. Вниз по падению рудная залежь расщепляется на отдельные апофизы и до глубины около 850 м вдоль шва 160 прослеживается жила, выклинивающаяся на данном уровне.

Северо-восточный фланг залежи ба протяженностью 500 м характеризуется жилообразной формой и рядовыми рудами. Верхняя граница оруденения проходит здесь в 30-120 м ниже кровли фундамента. Выклинивание залежи по восстанию и в северо-восточном направлении происходит путем расщепления рудовмещающего шва на мелкие трещины; на глубину она постепенно переходит в ореол окаймляющих забалансовых руд.

В верхней, самой богатой части залежи 60-1, урановая минерализация представлена настураном, образующим крупную вкрапленность и гнездовые обособления размером до 1-2 см, а в выполняющих швы и трещины тектонических брекчиях развиты прожилково-вкрапленные руды.

На нижних уровнях залежи наряду с настураном появляются титанаты урана (бранерит), количество которых возрастает с глубиной и в северо-восточном направлении достигает на отдельных участках 10-30%, локально — до 30-50% от общего баланса урановых минералов. При этом увеличивается также содержание коффинитоподобного настурана; текстуры руд в основном вкрапленные. Урановая минерализация развивается в

зонах интенсивной альбитизации и сопровождается молибденитом. В ассоциации с альбитом отмечается анкерит, в отдельных участках залежи проявлена убогая свинцово-цинковая минерализация (клеюфан, галенит).

Рудная залежь ба-10, являющаяся второй по масштабам, контролируется швом 13 и прослеживается в северо-восточном направлении на 1050 м. Верхняя граница оруденения располагается на 130-200 м ниже поверхности фундамента, склоняясь на северо-восток под углами 15-20°. Нижняя граница кондиционных руд прослеживается на уровне глубин 800-1000 м, погружаясь на северо-восточном фланге до глубины более 1400 м. Оруденение локализуется здесь в тектонических брекчиях, цементируемых криптокварц-пиритовым агрегатом и рассеченных прожилками альбита, друзовидного кварца, пирита. Настуран образует вкрапленность, гнездообразные скопления и тонкие прожилки, сопровождается мелкочешуйчатым молибденитом в ассоциации с мелкозернистым кварцем. На глубоких уровнях урановая минерализация представлена титанитами, в меньшей степени — настураном.

Другие рудные залежи на флангах зоны ба имеют форму простых жил с рядовым, реже с забалансовым оруденением.

Рудоносная трещинная зона ба находится на северо-восточном фланге месторождения, на продолжении рудоносной трещинной зоны ба, контролируется теми же структурными элементами — швами 160, 13, 190. Оруденение локализовано в базальных конгломератах, алевролитах и в самом нижнем покрове трахидацитов, контролируемых зоной полойных срывов и трещиноватости (см. рис. 133). Зона приурочена к субмеридиональной северо-восточной палеодолине, имеет уплощенную вытянутую на 1100 м форму при ширине 20-50 м на флангах и до 400 м в центральной части. Погружаясь в северном направлении, рудоносная зона залегает на глубинах 600-700 м от поверхности и высота ее колеблется от 20 до 80 м. В плане она ограничивается крутопадающими швами.

Юго-западная и центральная части зоны представлены рудным пластом, развивающимся в осадочном горизонте, при этом мелкообломочные разности пород более рудоносны. На северном фланге, где среди базальных конгломератов появляется локальный покров самых нижних трахидацитов мощностью 30-80 м, в последнем проявляется крутопадающая рудная трещиноватость, и зона ба представляет собой сложный штокверк из комбинации пластовых и жилообразных тел. Содержание урана колеблется от 0,05 до 0,33%. Молибден в рудах отмечается спорадически в концентрации 0,005-0,020% и лишь в единичном сечении содержание его достигает 1,17%. Рудоносная трещинная зона ба расположена в 1100-1200 м северо-западнее зоны ба, непосредственно под Глубинным участком Стрельцовского месторождения на глубинах 450-600 м от поверхности (см. рис. 134). Контролируясь северо-восточным (40°) тектоническим швом 103 и опирающимися его субмеридиональными трещинами, она простирается на 150 м при ширине до 30-50 м, вертикальный размах оруденения — до 300 м. На долю этой зоны приходится 0,3% запасов месторождения. Представлена она жилообразной залежью ба-1, прослеженной на 50 м по простиранию и на 200 м по высоте. Мощность залежи колеблется от 0,35 до 4,26 м, содержание урана — от 0,084 до 1,190%. Руды уран-молибденовые, содержание молибдена достигает 0,589%.

Вещественный состав руд и окolorудных изменений

Отложению рудных комплексов предшествовали процессы глубоких изменений вмещающих пород и сопутствовало образование окolorудных метасоматитов.

Урановое оруденение формируется в ореолах полихронных, полистадийных гидротермально-метасоматических образований. Домезозойские парагенезисы представлены кремнещелочной и грейзеновой формациями. Особенно интенсивно проявился кремнекалиевый метасоматоз, связанный с многократной гранитизацией вмещающих пород, происходившей по данным термоэмиссионного кинетического свинец-свинцового метода по цирконам (Л.В.Сумин, В.И.Мальшев, ВИМС) в протерозое (1114-1170, 630-640 млн лет), нижнем и верхнем палеозое (520-540, 400-460, 230-240 млн лет). В позднем мезозое обра-

зовались мощные ореолы микроклинизации в гранитоидах с максимальным микроклином, содержащим в небольшом количестве альбит № 5.

Щелочной метасоматоз сопровождался кислотным выщелачиванием, представленным минеральными ассоциациями грейзеновой формации. Грейзенизация имеет как локальный, так и региональный характер проявления. Региональная грейзенизация выразилась в замещении биотита мусковитом, разрастании и укрупнении породообразующего кварца. Кварц крупнозернистый, отличается от породообразующего тем, что корродирует, участками замещает полевые шпаты. Ореолы локальной грейзенизации шириной первые метры слабо проявлены вдоль тектонических швов и представлены мусковитизацией, с редкими кварц-турмалиновыми (магнезиальный дравит) жилами, маломощными прожилками кварца.

Наиболее интенсивно на месторождении Антей проявлены парагенезисы аргиллизитовой формации, ореолы которых контролируются тектоническими швами северо-восточного, меридионального и северо-западного простирания. Ширина ореолов аргиллизации 5-35 м и более. Иногда во внутренних частях ореолов развиты каолинит и монтмориллонит, во внешних — смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, а также хлорит. При отсутствии глинистых минералов, во внутренних частях ореола развивается гидрослюда (шов 160) или смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит с резко преобладающими пакетами гидрослюда.

Парагенезисы аргиллизитовой формации часто развиваются по зонам ранней калишпатизации пород, в которых происходит перераспределение и привнос калия, сопровождающийся появлением новообразованного упорядоченного ортоклаза.

К ореолам аргиллизации приурочены выделения метасоматического тонковкрапленного, а также прожилкового пирита, содержащего золото (0,06-0,1%) и мышьяк (до 0,2%). Ореолы пиритизации приурочены к тектоническому шву 13, ширина ореолов метасоматического пирита — 35-40 м, протяженность — 500-600 м, содержание сульфидной серы в пиритизированной породе — 0,56%. В ореолах аргиллизации установлены зоны брекчирования и редкие прожилки криптокварца, сидерита, мелкозернистого кварца с дисперсными выделениями молибденита. В ассоциации с сидеритом, в базальных горизонтах осадочных пород отмечается тонкая вкрапленность пирита и арсенидов никеля и кобальта (сафлорит, раммельсбергит). В зонах брекчирования обломки криптокварца цементируются сидеритом, при последующем дроблении — микрозернистым кварцем, насыщенным дисперсным молибденитом.

По северо-восточным и субмеридиональным тектоническим швам после аргиллизации интенсивно проявлена альбитизация гранитоидов. В центральных частях шовных зон альбит замещает не только калишпат, но и кварц. Десилификация породы сопровождалась образованием многочисленных пустот и пор, которые на уровнях абсолютных отметок -600 ÷ 500 м заполнялись переотложенным альбитом, образующим мелкоаблитчатые кристаллы на стенках пустот, а также минеральными ассоциациями последующих стадий — друзовидным кварцем и анкеритом, иногда также кальцитом, шамозитом и дикиитом или реже только черным флюоритом и шамозитом.

Ширина околотрещинных ореолов альбитизации 4-20 м, суммарная мощность ореолов, сопровождающих сближенные тектонические швы, составляет 150-160 м. Наиболее интенсивно альбитизация проявилась в трещинных зонах швов 160 и 13 на уровнях абсолютных отметок -650 ÷ 800 м, где во внешних частях ореолов альбитизации интенсивно развивается анкеритизация, окварцевание, шамозитизация.

В зонах интенсивной альбитизации развиты альбитовые брекчии [7 ф], в обломках и цементе которых преобладают агрегаты альбита разной структуры и текстуры, неравномерно окрашенные гематитом в ярко-розовый цвет. В обломках преобладает мелкоаблитчатый альбит густоокрашенный, в цементе — микроаблитчатый, а также тонкокристаллический анкерит с ромбовидными сечениями, мелкие зерна апатита, уранотитаната, монацита.

Формирование урановорудных тел происходило в две стадии: альбит-браннеритовую и молибденит-настурановую. Минеральные ассоциации урановорудных стадий наложены как на альбитовые, так и аргиллизитовые парагенезисы. В раннюю рудную стадию фор-

мируются браннерит, замещающийся коффицитом и низкоотражающим настураном поздней стадии. Браннерит имеет пластинчатую форму кристаллов, иногда с колечными двойниками и переменными содержаниями элементов: UO_2 — 51,35-56,11%, TiO_2 — 36,06-38,69%, SiO_2 — 0,28-4,83%, FeO — 0,7-2,98%, ZrO_2 — до 1,28%. Повышенная концентрация SiO_2 обусловлена замещением браннерита коффицитом. На браннерит нарастает низкоотражающий (R — 11%) настуран в ассоциации с хлоритом. Настуран образует мелкие ксеноморфные, иногда сферолитовые выделения, содержащие 76,79% UO_2 , 2,46% CaO и до 13,09% SiO_2 (по данным микронзондового анализа). Высокая концентрация SiO_2 также является результатом замещения настурана коффицитом.



Рис. 135. Радиография образца альбитизированного, каолинизированного гранита с прожилками мелкозернистого кварца и высокоотражающего настурана 2 (экспоз. 6 сут, месторождение Антей, скв. 12107)



Рис. 136. Фотография (а) и радиография (б) образца рудной брекчии гранита: обломки насыщены кварцем и настураном (месторождение Антей, с-19010, глуб. 150,6 м)

Молибденит-настурановая ассоциация формирует богатые и контрастные руды на верхних уровнях в гранитах фундамента и в слоистой толще. Настуран этой ассоциации мелкосферолитовый (размер сферолитов десятки доли миллиметров и менее), имеет более высокую отражательную способность (R — 15-16%), слагает прожилковые, брекчиевые и массивные руды (рис. 135-138). В прожилковых и брекчиевых рудах настуран ассоциирует с гидрослюдой, нарастает на гребенчатый кварц, кристаллы плагиоклаза и молибденит, образующий криптосчешуйчатый агрегат сферолитового строения. В промежутках между выделениями настурана часто образуется галенит.

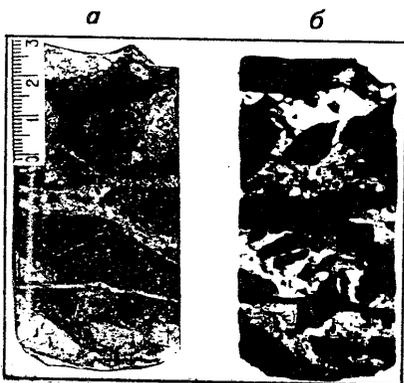


Рис. 137. Фотография (а) и радиография (б) образца рудной брекчии гранита; в цементе развиты кварц, гидрослюда, молибденит и настуран (месторождение Антей, скв. 19026)



Рис. 138. Вкрапленник низкоотражающего настурана 1 и высокоотражающего настурана 2 в альбитизированном граните (полированный шлиф, увел. 90°, месторождение Антей, штрех 614)

В распределении рудных минеральных ассоциаций на месторождении Антей установлена [7ф, 45ф] вертикальная зональность. Снизу вверх в бедных и убогих рудах на глубине более 1350 м преобладает браннерит.

В незначительных количествах отмечаются метасоматические выделения гидрослюды, анкерита, шамозита, диккита. Молибденовая минерализация на данном уровне не проявлена, полиметаллическая — носит непромышленный характер, образует в рудах неравномерную вкрапленность сфалерита, галенита и пирита с размером зерен от микроскопических до 5-6 мм.

Выше, в интервале 1350-800 м, с браннеритом в значительном количестве присутствует настуран ранней ассоциации, которые образуют смешанные уран-титаново-настурановые преимущественно вкрапленные руды. Форма выделений настурана мелкоглобулярная размерами до десятых долей миллиметров. Настуран образует сростки с титанатами урана, нарастая на его пластинах, замещает зерна пирита и арсенопирита. Для смешанных руд наряду с вкрапленными текстурами характерны и тонкопрожилковые; жильные минералы представлены криптокварцем, сидеритом, альбитом, анкеритом, перистым кварцем в виде маломощных прожилков. В этом типе руд также отмечаются вкрапления сфалерита, галенита и пирита, молибденовая минерализация отсутствует.

Собственно настурановые руды проявлены выше уровня 800 м и имеют главное значение для месторождения. Формирование руд в разнообразных тектонических условиях определили широкий спектр их структурно-текстурных особенностей и минеральных комплексов. Осевые части мощных рудных тел, контролируемых крупными швами, характеризуются брекчиевой, друзовой и кокардовой текстурами с отложением криптокварца, альбита, мелкозернистого кварца, флюорита и пострудного кальцита. В гранитных брекчиевых настуран развивается обычно в цементе совместно с молибденитом и лейстовидным кварцем, а в обломках отмечается в виде прожилков. При наложении указанных рудных минералов на полиметаллические зоны образовывались крупные катакластические зерна клейофана, галенита, пирита, пирротина. Брекчии (залежь б) отличаются выделением настурана в виде кокард, прожилков и вкрапленности по обломочному материалу с образованием цементной текстуры (см. рис. 82-85, 88, 135, 136).

В пострудную стадию, в гранитах, вблизи контакта со слоистой толщей, образовались прожилки, зоны брекчирования с цементом кварцадулярового, кварц-пирит-флюоритового, кальцитового и пирит-диккитового состава.

На глубоких горизонтах в гранитах отдельные тектонические швы контролируют минеральные ассоциации пострудной аргиллизации. Во внутренних частях ореола развит тонкоагрегатный каолинит, в промежуточных — в небольшом количестве монтмориллонит, во внешних — гидрослюда. В отличие от дорудной аргиллизации смешанослойные минералы в ореолах отсутствуют.

На месторождении Антей так же, как и на других месторождениях Стрельцовского рудного поля, наиболее широко проявлены ореолы радиоактивности. В соответствии с физико-механическими свойствами пород ореолы радиоактивности и элементов-индикаторов имеют в гранитах локальное развитие и контролируются тектоническими швами.

Длина ореола радиоактивности, связанного с жилообразной залежью ба, на уровне кровли гранитов составляет 3500 м, мощность — более 1700 м, протяженность в висячем боку трещинной зоны ба по вертикали достигает 1100 м.

Молибден образует наиболее протяженные и мощные ореолы, которые вписываются в контуры ореолов радиоактивности. На уровне кровли гранитов длина ореола составляет 3000 м, мощность — 2000 м, с глубиной (на уровне абсолютной отметки +114 м) протяженность ореола уменьшается в два раза, мощность сокращается до 2 м.

В отличие от других месторождений Стрельцовского рудного поля на месторождении Антей слабо проявлены ореолы бериллия, установленные только в пределах отдельных зон дробления, и более широко распространены ореолы цинка, которые контролируются трещинными зонами ба, бб, бг. Суммарная мощность ореолов цинка на уровне кровли гранитов 1400 м, протяженность 2500 м, с глубиной (горизонт +114 м) протяженность и мощность ореола уменьшается в два раза.

Ореолы свинца вписываются в контуры ореолов молибдена и особенно цинка. На уровне кровли гранитов — протяженность ореолов свинца 2000 м, мощность 1500 м, на уровне абсолютной отметки +114 м протяженность уменьшается до 1400 м, мощность — до 200 м, а по отдельным трещинным зонам — до 3 м.

Ореолы мышьяка по своим параметрам в два раза меньше ореолов молибдена. С глубиной (горизонт +114 м) длина ореола изменяется незначительно и составляет 1200 м, в то время как мощность изменяется в 10 раз и более, по отдельным зонам она колеблется от 3 до 85 м.

ШИРОНДУКУЙСКОЕ И ВОСТОЧНО-ШИРОНДУКУЙСКОЕ

Месторождение Широудкуйское расположено в крайней восточной части Стрельцовской кальдеры, в 2-3 км к западу от ее борта. В структурном плане месторождение приурочено к участку пересечения широтной ветви глубинной Аргунской зоны разломов северо-восточного простирания с Широудкуйской зоной разломов меридионального простирания. Общая протяженность рудоносной полосы меридионального простирания составляет 2700 м, в пределах которой выделяются четыре пространственно обособленных участка — Северный, Центральный, Южный и Степной.

Впервые кондиционное оруденение на Северном участке выявлено в 1966 г. поисковым бурением. В 1967-1968 гг. проведена предварительная разведка. Кондиционные руды были вскрыты единичными скважинами на Центральном и Южном участках месторождения; в результате детальной разведки, проведенной в 1977-1982 гг., определилось их промышленное значение. Разведочные работы выполнялись коллективом специалистов и рабочих под руководством начальника партии В.Г.Попова, главного геолога Л.П.Ищукковой, главного геолога по разведке В.А.Шлейдера, главного геофизика В.К.Овсова, старших геологов Р.Г.Карманова, В.В.Ясноша, М.Н.Потанина, старшего геофизика Л.В.Малевица [34ф, 45ф, 51ф, 62ф, 97ф].

Геологическое строение месторождения

Геологический разрез участка месторождения представлен образованиями нижнего и верхнего структурных этажей и по составу является типичным для восточной части кальдеры. Для него характерны преимущественно гранитный состав фундамента, развитие покровных фаций эффузивов и отсутствие липаритов, пород субвулканических и жерловых фаций (см. рис.13).

Породы нижнего структурного этажа Широудкуйского месторождения представлены в основном среднезернистыми и порфиробластовыми лейкократовыми метасоматическими и интрузивно-анатектическими гранитами, пересеченными телами мелкозернистых гранитов и пегматитов. На востоке участка распространены метасоматические граниты меланократового облика, содержащие до 50% не ассимилированного субстрата (биотит-амфиболовые сланцы и плагиограниты).

В палеорельефе фундамента выделяется два субпараллельных валообразных выступа, над которыми локализовано Широудкуйское месторождение, а в седловинах — в восточной части участка — образовались пластообразные залежи Восточно-Широудкуйского месторождения.

Породы верхнего структурного этажа сложены образованиями приаргунской и тургинской свит. Приаргунская свита представлена снизу вверх: базальным горизонтом среднегалечных конгломератов и гравелитов мощностью до 100 м. Он обогащен углефицированным органическим материалом, характеризуется повышенной радиоактивностью и вмещает урановое оруденение. Неповсеместно среди базального горизонта залегает маломощный (до первых десятков метров) покров трахидацитов. Нижние покровы базальтов и трахидацитов (100-400 м) выполняют в основном впадины в палеорельефе и явля-

ются наиболее распространенными на всей площади участка. В нижнем покрове базальтов отмечаются прослои песчаников (1 м) с органикой, вмещающие урановое оруденение. Нижний покров трахидацитов (более продуктивный горизонт разреза) к востоку постепенно выклинивается. Горизонт конгломератов, разделяющий покровы нижних трахидацитов и базальтов, содержит прослои песчаников, в которых в северной части Восточно-Широудкуйского месторождения также локализовано урановое оруденение. Средний покров основных пород и базальты верхнего покрова (100 м), содержащие прослои осадочных пород (песчаники, гравелиты, пестроцветные конгломераты мощностью до 15 м), развиты неповсеместно, в основном в северо-западной части участка.

Тургинская свита представлена только нижней пачкой (100 м) красноцветных среднегалечных конгломератов, сероцветных гравелитов и пестроцветных конгломератов; залегает с угловым несогласием на породах приаргунской свиты. Разрез завершает покров трахибазальтов мощностью до 100 м и более, который к востоку выклинивается. Породы субвулканических фаций на участке представлены дайками липаритов, сиенит-порфириров и базальтов, развитых в зоне кальдерных разломов.

Тектоника

В тектоническом строении участка основное значение имеют широтные и северо-восточные разломы, составляющие Аргунскую зону. Разломы меридионального и оперяющие к ним трещинные зоны северо-западного простирания являются тектоническими нарушениями Широудкуйской и Восточно-Широудкуйской зон. Вблизи обрамления кальдеры преобладают бортовые нарушения, вдоль которых происходили ступенчато-блоковые смещения. Пологие нарушения на участке развиты в основном в зоне контактов литологических разностей пород. Они легко проницаемы для рудоносных растворов в латеральном направлении, но в связи с тем, что ограничены рудозакранивающими пологими сдвиговыми нарушениями, являются в целом экранирующими элементами для восходящих растворов.

В пределах участка развиты нарушения всех известных в Стрельцовской кальдере основных типов: крутопадающие разрывы нескольких направлений, пересекающие отдельные горизонты или всю эффузивноосадочную толщу и породы фундамента; пологопадающие, возникшие в результате сдвиговых смещений по крутопадающим; зоны крутопадающей трещиноватости.

Среди крутопадающих разрывов выделяются нарушения следующих направлений: север-северо-восточные (20-30°), северо-восточные (50-70°), запад-северо-западные (300-320°) и северо-западные-близмеридиональные (340-10°). Аргунская зона, как и для Стрельцовской кальдеры в целом, является рудоподводящей структурой. Аналогичную роль, но уже в области рудоотложения, выполняют разломы Широудкуйской зоны, контролирующие размещение рудоносных зон месторождения.

Рудовмещающими являются разрывы северо-западного и меридионального, реже север-северо-восточного простирания. Пологие нарушения большей частью притерты, выполнены глиной трения и служили рудозакранивающими поверхностями при рудообразовании.

Отличительной особенностью тектонического строения участка являются относительно слабое развитие крупных сосредоточенных разрывов, их фрагментарное строение и значительная роль крутопадающей трещиноватости. Характер проявления рудовмещающих разрывов обусловил широкое развитие небольших по размерам рудных залежей и их сложную морфологию.

Основная тектоническая зона Широудкуйского месторождения в верхнем структурном этаже представлена как мелкой трещиноватостью, так и крупными сосредоточенными разрывами.

В нижнем структурном этаже — это сосредоточенные швы, сопровождающиеся брекчированием и интенсивной трещиноватостью, имеющие мощность 20-30 м. Над от-

носителем крутым западным склоном фундамента наибольшее развитие получили близ-меридиональные разрывы, протяженность которых не превышает 200-300 м.

На Северном участке в числе нарушений близмеридионального простирания выделяются тектонические швы 7 и 8, прослеживающиеся по простиранию на 600 м над осевой частью выступа в 50-100 м друг от друга. Оба тектонических шва выражены контрастно проявленными зонами дробления, развальцевания мощностью 1-2 м, переходящими на флангах и на выклинивании в крупные трещины. Другие субмеридиональные разрывы представлены отдельными трещинами, системами мелкой трещиноватости, характерной для покрова трахидацитов в целом (рис. 139).

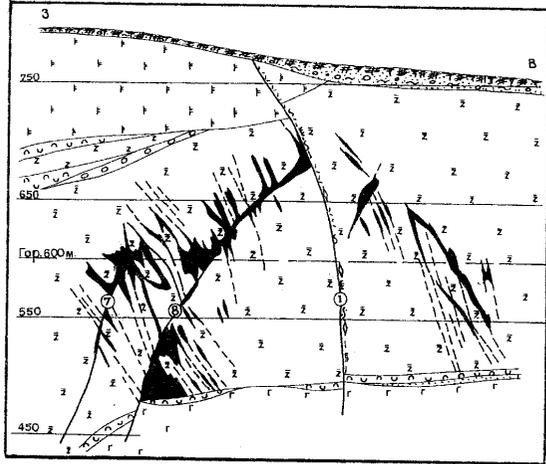


Рис. 139. Геологический разрез по разведочной линии 141+50 месторождения Широудукуйское (Составили М.И.Ярмош, М.Н.Потанин; условные обозначения см. на рис. 12)

На Центральном участке большая часть субмеридиональных нарушений выражена трещинами, сопряженными с север-северо-восточным тектоническим швом 23 и развитыми в основании трахидацитами.

На Южном участке месторождения развитие самостоятельных близмеридиональных разрывов 32 и 35 установлено в пределах фундамента. Они являются крупными трещинами отрыва, сформировавшимися вблизи его кровли между сместителями север-северо-восточного на-

правления, представлены брекчиями мощностью от 10-20 см до 2 м. По простиранию эти нарушения прослежены на 350-400 м.

На участке Степном, обособленном в структурном отношении, субмеридиональные нарушения, развиваясь над западным склоном фундамента, прослеживаются вдоль него на расстояние нескольких сотен метров в виде системы крупных и пространственно близких трещин.

Отличительной чертой месторождения является более широкое проявление сосредоточенных разрывных нарушений северо-восточного (30°) простирания в породах верхнего структурного этажа, которые на других месторождениях восточной части рудного поля проявлены в породах фундамента.

Основные рудоконтролирующие швы 7, 8 на месторождении при субмеридиональном простирании имеют падение на запад под углом $50-70^\circ$. При этом рудовмещающими оказываются мелкие трещины обратного падения с висячего и лежащего боков основных швов. В южной части месторождения оруденение развивается вдоль северо-восточных швов [23] субвертикального падения, локализуясь в субогласных мелких трещинах. В северной части месторождения, близ пересечения рудоконтролирующих швов с перекрывающими трахидацитами базальтами, оруденение приобретает пластовый характер с ровной верхней границей по межпластовому срыву и уходящими вниз многочисленными крутопадающими апофизами.

В пределах рудоносной трещинной зоны участки Северный, Центральный и Южный сформировались в узлах сочленения крупных тектонических швов 1,23 и 30 северо-восточного (30°) простирания с разрывами и зонами трещиноватости более высокого порядка субмеридионального и северо-западного простираний.

В 300 м к западу от основной рудоносной зоны расположен рудонасыщенный участок Степной, контролируемый системой разрывов субмеридионального и северо-западного простирания. Крупные северо-восточные разрывы являются основными рудоподводящими элементами на месторождении. Рудовмещающими являются разрывы северо-западного и субмеридионального простираний, при этом на сочленении рудовмещающих разрывов с крупными северо-восточными швами оруденение развивается также вдоль последних.

Оруденение на месторождении локализовано в гранитах фундамента и в породах верхнего структурного этажа — трахидацитах, базальтах нижнего и среднего покровов.

В нижнем покрове трахидацитов рудоносная трещинная зона развивается на всю мощность покрова или в его нижней или верхней частях; максимальная высота зоны достигает 150-200 м.

Оруденение является слепым, верхняя граница его развития проходит в 90-350 м от дневной поверхности. На Северном участке оруденение по тектоническим швам 7 и 8 прослеживается в базальтах нижнего покрова. На Центральном и Южном участках рудоносная зона переходит из трахидацитов в граниты и прослеживается на 50-100 м. На Степном участке рудоносная трещинная зона развивается или на полную мощность покрова трахидацитов (120-150 м) или локализуется в его верхней части; выше по разрезу оруденение развито в конгломератах нижней части покрова трахибазальтов.

На месторождении проявлены два морфологических типа рудных залежей — жиллообразные и штокверкоподобные. Всего выделено 48 жиллообразных и 17 штокверкоподобных залежей, содержащих соответственно 47 и 53% суммарных запасов урана. В гранитах фундамента, в покровах базальтов развиты только жиллообразные залежи. Характеризуются они простым строением, незначительной протяженностью (100-150 м), относительно небольшим (50-70 м) размахом оруденения по вертикали. В трахидацитах образуются, как правило, сложно построенные штокверкоподобные рудные залежи, состоящие из значительного количества рудных пересечений мощностью от 1 до 10 м.

Рудные залежи не имеют четко выраженных геологических границ и выделяются только по данным гамма-опробования выработок, гамма-каротажа скважин и шпуров в соответствии с утвержденными кондициями. Мощности и содержания урана выделяемых при этом рудных интервалов в большинстве случаев представляют собой усредненные значения параметров ряда более маломощных интервалов, разделенных забалансовыми рудами или безрудными участками мощностью до 3 м. Внутри рудных пересечений 78% приходится на безрудные интервалы или забалансовые пересечения, 15,7% — на богатую (свыше 0,3%) руду.

В качестве попутного компонента в урановых рудах присутствует молибден. Он развивается неравномерно, обычно приурочен к осевым частям крупных тектонических трещин, среднее содержание молибдена по урановорудным сечениям не превышает 0,01-0,02%. Лишь в гранитах фундамента вдоль тектонического шва 23 северо-восточного простирания содержание его достигает первых десятых долей процента. Развитие молибденовой минерализации в отрыве от уранового оруденения установлено в гранитах фундамента на Северном и Южном участках. Мощность молибденоворудных интервалов достигает 10 м, содержание молибдена изменяется от 0,01 до 0,15%.

Наиболее рудонасыщенным участком, вмещающим 59% суммарных запасов месторождения, является Северный. Основными структурными элементами, определяющими форму и внутреннее строение залежей, являются крупные разрывы и пологопадающие экраны. Экраны определяют границы залежей по падению и восстанию, по мере удаления от экранов рудонасыщенность понижается с расщеплением залежей на серию рудных апофиз. В других случаях строение залежей определяется характером сочленения

крупных разрывов и трещин более высоких порядков с обратным падением, при этом те и другие являются рудовмещающими. Верхняя граница рудоносной зоны проходит в 120-220 м от поверхности и определяется положением пологого срыва на контакте трахидацитов с вышележащими базальтами или с горизонтом туфов, нижней границей рудоносной зоны является нарушение на контакте трахидацитов с нижним покровом базальтов или гранитами. При выклинивании залежей к северу и к югу развиваются мелкие жилообразные залежи простого строения. Оруденение на участке Северном развивается в основном во флюидальных трахидацитах, и лишь в отдельных случаях на участках эрозионных врезов в кровле трахидацитов оно проникает в вышележащие конгломераты и базальты. Мощности рудных интервалов варьируют в широких пределах — от 0,3 до 22,3 м. Содержание урана колеблется в пределах 0,050-1,383%. Наряду с ураном в рудах присутствует в незначительных концентрациях молибден. Средние содержания молибдена от 0,013 до 0,023%.

Центральный участок содержит 21% суммарных запасов месторождения. Протяженность участка составляет 900 м при ширине рудоносной зоны от 20-40 до 200 м, наиболее рудонасыщенная часть располагается в области сочленения крупного северо-восточного шва 23 с отдельными нарушениями близмеридионального простирания. Рудоносная зона развивается в основном в верхнем структурном этаже, менее в гранитах, где контролируется нарушением 23 и прослеживается на расстоянии 60 м ниже кровли фундамента. Верхней границей рудоносной зоны служат пологие нарушения на контакте трахидацитов с вышележащими туфами и базальтами. По тектоническому нарушению 23 оруденение из трахидацитов прослеживается непрерывно в вышележащих базальтах. Залежи характеризуются в основном жилообразной формой, имеют небольшие размеры. Наиболее крупная рудная залежь приурочена к тектоническому шву 23, имеет протяженность 420 м. Вертикальный размах развития оруденения колеблется в пределах 50-160 м. Мощность залежи варьирует в широких пределах, в раздувах достигает 25 м. Содержание урана колеблется от 0,095 до 2,554%. В гранитах развито молибденовое оруденение, содержание которого колеблется в пределах 0,005-0,239%.

Участок Южный располагается в 500 м к юго-востоку от Центрального участка. Его протяженность составляет 700 м при ширине рудоносной зоны до 300 м. Оруденение локализуется в основном в нижней части покрова трахидацитов, гранитах фундамента, а также в разделяющих их конгломератах. Рудонасыщенность по сравнению с другими участками низкая. Рудные залежи имеют простую жилообразную форму, небольшую мощность и рядовое содержание урана. Средняя мощность рудных сечений 1,5 м, среднее содержание урана 0,224%.

Участок Степной расположен к западу от Центрального участка. Он является наиболее мелким по масштабам и содержанию общего количества запасов месторождения. Оруденение почти целиком локализуется в трахидацитах, незначительная часть приурочена к основанию покрова плагиоклазовых трахибазальтов.

Восточно-Широндукуйское

На флангах месторождения Широндукуйского в 1984 г. было выявлено Восточно-Широндукуйское рудопоявление урана, пластообразные залежи которого локализованы в базальном горизонте конгломератов, содержащем прослой углефицированных песчаников. В результате проводимых работ Восточно-Широндукуйское месторождение оценено как мелкое. Оно представлено двумя пластообразными рудными залежами. Нижняя из них имеет в плане неправильную изометричную форму, расположена на западном склоне палеодолины в фундаменте и контролируется тектоническими нарушениями северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Залежь расположена в базальном горизонте осадочных пород — в песчаниках и конгломератах, обогащенных углефицированными растительными остатками, на глубинах 320-480 м от поверхности. Содержание урана колеблется от 0,054 до 0,202%, мощность — от 0,97 до 5,15 м [53ф].

Верхняя залежь приурочена к горизонту песчаников среди нижнего покрова базальтов. Прослежена она в виде узкой полосы шириной 120 м вдоль субмеридионального тектонического шва 40 на 800 м. Глубина залегания 250-400 м. Содержание урана изменяется от 0,061 до 0,102%, мощность — от 0,5 до 2,67 м.

На северном фланге Восточно-Широндукуйского месторождения находится другая пластообразная залежь урановых руд в конгломератах, залегающих на нижнем покрове базальтов. Оруденение имеет ограниченное развитие и локализовано в прослоях сероцветных песчаников. Содержание урана составляет 0,05-0,159%, мощность — 0,3-0,90 м.

К северо-востоку от Широндукуйского месторождения, в базальных конгломератах, выполняющих палеоруслу, образовалась лентообразная залежь северо-западного простирания; мощность рудных интервалов составляет 0,30-1,40 м, содержание урана — 0,058-0,526%. Развитие залежи в плане ограничивается тектоническими нарушениями. Кроме кондиционного оруденения в палеорусле установлен широкий ореол забалансовых руд.

Гидротермальные изменения вмещающих пород

Широндукуйское месторождение по характеру гидротермальных изменений вмещающих пород и по типу рудной минерализации в общих чертах не отличается от месторождений восточной части СРП и относится к настуран-гидрослюдистому типу. Наиболее ранние минеральные образования связаны с кремнещелочным метасоматозом в позднем палеозое и в мезозое, обусловившим калишпатизацию и альбитизацию пород. Кроме того, проявлены процессы кислотного выщелачивания, вызвавшие грейзенизацию пород.

Позднепалеозойский период завершился становлением метасоматических и интрузивно-анатектических гранитов и последующими автометасоматическими преобразованиями, характеризующимися широкими ореолами ранней калишпатизации и альбитизации. В ранние этапы позднепалеозойской активизации, до излияния эффузивов, интенсивно проявился кремнещелочной метасоматоз, обусловивший формирование зон кварц-микроклиновых метасоматитов. В этот же период получили развитие более поздние кварц-микроклино-альбитовые метасоматиты, с которыми связано проявление зон скарноидов, пропилитов в амфиболитах и биотит-амфиболовых сланцах. Среди низкотемпературных минеральных комплексов получили развитие каолинизация, гидрослюдизация рудовмещающих пород, развитие жил и прожилков криптокварца, карбонатов, а также зон сульфидной вкрапленности, вкрапленных и прожилковых обособлений настурана, коффинита, реже браннерита, ассоциирующегося с альбитом. Распространены прожилки флюорита, кальцита, реже барита.

В осадочно-эффузивных породах и в гранитах фундамента отмечается ранняя каолинизация, которая сохранилась в локальных участках в связи с телескопированием более поздних минеральных ассоциаций. Широко проявлена гидрослюдизация, особенно значительную мощность имеют внешние зоны ореолов гидрослюдизации в трахидацитах, где их мощность варьирует от нескольких сантиметров до десятков метров. В ореоле гидрослюдизации располагаются рудные залежи с зонами вкрапленного настурана. В зависимости от характера распределения слюды относительно отдельных тектонических швов в составе ореолов выделяются периферийная, промежуточная и внутренняя зоны. В периферийной зоне наряду с новообразованиями гидрослюды и карбонатов сохранен гематит 1. Трахидациты в таких зонах на удалении 1-3 м от рудной зоны имеют серую-серую окраску. Трахидациты промежуточной зоны ореола гидрослюдизации имеют пеструю окраску и содержат реликты гематита 1 в виде пятнистых обособлений вишневого цвета. Внутренняя зона ореола гидрослюдизации характеризуется интенсивным развитием гидрослюды, карбонатов и пирита, при этом трахидациты приобретают зеленовато-серую окраску (зеленая зона). Вблизи рудных залежей в базальтах эти изменения образуют ореолы мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. В гранитах ширина ореолов гидрослюдизации достигает 200 м, но с глубиной уменьшается. Гидрослюдизированные граниты имеют зеленовато-серый цвет.

В пластообразных залежах Восточно-Широндукуйского месторождения главными минералами низкотемпературных изменений являются смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит (количество пакетов гидрослюда составляет 90%), сидерит, пирит. В меньшей степени проявлены каолинит 1, монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит.

По данным дифрактометрического анализа в измененных трахидацитах, гранитах, базальтах преобладает смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит, в структуре которого количество пакетов гидрослюда достигает 80-90%.

Рудосопровождающая гематитизация 2 почти не распространяется за пределы контура рудных залежей, имеет мощность от первых десятков сантиметров до первых метров. Гематитизированные породы имеют вишнево-бурую, кирпично-вишневую окраску. Концентрации Fe_2O_3 достигают 1,12-10,93% в гранитах и 1,17-15,5% в трахидацитах. В отличие от Стрельцовского месторождения количество гематита, в том числе "фоновое", в горно-рудной массе на Широндукуйском месторождении довольно велико.

Как и на других месторождениях рудного поля, отложению урановых минералов предшествовала альбитизация 2. Ширина ореолов зон альбитизации 2 практически совпадает с контурами рудных залежей. Содержание Na_2O в оруденелых трахидацитах колеблется от 6,0 до 8,25%. Метасоматически альбитизированные трахидациты обычно крепкие, имеют розовато-кремовую окраску; с ними связаны бедные вкрапленные руды. В гранитах фундамента альбитизация проявлена очень слабо, содержание Na_2O в них не превышает 5%. Альбит 2 метасоматически замещает зерна калишпата, образуя оторочки или мелкие гнезда. В отличие от месторождения Антей альбит 2 здесь не образует прожилков.

Жильная минерализация, проявленная после формирования ореолов гидрослюдицизации и альбитизации 2, развита относительно слабо, что является одной из специфических особенностей месторождения.

В породах постоянно присутствуют сульфиды, образующие маломощные просечки, гнезда. Более поздние жильные минералы представлены мелкодрозовидным кварцем, сульфидами (пиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом), шамозитом, кальцитом, флюоритом, баритом. Отличительной особенностью Широндукуйского месторождения является слабое и неравномерное развитие флюорита в трахидацитах. Заметное его развитие отмечено в базальтах. В осадочно-эффузивных породах вблизи рудных залежей и на их флангах широко проявлены пострудные прожилки кальцита, среди которых наиболее часто встречаются пластинчатый и ромбоэдрический кальцит. В рудных зонах и околорудном пространстве развита баритовая минерализация, характер распределения ее неравномерный. Наиболее поздним минералом пострудной стадии является дикцит, образующий маломощные метасоматические ореолы.

Вещественный состав руд

По составу рудных гипогенных минералов Широндукуйское месторождение относится к молибден-урановой формации и в общих чертах является аналогом расположенных рядом месторождений Стрельцовского и Антей. Главной особенностью является непромышленная молибденовая минерализация, которая проявлена неравномерно. Наиболее полно молибденит-настурановая ассоциация проявлена в центральной части месторождения. На месторождении проявлена полиметаллическая минерализация, широко развиваясь в ее средних и нижних частях. Кроме того, в рудах месторождения обнаружены непромышленные концентрации золота: в пиритизированных трахидацитах до 0,1, в гранитах 0,2-0,3 г/т. Руды месторождения характеризуются относительно разнообразным минеральным составом. Гипогенные минералы представлены урановой смолкой (настуран), коффицитом и браннеритом.

По их соотношению руды относятся в основном к смолковым, в меньшей мере — коффицит-смолковым и браннерит-коффицит-смолковым. Наиболее характерны для них разновидности вкрапленных текстур, менее развиты прожилково-вкрапленные и другие типы текстур. В отдельных залежах в ассоциации с урановой смолкой и коффицитом присутствует молибденит, однако этот тип минерализации развит незначительно. Чаще

всего в рудах присутствует пирит-галенитовая минерализация с подчиненным количеством сфалерита, теннангита, халькопирита. Коффицит-смолковые руды широко проявлены на Северном участке месторождения, меньшее развитие получили руды смолковые и браннерит-коффицит-смолковые.

Южный и Степной участки характеризуются развитием преимущественно смолковых руд.

Текстуры руд и их пространственное распределение характеризуются следующими особенностями. В осевых частях жиллообразных залежей широкое развитие получили прожилково-вкрапленные текстуры, в краевых частях залежей проявлены гнездово-вкрапленные, вкрапленные и эмульсионно-вкрапленные текстуры. Реже встречаются кокардовые, брекчиевые и катакластические текстуры. Ниже приводится характеристика гипогенных минералов урана в последовательности их образования.

Браннерит в рудах рассматриваемого месторождения, в отличие от месторождений Стрельцовского и Антей, относится к числу малораспространенных минералов. Выделение браннерита отмечены в пределах незначительных — размерам ореолов альбитизации 2 в трахидацитах в центральной и южной частях месторождения. Он образует примесь в коффицит-смолковых рудах. Скопления зерен браннерита не превышают 0,1-0,2 мм в поперечнике. Распределены они чаще в псевдоморфозах по биотиту, рутилу и титаномагнетиту. Помимо урана, титана, кремния браннерит содержит повышенные концентрации ZrO_2 (до 2,6%), PbO (до 2,5), CaO (до 3,0) и Fe_2O_3 (до 2,1).

Урановая смолка является главным рудообразующим минералом месторождения. Представлена она в основном двумя разновидностями — вкрапленниками и прожилками. Размер вкрапленников в рудовых и бедных рудах не превышает сотых и тысячных долей миллиметра в поперечнике, в богатых рудах размер гнезд урановой смолки достигает 1 см в поперечнике. Мощность прожилков не превышает нескольких миллиметров. Как и на месторождениях Стрельцовском и Антей, выделяется не менее трех генераций урановой смолки. К первой генерации отнесены метасоматические выделения окислов урана, имеющие низкую отражательную способность (7-10%) и получившие широкое распространение в рудах вкрапленной текстуры. Возможно, она является псевдоморфозой по ранее образовавшемуся коффициту. Урановая смолка 1 (коффицитоподобная) образует обычно неправильной формы зерна, содержащие в ядрах реликтовые зерна пирита, что свидетельствует об осаждении некоторой части урана из растворов в условиях таких восстановителей, как сульфиды. Урановая смолка второй генерации является основным минеральным компонентом в рудах. Она имеет средне- и крупнопочковидную структуру, размер глобулей от 0,015 до 0,03-0,1 мм, реже до 1-2 мм в поперечнике. Почки имеют концентрически-скорлуповатое и радиально-лучистое строение.

По данным определения химического состава на рентгеновском микроанализаторе для урановой смолки характерно повышенное содержание SiO_2 (до 5,8%), CaO (до 5), PbO (до 4,5), особенно в таких залежах, где гипогенные минералы заметно преобразованы гипергенными процессами. Присутствует значительное количество гидроокислов железа и марганца, отмечается преобладание коффицита над урановой смолкой. Спектральные анализы урановой смолки 2 показали повышенное содержание элементов-примесей — As, Sb, Zr, Mn, Ba, Cu, Sr, Ag. В полированных шлифах видно, что почковидные агрегаты урановой смолки 2 в рудах брекчиевой текстуры образуют выделения в цементе брекчий и обособления в виде кокард. Нередко почки урановой смолки подвергнуты пострудному дроблению, часто наблюдаются сростки урановой смолки с пиритом, реже молибденитом, галенитом.

Большой интерес представляет часто встречающаяся ассоциация коффицита и урановой смолки, для которой характерно более позднее выделение коффицита. Исследования сростков этих минералов на рентгеновском микроанализаторе (ВНИИХТ) показали, что колломорфные выделения урановой смолки замещаются коффицитом по концентрам.

Наблюдается в рудах урановая смолка 3, имеющая на месторождении незначительное распространение. Для нее характерно отложение в пустотах друзовидного кварца в виде неправильных зерен размером не более 0,12 мм в поперечнике.

Уранинит в рудах отмечается редко и ассоциирует с урановой смолкой 2. Он образует кубические кристаллы размером в сотые доли миллиметра в поперечнике. Размер его элементарной ячейки 5,39 А.

Коффинит относится к числу распространенных урановых минералов. На месторождении проявлено несколько генераций коффинита, различающихся по генезису. Наряду с обычными гидротермальными генерациями коффинита в северной части месторождения, в низах зоны окисления, коффинит ассоциирует с гидроокислами железа и марганца, что отмечено на месторождении Дальнем. Низкоотражающий коффинит отложился после формирования основного оруденения, представленного высокоотражающей урановой смолкой 2 в ассоциации с молибденитом. Кроме метасоматических выделений коффинит образует обособления в пустотах друзовидного кварца, ассоциируя с марказитом и флюоритом.

Урановые руды пластообразных залежей на Восточно-Широндукуйском месторождении тонковкрапленные, представлены коффинитом, в наиболее рудонасыщенных участках присутствует настуран, кроме того, отмечена тонкодисперсная минеральная форма урана. Изучением тонкодисперсной рудной составляющей электронной микроскопией методом фрактографии и микродифракции (ВИМС) установлено, что уран находится в оксидной и силикатной (коффинит) формах, представленных мельчайшими выделениями (0,05-0,1 мм) в тесном сростании со слоистыми алюмосиликатами. Коффинит определен мелкокристаллический, коллоидный и веретенновидный. Присутствие последней редкой разновидности свидетельствует о том, что в формировании урановых руд Восточно-Широндукуйского месторождения наряду с гидротермальными растворами принимали участие и вадозные, перераспределяющие уран.

Молибденит отмечен в трахидацитах в виде тесных сростаний с урановой смолкой, а в гранитах он образует обособления в черном криптокварце, что позволяет выделить две генерации молибденита. Более поздние выделения, ассоциирующие с урановой смолкой, имеют мелкочешуйчатое строение.

Сульфидная минерализация представлена на месторождении Широндукуйском пиритом и галенитом и в меньшем количестве сфалеритом и халькопиритом, которые широко развиты в гранитах и на нижних уровнях в слоистой толще. В маломощных монтмориллонит-диккитовых зонах, пересекающих гидрослюдизированные трахидациты, отмечены тонкозернистые выделения клейофана.

Берtrandит в трахидацитах находится в ассоциации с кальцитом в прожилках мощностью до 2-3 см.

Флюоритовая минерализация на рассматриваемом месторождении не получила такого интенсивного развития, как на участках Стрельцовского месторождения. Флюорит проявлен здесь в виде сравнительно редких и маломощных прожилков, количество которых несколько возрастает в базальтах по сравнению с трахидацитами и гранитами.

Барит является мало распространенным минералом и совместно с кальцитом относится к наиболее поздним образованиям. Обычно он отмечается в пустотах друзовидного кварца в виде хорошо образованных кристаллов размером 2-3 мм в поперечнике. Следует отметить, что в северной части месторождения отмечена переотложенная (регенерированная) урановая смолка 4, образующая по плоскостям спайности кристаллов пострудного кальцита тончайшие выделения.

Зона окисления

На месторождении Широндукуйском развита трещинная зона окисления, проявленная локально вдоль отдельных швов. Вблизи поверхности широко развиты гидроокислы железа и марганца, часто пространственно совмещенные с рудными залежами. Кроме того, скопления окислов марганца, образующие в трахидацитах "желваки", не являются образованием современной зоны окисления. По данным химического анализа содержание MnO в них достигает 28,88% при содержании урана 0,07% и Fe₂O₃ — 6,03%.

Как и на Стрельцовском месторождении, на Широндукуйском проявлен гидроокисно-силикатный тип зоны окисления. По степени окисленности первичных руд и составу

образовавшихся гипергенных минералов урана в рассматриваемой зоне выделяются окисленные руды с преобладанием минералов из группы гидроокислов (кюрит, скупит, ургит и др.) и из группы силикатов (болтвудит, уранофан). Эти две группы минералов отражают стадийный характер формирования зоны окисления. Обычно гидроокислы урана непосредственно примыкают к реликтовым обособлениям урановой смолки. Урановая смолка переходит в гидратированную разновидность — гидронастуран и урановую чернь. По данным спектрального анализа в прожилковом агрегате урановой черни присутствует в повышенном количестве молибден, что указывает на проявления в рудах уран-молибденовой черни.

Баураноит образует прерывистый ореол буровато-коричневого цвета мощностью 1-2 мм вокруг выделений урановой смолки, при этом отмечаются реакционные границы и тонкие прорастания баураноита и урановой смолки.

Кларкеит — оранжево-красный минерал, ранее на месторождениях Стрельцовского рудного поля не отмечался. Был диагностирован по данным рентгеноструктурного анализа (Сидоренко Г.А., ВИМС).

Кюрит развивается непосредственно по смолке, чаще замещает баураноит и кларкеит; отмечен в стекловатой и скрыто-кристаллической фазе.

Ургит-скупит является преобладающим минералом в зоне гидроокисных урановых минералов. Он образует плотные корки или обособления, нередко радиально-лучистого строения.

Позднее выделились вторичные минералы урана группы силикатов — уранофан и болтвудит. Эти минералы образуют рыхлые корки и сплошные массы в породе. Уранофан в этих зонах преобладает, болтвудит встречается редко.

В отличие от Лучистого месторождения на Широндукуйском слабо проявлена слюдовая стадия окисления руд. Очень слабо проявлены молибдаты. Внешне неокисленные молибденит-смолковые руды по трещинам содержат натечные выделения ильземанита.

Геохимические особенности руд и вмещающих пород

Концентрация элементов изучалась на разных гипсометрических уровнях ореолов и в рудных залежах, локализованных в породах различного состава.

Из результатов исследований следует, что уровни концентрации элементов зависят от вмещающих пород. Максимальные кларки концентрации характерны для трахидацитов, гранитов, а минимальные — для базальтов. В содержаниях более 10 кларков в рудных залежах, залегающих в трахидацитах, концентрируются уран, молибден, цезий (до 36 кларков), свинец, а в оруденелых гранитах — мышьяк, сурьма. Уровень концентрации остальных элементов менее 10 кларков. Высокие концентрации молибдена и мышьяка характерны для оруденелых гранитов, контролируемых северо-восточным швом 23. Эти концентрации обусловлены проявлением минеральных парагенетических ассоциаций молибдена и мышьяка в дорудную кринокварц-сульфидную стадию.

Надрудные и подрудные ореолы не различаются по спектру концентрирующихся элементов, но по уровням концентрации имеют отличия. Так, концентрация цезия достигает 36 кларков для подрудных частей месторождения и 19 кларков для надрудных ореолов, концентрация марганца в 5 раз выше в подрудных ореолах.

Корреляционным анализом установлена устойчивая положительная связь урана с свинцом, молибденом, бериллием, положительная значимая связь с торием, цезием, литием, положительная связь урана с марганцем в нижних частях жилообразной залежи, где он концентрируется, и отрицательная связь марганца с ураном — на верхних уровнях оруденения, где отмечается его вынос. Молибден на отдельных уровнях образует собственные геохимические ассоциации.

Отличительной особенностью Широндукуйского месторождения является связь урана в отдельных сечениях рудных залежей с иттрием и цирконием. Торий обычно образует геохимические ассоциации с редкоземельными элементами (иттрий, цирконий, лантан), а также с титаном, ванадием, никелем, присутствует в виде примеси в смолках.

Ореол радиоактивности имеет в целом сложную морфологию и прослеживается по рудовмещающим нарушениям на 400 м по вертикали, выходя на поверхность коренных пород слабо проявленным ореолом мощностью 30 м.

Наиболее протяженные ореолы образуют свинец, молибден, мышьяк, которые вытягиваются в северо-западном направлении более чем на 3 км. Свинец образует наиболее широкие ореолы, в контуре которых находятся все рудные залежи. Контрастные ореолы свинца (содержанием более 0,01%) проявлены по основным рудовмещающим нарушениям и имеют линейную форму, мощность ореолов от 2 до 50 м. Максимальные концентрации свинца более 0,3% приурочены непосредственно к рудным залежам в виде линз. Ореолы молибдена наиболее интенсивно проявлены на Центральном и Северном участках месторождения. Общая протяженность эндогенных ореолов молибдена составляет около 3 км, мощность — от 50 до 320 м. Контрастные ореолы молибдена с содержанием более 0,01% развиваются по основным рудовмещающим нарушениям в виде узких линейных полей в контуре рудных залежей.

Ореолы мышьяка развиваются в основном на Центральном участке месторождения и узкими полосами протягиваются на Северный участок. Общая протяженность ореола 2000 м, мощность — от 5 до 360 м. Максимальные содержания мышьяка более 0,3% приурочены к рудным залежам. На поверхность коренных пород ореолы мышьяка не прослеживаются.

Ореолы бериллия на разведочном горизонте имеют в основном линзообразную форму. Наиболее интенсивный ореол приурочен к северо-восточному нарушению, где связан с кальцит-берtrandитовой жилой. В гранитах ореолы бериллия отмечаются в виде отдельных линз.

Ореолы пластообразных залежей в осадочных породах на Восточно-Широндукуйском месторождении имеют следующие геохимические особенности:

ранжированный ряд кларков концентрации элементов представлен в кларках концентрации: As (274,8) — Sb (33,5) — U (30,0) — Co (12,2) — Mo (6,8) — Ni (3,8) — Cr (2,6) — Li (2,5) — Zn (2,0) — Cu (1,4) — Pb (1,4) — W (1,2) — Sn(1,2) — P (0,54);

характерна ассоциация сидерофильных элементов — Ni, Co, Cr, W;

характерно присутствие самостоятельных халькофильных ассоциаций элементов — Sb, Ag, Pb(Zn), Mo;

уран образует геохимические ассоциации с молибденом.

ОКТАБРЬСКОЕ

Урановое месторождение Октябрьское — одно из крупных месторождений Стрельцовского рудного поля. Оно расположено в пределах долгоживущей глубинной Аргунской зоны разломов северо-восточного простирания, в узле пересечения ее с Мало-Тулукуевской зоной разломов меридионального простирания. Рудные залежи на поверхности не выходят и залегают в интервале глубин 100-550 м. Общая площадь месторождения, составляющая 0,4 км², простирается в северном направлении более чем на 2 км при ширине минерализованной зоны до 300 м. С запада и востока месторождение ограничено субмеридиональными разломами Мало-Тулукуевской зоны. На юге к месторождению Октябрьскому примыкает месторождение Лучистое (см. рис. 63, 155).

Впервые оруденение на участке месторождения выявлено бурением скважин в 1967 г. Обоснование поисковых работ на площади Стрельцовской кальдеры, в том числе и на участке месторождения, было дано в 1962 г. [30ф]. В 1963-1966 гг. на площади месторождения проведена геологическая съемка масштабов 1:25 000 и 1:10 000, сопровождавшаяся структурно-геофизическими и радиометрическими методами. В связи с тем, что мощность наносов на участке превышает 20 м, радиоактивных аномалий не было выявлено и только глубинными поисками с помощью установки СУГП-10 на площади месторождения на глубине 40-50 м обнаружены три локальные аномалии слабой интенсивности (40, 50, 80 мкР/ч). Гравиразведкой был установлен узел пересечения северо-восточных, широтных разрывных нарушений. Эти данные явились основанием заложения (Л.П.Ищу-

кова) первого поискового профиля из трех скважин. Только третьей скважиной на глубине 350 м было вскрыто в 1967 г. урановое оруденение в нижнем покрове трахидацитов [34ф].

В период 1968-1969 гг. осуществлялась предварительная разведка месторождения бурением скважин с поверхности по сети 200x200x100, определившая наиболее продуктивную часть геологического разреза. С 1973 до начала 1976 г. проведена детальная горно-буровая разведка на горизонте 360 м из шахты 7, с 1976 по 1978 г. — детальная разведка верхних частей месторождения на горизонте горных выработок 540 м из шахты 13. Предварительной и детальной разведкой руководили геологи — Л.П.Ищукова, Ю.А.Самойленко, В.А.Шлейдер, геофизики — В.А.Солодовников, А.П.Шакин. Кроме них в поисково-разведочных работах принимали участие В.Н.Рукосюев, А.М.Томилов, Г.М.Щелчков, В.В.Яснош, А.И.Пушкаренко, Ю.А.Филиппенко, Л.А.Яговкин. Изучение вещественного состава руд и их геохимических особенностей проведено М.В.Вампиловым, О.Н.Корниенко, В.И.Ситниковой, Г.И.Кожевниковым [35ф, 37ф, 101ф].

Геологический разрез участка месторождения подобен разрезу восточной половины Стрельцовского рудного поля. Отличием является отсутствие в составе приаргунской свиты верхних покровов трахидацитов и базальтов, а также значительно большая мощность осадочных отложений в основании тургинской свиты.

Породы нижнего структурного этажа, слагающие фундамент, представлены преимущественно (до 70% площади) метасоматическими биотит-роговообманковыми породами, образовавшимися в связи с гранитизацией. Менее распространены розовато-серые среднезернистые биотитовые, нередко лейкократовые метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, среди которых сохранились довольно крупные ксенолиты протерозойских метаморфических пород.

Под воздействием неоднократно проявившихся процессов метасоматической гранитизации, высокотемпературных процессов кремнекалиевого метасоматоза и грейзенизации метаморфические породы претерпели значительные преобразования. Гранитизация этих пород выразилась в равномерном насыщении всей ткани амфиболитов, гнейсов агрегатами кварца и плагиоклаза на ранних стадиях, кварца и ортоклаза — в последующие стадии метасоматоза, кроме того, имело место последнее замещение лейкократовых горизонтов гнейсов, близких по составу к гранитному. Кремнещелочной метасоматоз, проявившийся вдоль глубинной зоны разломов, вызвал наиболее существенные постгранитизационные преобразования. По амфиболитам под воздействием кремнекалиевого метасоматоза образовались эпидот-пироксеновые, эпидот-цойзит-актинолитовые скарны. Преобразующие процессы обусловили химическое изменение породообразующих минералов. Плагиоклаз основной массы раскислен до олигоклаза № 15-20, характерны сосюритизация с образованием альбита, эпидота, цойзита, серицита, карбоната. Роговая обманка образует компактные таблитчатые либо призматические кристаллы.

Характерной чертой метасоматических диоритов является отчетливо проявленная ориентировка темноцветных минералов, отражающая текстурные особенности гранитизированных метаморфических пород. Диоритоподобные породы слагают пологонаклонные мощные тела, чередующиеся с телами метасоматических гранитов. Границы между метасоматическими диоритами и гранитами очень сложные, наблюдаются постепенные переходы с образованием пород непостоянного состава. Граниты и диориты пересечены маломощными жилообразными телами аплитовидных лейкократовых гранитов.

Геологический разрез верхнего структурного этажа на участке месторождения характеризуется частой перемежаемостью пород с моноклиналным залеганием. Простирание пород северо-восточное и широтное, падение на юг и юго-восток под углом 3-10°, участками — 20-45°, в результате чего наблюдаются последовательные выходы на поверхность нижних частей разреза в направлении с юга на север.

Приаргунская свита имеет мощность от 350 до 550 м и характеризуется неполным составом в верхней части разреза. Горизонт базальных конгломератов маломощный (до 15-20 м) и развит только в южной и центральной частях месторождения на склонах эрозионно-тектонического выступа. Нижний покров базальтов заполняет большую часть палеоэрозионных врезов в фундаменте, в связи с чем мощность его колеблется от 85 до

200 м. Покров имеет сложное строение. Наряду с маломощными прослоями миндалекаменных и массивных базальтов (мощностью от 5 до 20 м) имеются невыдержанные прослои и линзы конглобрекчий, туфоконгломератов и туффитов. В связи с этим покров по физико-механическим свойствам является неблагоприятным для трещинообразования и рудоотложения. Нижний покров трахидацитов с прослоем туфов мощностью до 10 м в основании залегает на неровной поверхности покрова базальтов. Трахидациты оставляют в разрезе около 40% объема и являются основными рудовмещающими породами на месторождении. Покров трахидацитов имеет характерное для всего рудного поля трехчленное строение. В основании залегают пологофлюидалные стекловатые лавы трахидацитов, причем флюидалность повторяет профиль палеорельефа кровли базальтов; они по физико-механическим свойствам наиболее благоприятны для трещинообразования и вмещают богатые штокверкоподобные залежи. Выше лежащие трахидациты характеризуются массивной или слабифлюидалной текстурой. Верхняя часть покрова сложена крутофлюидалными трахидацитами. Флюидалность имеет субширотное простирание (280-290°). В этом покрове трахидацитов локализуются основные штокверкоподобные, жильные и жилообразные рудные залежи богатых и рядовых руд, апофизы которых часто проникают в выше лежащие конгломераты и базальты среднего покрова. Выше в разрезе, среди трахидацитов, залегает маломощный невыдержанный горизонт конгломератов, развитый только на этом месторождении. Наибольшую мощность (до 40 м) он имеет в палеодолине в южной части месторождения. В верхней части покрова трахидацитов наблюдается переслаивание туфогенно-осадочных пород с маломощными горизонтами флюидалных трахидацитов.

Выше лежащий средний покров базальтов наибольшую мощность имеет в южной и центральной частях месторождения. Он состоит из ряда лавовых потоков, сложенных миндалекаменными и массивными базальтами, чередующимися с лавобрекчиями того же состава. Реже отмечаются тонкие прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Урановое оруденение в этом покрове локализуется в виде маломощных жилообразных и штокверкоподобных залежей, характеризующихся богатыми и рядовыми рудами. На северном фланге месторождения на покрове базальтов залегает верхний покров флюидалных трахидацитов мощностью 60-100 м, включающий горизонт туфов в основании.

Тургинская свита на участке месторождения представлена только двумя нижними толщами, из которых первая сложена осадочными породами и покровами основных пород, а липариты, развитые на западе, присутствуют только в обломочном материале конгломератов. Вторая толща также отличается отсутствием верхнего покрова липаритов. Общая мощность пород тургинской свиты 150-200 м.

Первая толща, выполняющая палеодолину северо-восточного-субширотного простирания, представлена пачкой грубообломочных осадочных отложений, двумя маломощными покровами плагиоклазовых трахибазальтов и тонким покровом трахидацитов. Мощность толщи 150-180 м. Осадочные отложения имеют трехчленное строение. Внизу залегает горизонт сероцветных конгломератов, выше — горизонт гравелитов мощностью от 10-15 м, перекрытый горизонтом красноцветных конгломератов мощностью 20-50 м. В толще красноцветных конгломератов находится маломощный покров плагиоклазовых трахибазальтов, выклинивающихся в южном направлении.

Вторая толща тургинской свиты также развита в области палеодолины. Она сложена покровом фельзитов с прослоем туфов кварцевых порфиров и туфолав фельзитов в основании. Общая мощность пород составляет 20-40 м. Покров фельзитов выходит на поверхность на большей части южного и центрального участков месторождения, выклиниваясь в северном направлении.

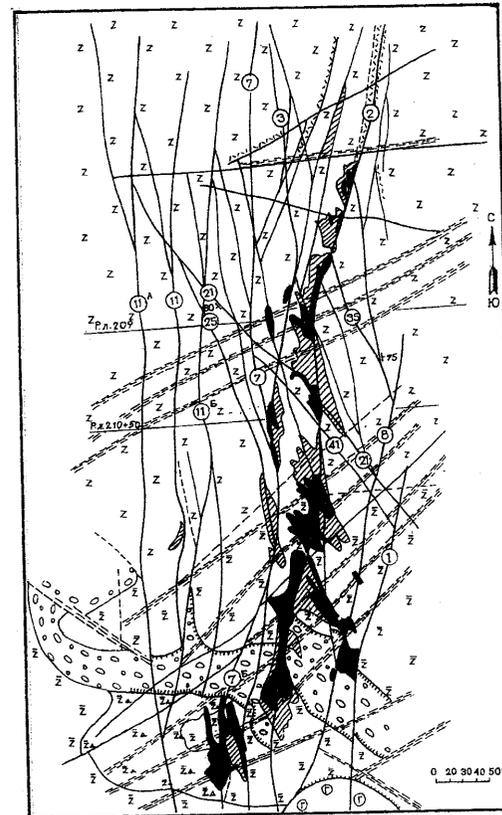
Осадочные и вулканогенные породы месторождения перекрыты элювиально-делювиальными отложениями мощностью от 10 до 50 м, в результате чего на поверхности не выявляются первичные ореолы гидротермального рудообразующего процесса.

Тектоническое строение Октябрьского месторождения определяется положением его в узле пересечения Аргунской зоны разломов северо-восточного простирания, являющейся крупным структурным элементом первого порядка для Стрельцовского рудного поля в целом, и Мало-Тулукуевской меридиональной зоны разломов второго порядка. Тектонические движения по этим разломам, периодически происходившие в течение всего периода развития кальдеры, вызвали образование валообразного выступа в фундаменте и многочисленных разрывов более высоких порядков на всех стратиграфических уровнях над ним. Смещения блоков имели сбросово-сдвиговый характер; амплитуды перемещений по разрывам составляют 20-30 м.

Гетерогенность разреза по составу и различия физико-механических свойств пород обусловили образование разломов нескольких типов: крутопадающих разнонаправленных, пологонаклонных по контактам пород и зон крутопадающей трещиноватости на нескольких стратиграфических уровнях. Характерно, что крутопадающие тектонические швы Аргунской зоны северо-восточного простирания проявлены в фундаменте брекчиями, а в осадочно-вулканической толще на их продолжении развиты лишь системы трещиноватости этого направления и только наиболее крупные швы выражены дроблением пород. В отличие от них разломы меридионального простирания Мало-Тулукуевской зоны выражены дроблением и брекчированием пород как в фундаменте, так и в осадочно-вулканогенной толще.

Аргунская зона разломов так же, как и для других месторождений Стрельцовского рудного поля, является рудоконтролирующей и рудоподводящей к области разгрузки рудоносных растворов. Таковую же роль, но уже в области рудоотложения, играют разломы меридионального простирания. Они контролируют размещение всех рудных залежей на месторождении. Основными рудовмещающими являются разрывы северо-западного направления, образующие трещинные зоны вдоль меридиональных разломов.

Рис. 140. Геологический план горизонта 360 м Октябрьского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)



Пологие разрывы, широко проявленные по контактам пород, способствовали сдвиговым смещениям блоков, в большей части эти разрывы притертые, выполнены глиной трения, в связи с чем являются прекрасными экранирующими поверхностями как при движении растворов вверх, так и при боковой фильтрации их в трещинных зонах над ними, где они выполняют функцию своеобразных водопорных поверхностей.

Крутопадающие нарушения на месторождении представлены разрывами следующих основных направлений: широтными 70-90°, северо-восточными 50-70°, северо-восточными 30°, меридиональными 350-10°, северо-западными 330-340° (рис. 140). Наиболее ранние по времени

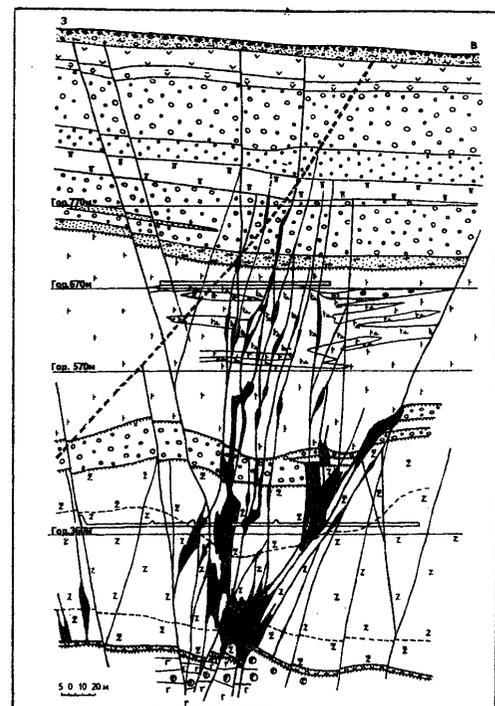


Рис. 141. Геологический разрез по разведочной линии 210+50 месторождения Октябрьское (условные обозначения см. на рис. 12)

Тектонические швы субширотного простирания не содержат оруденения, но ограничивают его развитие на месторождении в южном и северном направлениях.

Тектонические разрывы северо-восточного ($50-70^\circ$) простирания развиты широко на южном и центральном участках месторождения. Пространственно

развитию интенсивной трещиноватости этого направления соответствует наиболее рудонасыщенная часть месторождения. Нарушения северо-восточного ($20-30^\circ$) простирания наименее проявлены на месторождении.

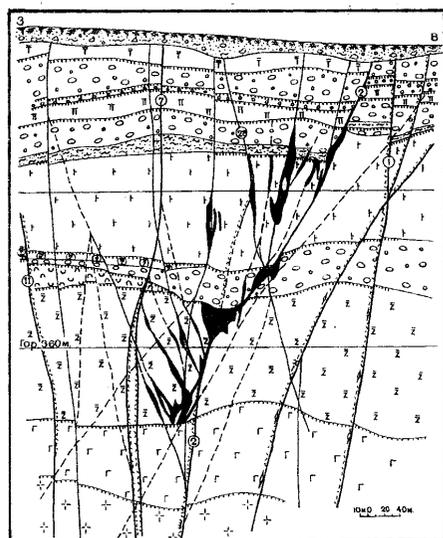


Рис. 142. Геологический разрез по разведочной линии 209 месторождения Октябрьское (условные обозначения см. на рис. 12)

Основные рудоконтролирующие структурные элементы меридионального простирания составляют крупную Мало-Тулукуевскую зону разломов, прослеживаются в пределах рудного поля на 10 км; отдельные разломы ее выходят в бортовых частях кальдеры. Крупные разрывы пересекают осадочно-вулканогенную толщу, а в породах фундамента по ним произошло ступенчатое проседание блоков на склонах выступа. Наиболее крупными, ограничивающими выступ фундамента с запада, являются тектонические швы 13, 11, 10, с востока — ряд разломов восточнее месторождения.

заложения широтные и северо-восточные разломы являлись сместителями, по которым происходили существенные перемещения блоков пород фундамента; они подновлялись и после образования меридиональных, осложнив строение валообразного выступа. В осадочно-вулканогенной толще эти разломы выразились мощными зонами трещиноватости, а наиболее крупные швы — системами сближенных трещин и дроблением пород (рис. 141, 142). В результате подновления трещинных зон после формирования каждого покрова эффузивов образовались эрозионные палеодолины. В результате они наблюдаются на нескольких стратиграфических уровнях, имеют северо-восточное близширотное простирание.

В процессе проседания боковых блоков и относительного воздымания основного выступа фундамента по крутопадающим швам над выступом произошли крупные сбросо-сдвиговые смещения по крупным протяженным разрывам 2, 7, 13, 12, из которых тектонический шов 2 является основным рудоконтролирующим на участке месторождения. Он прослежен горными выработками на 400 м и скважинами с поверхности на 3000 м. Шов имеет падение на запад под углом $60-80^\circ$. На всем протяжении шов 2 сопровождается дроблением, брекчированием, развальцеванием пород на мощность 1-2 м. На плоскостях трещин-сместителей развита глина трения мощностью до 5 см; висячем боку породы интенсивно трещиноваты на мощность до 8 м. Другая система субмеридиональных разрывов, объединяемых в разлом 7, вскрыта на горизонте горных выработок в 40-80 м к западу от шва 2; по простиранию он прослеживается более чем на 500 м. Падение тектонических швов этой системы близвертикальное; при переходе из трахидацитов в вышележащие породы происходит их выполаживание до $70-85^\circ$ с падением на запад. Сбросо-сдвиговые смещения малоамплитудные — в пределах 1-3 м. По сместителям развиты глинки трения мощностью до 3 см. Между швами-сместителями породы раздроблены и трещиноваты; общая мощность деформированных пород достигает 100 м.

Крупные разломы 11, 11а, 11б, 10 Мало-Тулукуевской зоны развиваются на западном фланге месторождения; они какого-либо заметного влияния на распределение оруденения в верхних горизонтах не оказывают. На участке пересечения указанных разломов трещинами северо-западного простирания локализованы рудные тела в нижней части покрова трахидацитов.



Рис. 143. Рудовмещающий шов-сместитель северо-западного простирания в трахидацитах (Октябрьское месторождение, кровля штрека 0-401)



Рис. 144. Сопряжение тектонического шва 7ж с системой оперяющих рудовмещающих северо-западных трещин в трахидацитах (Октябрьское месторождение, кровля штрека 0-421 бис)

Разрывные нарушения северо-западного простирания образовались как диагональные трещины отрыва при разнонаправленных движениях блоков пород по меридиональным разломам 2, 7, 7ж. Простирание трещин изменяется в пределах $330-350^\circ$, падение в южной части месторождения преимущественно близвертикальное, в северной — наблюдается как западное, так и восточное падение под углами $60-80^\circ$. Протяженность северо-западных трещин невелика — составляет 50-100 м, редко — 150-200 м (рис. 143, 144). Тектонические разрывы северо-западного простирания играют основную роль в локализации оруденения на месторождении. Сближенные крутопадающие трещины северо-западного простирания образуют тре-

щинные зоны, ограниченные меридиональными разломами и вытянутые вдоль них на значительное расстояние. Эти трещинные зоны, являясь рудовмещающими, определяют морфологию штокверкоподобных залежей, характеризующихся большой протяженностью в меридиональном направлении.

Вдоль разрывов и в зонах трещиноватости развивается основная масса рудной и жильной минерализации, при этом минеральное выполнение северо-западных нарушений не отличается от выполнения ограничивающих их меридиональных разрывов. Наряду с криптокварцем, карбонатами, хлоритом, пиритом, гидрослюдами присутствует урановая смола, флюорит, спорадически появляется иордизит (рис. 145).

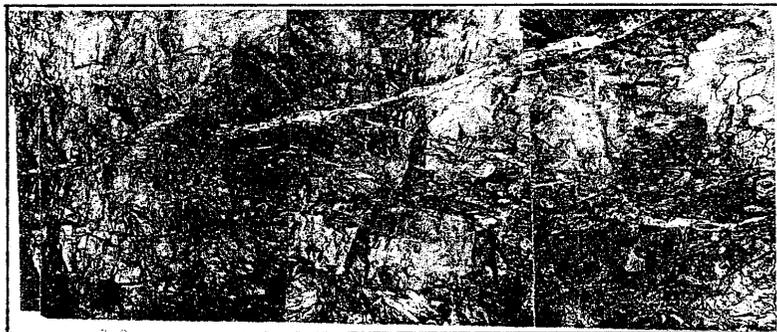


Рис. 145. Сложно ветвящиеся трещины отрыва северо-западного простирания, развитые в западной альбанде шва 2; разрывы выполнены кальцитом, хлоритом и почковидной урановой смолкой (Октябрьское месторождение, кровля)

Пологопадающие нарушения приурочены в основном к контактам пород, различающихся по физико-механическим свойствам. Они довольно широко развиты как в верхних частях месторождения, так и в нижних. При рудоотложении экранирующими поверхностями являются пологие срывы, развитые по контактам базальтов с алевропесчаниками и пестроцветными конгломератами с вышележащими покровами трахидацитов. Пологие нарушения выражены плоскостями-сместителями с глиной трения, вдоль которых породы развальцованы и грубо раздроблены. Мощность развальцевания и дробления не превышает 10-20 см. Минерализация убогая и представлена кальцитом, анкеритом, гидрослюдами, гематитом.

Рудоносность

Общие особенности локализации оруденения на Октябрьском месторождении определяются его положением в области сочленения Аргунской и Мало-Тулукуевской зон разломов.

Рудные тела Октябрьского месторождения локализованы в пределах двух сложно построенных рудоносных трещинных зон, которые образовались в осадочно-вулканогенной толще пород над выступом фундамента.

Восточная рудоносная трещинная зона контролируется крупными разрывными нарушениями 2, 7, 3, 1 меридионального простирания. Общая форма ее характеризуется значительной протяженностью по вертикали в отличие от уплощенно-вытянутых рудоносных зон Стрельдовского месторождения. В вертикальном разрезе оруденение развито во всех породах, начиная от нижнего горизонта конгломератов, в вышележащих базальтах, трахидацитах, в среднем покрове базальтов и перекрывающих их конгломератах. Экранирующим является пологое нарушение на контакте перекрывающих базальтов тур-

гинской свиты. Протяженность рудоносной зоны по простиранию превышает 2 км, по падению составляет от 80 до 400-550 м, мощность ее колеблется от 30-60 до 180 м.

В разрезе наиболее мощной и рудонасыщенной является нижняя часть трещинной зоны, образовавшаяся в покрове трахидацитов в области сопряжения тектонических швов 2 и 7. В верхней части покрова трахидацитов восточная рудоносная зона расщепляется на две ветви, одна из которых контролируется системой вертикально падающих разрывов 7, 3 (см. рис. 141), а другая имеет более пологое падение на запад в соответствии с падением разлома 2. Верхняя граница рудоносной зоны неровная в связи с отсутствием значительных экранирующих поверхностей в верхней части разреза; оруденение распространяется по тектоническим швам 2, 7 в верхние покровы трахидацитов и базальтов и находится на глубине от 5-15 до 65-80 м от современной поверхности. Нижней границей рудоносной зоны является пологое нарушение по контакту трахидацитов с нижележащими базальтами. На участке развития трещин северо-восточного простирания, осложняющих пологий разрыв, оруденение прослеживается и в нижних базальтах, выклиниваясь на их контакте с миндалекаменными базальтами. Максимальной рудонасыщенностью отмечается участок рудоносной зоны, в пределах которой тектонические швы Мало-Тулукуевской зоны и оперяющие их разрывы северо-западного простирания пересекаются с тектоническими швами северо-восточного простирания, составляющими осевую часть Аргунской зоны.

Западная рудоносная трещинная зона образовалась вдоль меридиональных разломов 11, 11б, 10 в покрове трахидацитов и не прослеживается в вышележащих породах. Рудонасыщенность западной трещинной зоны в целом низкая, ее запасы составляют около 4%.

Основные запасы урановых руд Октябрьского месторождения сосредоточены в Восточной рудоносной зоне. Наибольшая часть руд локализована в трахидацитах (включая вышележащий маломощный горизонт конгломератов), вмещающих более 80% запасов урана, содержание урана в этих рудах составляет более 0,2%. В нижележащих базальтах, вмещающих около 5% запасов урана, руды отличаются высокими содержаниями урана — до 0,75%; в среднем покрове базальтов заключено 12,5% запасов урана, руды характеризуются высоким качеством.

Рудоносность пород фундамента

Поиски оруденения в фундаменте под месторождением Октябрьским проведены бурением скважин с нижнего горизонта горных выработок и с поверхности. Скважинами вскрыты в породах фундамента мощные зоны раздробленных и гидротермально измененных пород на продолжении основных рудоконтролирующих структурных элементов, вмещающих оруденение в породах верхнего структурного этажа. В тектонических нарушениях установлены многочисленные радиоактивные аномалии интенсивностью до 40-150 мкР/ч, и одной скважиной вскрыто некондиционное оруденение; содержание урана 0,014% на мощность 0,8 м. Гидротермальные минеральные ассоциации представлены кварцем, кальцитом, гидрослюдой, реже хлоритом, баритом, флюоритом. Отмечаются скопления пирита, сфалерита, галенита, редко молибденита. Зона с сульфидной минерализацией имеет, по-видимому, северо-восточное простирание, ее мощность составляет около 100 м.

Морфология рудных залежей и закономерности распределения оруденения

Характер нарушенности пород вдоль рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов определяет морфологию рудных залежей как в плане, так и в разрезе. Оруденение в рудоносных трещинных зонах представлено двумя структурно-морфологическими типами рудных залежей: жилообразными рудными залежами и сложно построенными штокверкоподобными. Рудные залежи сближены между собой, различно ориентированы в про-

странстве и образуют сложные взаимопереходы. Основная масса руд (95%) месторождения Октябрьского заключена в залежах штокверкоподобного типа. Всего на месторождении в нижней части выявлено 13 штокверкоподобных и 10 жилообразных залежей, в верхней — 23 жилообразных и 78 штокверкоподобных.

В западной рудоносной зоне выделена одна (0-15) штокверкоподобная залежь. Все другие штокверкоподобные залежи, а также все жилообразные локализованы в восточной рудоносной зоне.

Штокверкоподобные залежи образуются в зонах крутопадающей трещиноватости в различных литологических разностях пород, благоприятных по физико-механическим свойствам для трещинообразования. Наиболее протяженная и мощная залежь (0-1), содержащая 60% запасов месторождения, образовалась в нижнем покрове трахидацитов в области сочленения крутопадающих разрывов 7, 7б, 7ж, 3, 1г, би и пологопадающего разлома 2. Штокверкоподобные залежи, приуроченные к трахидацитам, характеризуются уплотненно-вытянутой формой. Протяженность залежей от 6 до 900 м, ширина от 140 до 50 м, высота от 20 до 230 м. Границы залежей определяются геологическими факторами пологими нарушениями по контактам покрова трахидацитов с ниже- и вышележащими породами, крутопадающими трещинами иного простирания. В базальтах и конгломератах штокверкоподобные залежи имеют другую форму, характеризуются значительной вытянутостью по падению при относительно небольшой мощности. Протяженность залежей от 200 до 500 м, высота от 90 до 250 м, ширина от 15 до 50 м. Выклинивание рудных залежей по падению и простиранию происходит путем расщепления единой залежи на серию мелких рудных сечений при приближении к ограничивающим экранящим поверхностям. В других случаях вблизи пологих срывов наблюдается увеличение сплошности оруденения и улучшение качества руд.

Штокверкоподобные залежи состоят из большого числа пространственно сближенных крутопадающих рудоносных трещин, рудных линз, оперяющих крупные разрывы меридионального простирания и ориентированных в северо-западном направлении. Мощность оруденелой части пород вдоль трещин колеблется от 10 см до 1-2 м. В местах сближенного расположения рудоносных трещин образуются раздувы рудных интервалов мощностью до 12-50 м. Мощность безрудных участков не превышает 12 м.

Рудные сечения не имеют четко выраженных геологических границ и выделяются по данным радиометрического опробования горных выработок и гамма-каротажа скважин в соответствии с принятыми кондиционными показателями. В целом распределение урана и качество руд в штокверкоподобных залежах зависит полностью от особенностей внутреннего строения трещинной зоны. По плоскостям трещин, разрывов настуран в ассоциации с жильной минерализацией образует прожилково-вкрапленные и гнездовые выделения, а в зальбандах развит ореол вкрапленной метасоматической смолки, имеющий мощность до 1 м. Наибольшей рудонасыщенностью и высоким содержанием характеризуются узлы сочленения трещин северо-западного простирания с основными рудоконтролирующими разломами 2, 7, 3 (см. рис. 140-142). Содержание урана в сечениях колеблется от 0,063 до 1,557%, а в отдельных интервалах составляет от 0,6 до 11-24% на мощность до 0,5-1,5 м. Характерным для богатых интервалов является усложнение текстуры руд — появляются псевдобрекчиевые текстуры, вызванные насыщением гнездово-вкрапленной смолкой обломков брекчии и образованием в цементе крупных линз и гнезд смолки размером до 5x15 см. В пределах мощных (до 50 м и более) рудных интервалов устанавливаются десятки рудоносных трещин с богатым оруденением, разделенных рядовыми, бедными, убогими рудами и безрудными породами.

Жилообразные рудные залежи образовались вдоль пространственно обособленных крупных тектонических швов меридионального или северо-западного простирания в пределах западной рудоносной трещинной зоны и в верхней части восточной зоны, где содержат большую долю запасов месторождения. В западной зоне они локализованы вдоль трещин северо-западного простирания, на участках выклинивания штокверкоподобных залежей по восстанию — в верхней части покрова трахидацитов, в конгломератах и базальтах. Протяженность жилообразных залежей по простиранию от 50 до 300-500 м, по

падению от 50 до 300 м. Мощность изменяется от первых метров до 30 м. Жилообразные рудные залежи характеризуются меньшей изменчивостью внутреннего строения.

В восточной зоне жилообразные залежи имеют линейную форму и характеризуются незначительной (первые метры) мощностью, в раздувах достигающей 10 м, протяженность наиболее крупных жил от 100 до 330 м, мелких — до 70 м, высота колеблется от 30 до 100 м.

По литологическому составу наибольшая часть урановых руд локализована в трахидацитах, включающих около 80% запасов урана с содержанием его в рудах 0,256%. В нижележащих базальтах выявлено 4,7% запасов урана; руды отличаются высоким качеством, среднее содержание урана в них 0,747%. Верхняя часть месторождения характеризуется в целом высоким качеством руд, локализованных главным образом в среднем покрове базальтов, ниже — в трахидацитах, среднее содержание урана здесь составляет 0,319%, при этом 78% запасов заключено в богатых рудах со средним содержанием урана 1,018%. В некоторых блоках жилообразных залежей размерами 100x200x9 м содержание урана колеблется от 0,373 до 1,572%, среднее составляет 1,143%, коэффициент рудоносности 1. Рудная залежь 0-27, локализованная в верхней части месторождения, имеет сложное строение, обусловленное сочетанием жилообразных участков и штокверкоподобных раздувов. В верхней жилообразной части, локализованной в конгломератах, содержание урана колеблется от 0,164 до 5,445%, в нижележащих углистых алевролитах прослеживаются лишь забалансовые руды. В штокверкоподобном раздуве этой залежи, образовавшемся в базальтах и их лавобрекчиях, оруденение неравномерное, содержание урана колеблется от 0,063 до 1,956%.

В целом среднее содержание урана по рудным залежам колеблется от 0,109 до 1,825%.

В урановых рудах Октябрьского месторождения присутствует молибден. Содержание его колеблется от тысячных долей процента до 2,040%.

Минералого-геохимический состав руд

По вещественному составу руд и характеру окolorудных изменений вмещающих пород месторождение Октябрьское аналогично другим месторождениям Стрельцовского рудного поля и отличается от них меньшим развитием пострудных ассоциаций и более заметными проявлениями гипергенных минералов. Руды месторождения являются первичными и представлены урановой смолкой (настуран) нескольких генераций, в значительно меньшей мере уранинитом и незначительной примесью титаната урана. Руды характеризуются преобладанием карбонат-молибденит-смолковой ассоциации с хлоритом. В богатых рудах с содержанием урана до 6-24%, сложенных брекчированными трахидацитами, урановая минерализация представлена почти мономинеральной урановой смолкой, образующей огромное количество микропрожилков, гнездово-вкрапленные скопления, часто замещающие вулканическое стекло, и является основным компонентом в цементе брекчии. Оруденение, развитое в верхней части покрова трахидацитов и в вышележащих конгломератах и базальтах, отличается более низкими концентрациями урановых минералов, среднее содержание урана составляет 0,154%, богатые руды здесь имеют меньший удельный вес. В центральных частях рудных залежей в тесном сростании со смолкой выделяются пирит, халькопирит, борнит и галенит. На выклинивании залежей по простиранию отмечены повышенные концентрации As, Sb, Ni, Co в пределах 0,007-0,01%.

Отличительной особенностью руд, локализованных на верхних уровнях, является почти полное отсутствие флюорита и развитие большого количества карбонатных жил и прожилков — доломита, анкерита, кальцита.

При формировании штокверкоподобных залежей наиболее полное развитие получила и сопутствующая молибденовая минерализация, проявленная в северной части месторождения и имеющая промышленное значение. Основным минералом молибдена является мелкочешуйчатый и скрытокристаллический молибденит, отлагающийся обычно в ассоциации с урановой смолкой и тонковкрапленным пиритом. Максимальные концентрации молибденита приурочены к урановорудным трахидацитам, где карбонат-хлорит-мо-

либденовая минеральная ассоциация развита как в урановорудных телах, так и образует самостоятельные обособления на некотором удалении от них.

В южной части месторождения штокверкообразные залежи характеризуются повышенной бериллиеносностью, но бериллиевая (бертрандитовая) минерализация развита значительно более локально по сравнению с уран-молибденовым оруденением и промышленного значения не имеет. В урановорудных телах бертрандит концентрируется в осевых частях структурных элементов. Бертрандит образует мелкозернистый агрегат буровато-серого цвета в ассоциации с хлоритом, гидрослюдой, урановой смолкой и кальцитом. Содержание бериллия колеблется от тысячных долей процента до 0,461%. Запасы его подсчитаны ориентировочно в контурах урановорудных тел.

Кроме того, на месторождении обнаружены непромышленные проявления более ранней олово-вольфрамовой рудной формации, представленные касситеритовой минерализацией (содержание олова до 0,2% на мощность 1,05 м, содержание урана в этом сечении 0,031%), а также локальные концентрации золота (до 0,1-0,2 г/т) в пиритизированных трахидацитах, проявленные в одну из стадий уранового рудного процесса. В рудах отмечены повышенные концентрации Mo, Be, Tl, W, Sn, As, Sb, Mg, Te, Li, In, Yb, Pb, Ba и других элементов, связанных с сульфидами и другими минералами гидротермального процесса.

В минеральном составе штокверкоподобных и жилообразных залежей широко проявлены минеральные ассоциации стадии гидрослюдизации, альбитизации 2, кварц-сульфидной стадии, кварц-гидрослюда-молибденит-смолковой, пострудной флюорит-кальциевой стадии.



Рис. 146. Радиография брекчи базальта (экспоз. 19 ч). В цементе настуран двух генераций (месторождение Октябрьское)

Руды месторождения характеризуются разнообразием текстур (рис. 146-154). Штокверкоподобные залежи в трахидацитах состоят из серии жилообразных линз, в осевых частях которых породы брекчированы, имеют кремовую до буровато-красную окраску, реже зеленоватую, интенсивно альбитизированы, гематитизированы, слабо окремнены и шамозитизированы. Здесь широко проявлены прожилковые и брекчиевые текстуры руд, обычно в сочетании с кокардовой и вкрапленной.



Рис. 147. Радиография брекчи трахидацита (экспоз. 2 сут); брекчиевая текстура руды в сочетании с кокардовой. В цементе поздний настуран, молибденит и шамозит (месторождение Октябрьское)



Рис. 148. Радиография брекчи базальта (экспоз. 2 сут). Брекчиевая текстура. Настуран насыщает обломки породы; в цементе флюорит и кальцит пострудной стадии (месторождение Октябрьское)



Рис. 149. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 4 сут) флюидального трахидацита, альбитизированного, гематитизированного (прожилково-вкрапленная текстура) (месторождение Октябрьское)

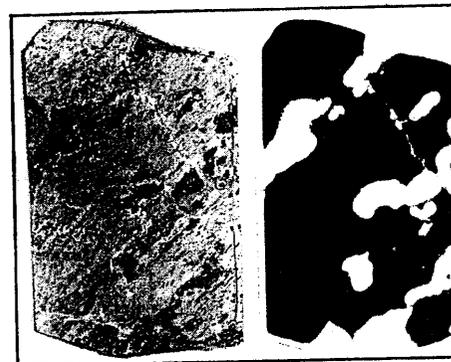


Рис. 150. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 5 сут) гнездово-вкрапленной текстуры руды в трахидаците (месторождение Октябрьское)

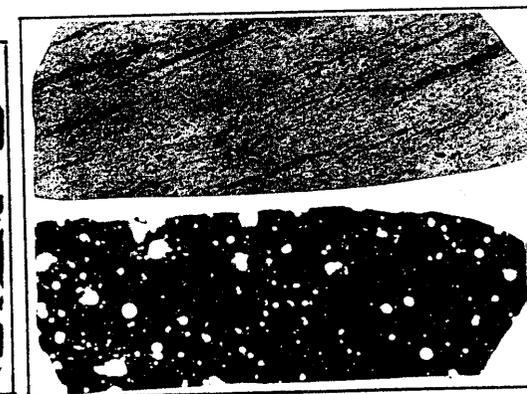


Рис. 151. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 30 сут) альбитизированного, гематитизированного трахидацита, насыщенного настураном; гнездово-вкрапленная текстура руды (месторождение Октябрьское)

Брекчиевые текстуры проявлены в узлах сочленения крупных тектонических швов 2, 7, 23. Вмещающие породы в обломках брекчий насыщены урановой смолкой и молибденитом, нередко урановая смолка и молибденит образуют корки мощностью до 3 мм вокруг обломков породы (кокардовые текстуры руд). В цементе брекчий развит кальцит, шамозит, реже флюорит и мелкопрузовый кварц. Отмечаются цементные текстуры руд: мелкообломочные брекчий сцементированы урановой смолкой, гидрослюдой и бертрандитом или урановой смолкой, молибденитом и шамозитом.

Гнездово-вкрапленные руды развиты в участках сочленения пологих трещинок, ориентированных по флюиальности трахидацитов с крутопадающими швами. Вкрапленные и тонковкрапленные текстуры руд широко проявлены в зальбандах отдельных рудных

тел и верхних частях залежей. Зоны развития вкрапленных руд в базальтах маломощны, их ширина не превышает 10-15 см, редко 7,0 м.



Рис. 152. Фотография (а) и радиография (б) конгломерата с гнездово-вкрапленным настураном, насыщающим цемент (Октябрьское месторождение)

Основными рудными минералами верхней и нижней частей месторождения Октябрьское являются три разновидности урановой смолки: среднечешуйчатая (генерация 2), мелкопочковидная (3), крупнопочковидная (4). Широко распространенный молибденит 2 ассоциирует со смолкой 4.

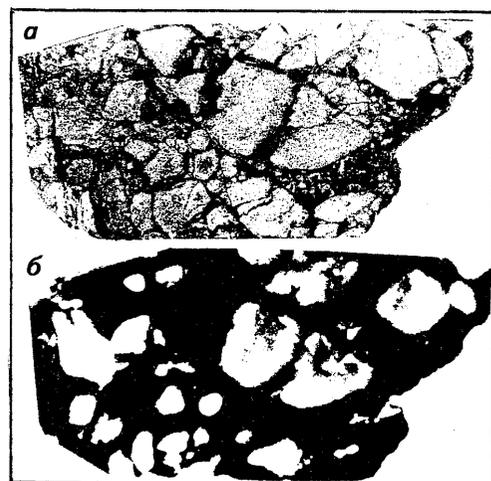


Рис. 153. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 40 ч) пострудной брекчи базальта; обломки насыщены настураном, гидрослюдой и шамозитом; в цементе шамозит, пирит, анкерит (Октябрьское месторождение)

Урановая смолка 2 наряду с поздней генерацией 3 широко развита во вкрапленных рудах. В зальбандах рудных тел она образует метасоматические обособления в виде почек среднего размера и редкие микропросечки мощностью до 0,1 мм. Размер почек урановой смолки 2 достигает 2 мм, их скоплений 4-5 мм в поперечнике. Урановая смолка 2 развивается по пириту, гидрослюде-монтмориллониту, доломиту и кварцу, а также замещает минералы, выполняющие миндалины в базальтах — железистую гидрослюду и карбонаты. Зерна смолки корродируются шамозитом. Особенностью смолки 2 является ее загрязненность частицами породы и ранее выделившихся жильных минералов. По данным спектрального анализа в ней установлены примеси Si, Al, Fe, Mg (целые проценты), Zr, Cu, Mn, Ti, Sb, As, Na, Pb, Zn, Bi, Be, Ag, Ge. Урановая смолка имеет характерные для нее свойства: бархатно-черную окраску, смоляной блеск, раковистый излом, твердость от

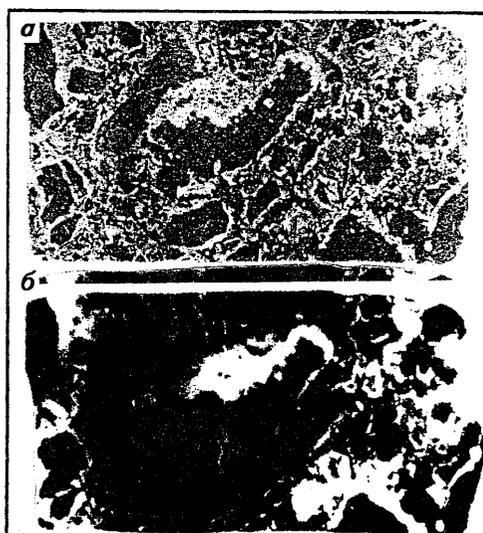


Рис. 154. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 4 сут) брекчи трахидацита; в цементе — каолинит-гидрослюдный агрегат с уранофаном (Месторождение Октябрьское)

4 до 5 по Моосу, слабо повышенную отражательную способность от 11 до 14%, размер элементарной ячейки от 5,384 до 5,392А. В редких случаях наблюдается тесное сростание смолки с халькопиритом и галенитом. В нижней части месторождения в трахидацитах совместно с урановой смолкой присутствует незначительное количество титанатов урана.

Мелкопочковидная смолка 3 играет главную роль в формировании рудных залежей. Она проявлена во всех залежах месторождения и образует метасоматические вкрапленные, гнездовые, прожилковые, брекчиевидные и кокардовые текстуры руд. Иногда выделяются кристификационные жилы сложного состава, в которых урановая смолка отложилась непосредственно в открытых трещинах и полостях, на нее нарастают корки шамозита, ярко-зеленого монтмориллонита, анкерита; центральная часть выполнена черным кальцитом, насыщенным тонкозернистым пиритом и марказитом.

В прожилково-вкрапленных, гнездово-вкрапленных и вкрапленных рудах смолка 3 интенсивно замещает смолку 2. Отмечены псевдоморфозы урановой смолки 3 по радиально-лучистым агрегатам коффинита размером не более 0,03 мм в поперечнике. С урановой смолкой 3 одновременно выделился уранинит, образующий кубические кристаллы. В обломках базальтов рудной брекчи содержится вкрапленная смолка 2, в цементе — смолка 3 и сульфиды, молибденит, галенит, халькопирит, борнит, пирит, а также анкерит, шамозит, кальцит, редко темно-фиолетовый флюорит.

Крупнопочковидная урановая смолка 4 широко проявлена на месторождении в открытых полостях. Главной ее особенностью является образование совместных колломорфно-зональных выделений с молибденитом 2, кокард в обломках брекчий. Участками почки деформированы и содержат мелкие кристаллы и микропросечки галенита. Иногда в крупных почках с призматической отдельностью отмечены псевдоморфозы смолки этой генерации по кристаллам коффинита. В сростках с урановой смолкой 4 повсеместно проявлены более поздние выделения пирита и марказита, а также шамозита, кальцита, реже флюорита. В рудах залежи 0-1 и 0-20 наряду с проявлением основных генераций урановой смолки отмечены ее более поздние переотложенные генерации. Они развиты в рудных брекчиях трахидацитов и приурочены к их цементу, сложенному ромбоэдрическим кальцитом. В рудах осевой части залежей урановая смолка окислена, о чем свидетельствуют колебания величины ее элементарной ячейки, она по данным рентгено-структурного анализа колеблется от 5,328 до 5,375А. Повышенная окисленность урановых смолк предопределяется влиянием зоны окисления, а также неоднородностью строения ее почек. В рудных брекчиях базальтов нижнего покрова наряду со смолковой минерализацией проявлена уранинитовая и в незначительной степени уран-титанатовая минерализация. Кроме того, в них проявлены выделения молибденита 2, пирита, кальцита и в незначительном количестве бертрандита, шамозита, галенита III, клейофана и халькопирита.

Руды жильобразных залежей, проявленные в верхней части разреза, в основных рудовмещающих швах месторождения, по минеральному составу не отличаются от руд штокверкообразных залежей.

Урановые руды, локализованные в конгломератах и гравелитах, залегающих на базальтах среднего покрова, характеризуются тонковкрапленными и дисперсными текстурами. Урановая смолка в них замещается гидронастураном и пространственно ассоциирует с шамозитом и пиритом.

В рудах штокверкообразных залежей концентрируется основное количество молибденита и бертрандита. Молибденит образует прожилки, скопления неправильной формы, в которых проявлен в виде почек и глобулей размером до 2 мм в поперечнике. Нередко почки молибденита имеют неоднородное строение и состоят из последовательных колломорфных зон крипточешуйчатой и микрочешуйчатой структуры. В сростании с урановой смолкой 4 молибденит имеет коррозионные границы, в сростании с пиритом и марказитом молибденит их корродирует и замещает. Халькопирит и галенит корродируют молибденит и урановую смолку. Вне контура рудных тел молибденит в ассоциации с шамозитом проявлен в гидрослюдизированных трахидацитах в виде прожилков, пересекающих анкерит-кальцитовые жилы рудной стадии. Мощность прожилков до 2-3 мм. По данным рентгеноспектрального анализа зерен молибденита на микроанализаторе содержание железа в них составляет 8,8%.

Берtrandит, получивший развитие в южной части месторождения, образует в залежах мелкие непротяженные зоны со средним содержанием бериллия до 0,1%. Формы его выделений — прожилки мощностью до 0,5 мм, гнезда и цемент в зонах микробрекчий. Для берtrandита характерны пигментированные гематитом таблитчатые зерна размером в сотые доли миллиметра. Иногда он развивается метасоматически, образуя в ассоциации с более поздним флюоритом псевдоморфозы по зернам полевого шпата и биотита. Скопления берtrandита пересечены прожилками шамозита, флюорита и кальцита. В прожилково-вкрапленных и гнездово-вкрапленных рудах берtrandит развивается по гидрослюде. Соотношения берtrandита и урановой смолки свидетельствуют о близодновременном их выделении. Отдельные почки размером до 2 мм имеют зональное строение и состоят из чередующихся концентрических скоплений урановой смолки 3 и берtrandита с проявлением коррозионных границ между ними.

В рудных залежах месторождения довольно широкое распространение получила галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация, проявленная после отложения основной массы урановой смолки и молибдена в конце рудной стадии. Руды верхних частей месторождения характеризуются меньшим развитием галенита по сравнению с нижними залежами, но большим количеством халькопирита и борнита.

Процессы рудоотложения начались с альбитизации 2. Ореолы этих изменений обычно не выходят за пределы контура рудных залежей. Максимальное развитие альбитизации получила в трахидацитах, менее развита в массивных базальтах. В осадочных породах, туфах и лавовых брекчиях базальтов альбитизация не проявилась. Содержание натрия в альбитизированных базальтах варьирует от 3,66 в периферийных частях ореолов до 8,76% в центре. Содержание Na_2O в оруденелых трахидацитах достигает 10,05%. Альбит в них образует прожилковидные выделения. Новообразованный альбит в базальтах присутствует в виде коротких табличек размером в сотые доли миллиметра, имеющих красноватую окраску в связи с примесью гематита. Альбит метасоматически замещает полевые шпаты, гидрослюду и кварц. Совместно с альбитом выделялся прожилковидный и метасоматический аршиновит. Содержание циркония в пробах с аршиновитом составляет 0,1-0,5%.

Околорудные изменения вмещающих пород представлены гидрослюдизацией, предшествующей отложению альбита 2 и последующих минеральных ассоциаций рудной стадии. Ореолы гидрослюдизации в трахидацитах имеют ширину до 200-250 м и сопровождаются рудоконтролирующие тектонические нарушения. В базальтах ореолы имеют значительно меньшую мощность.

По данным дифрактометрического анализа (Шванов Ю.А., ВИРГ) в измененных трахидацитах в основном развиты чистая разновидность гидрослюды с параметром элементарной ячейки 9,8-10,0А и шамозит (7,04А). В гидрослюдизированных трахидацитах отмечается каолинит (7,14А). Наряду с гидрослюдизацией пород в гранитах фундамента проявлена каолинизация, образующая ореолы шириной до 30-40 м. Псевдоморфозы каолинита по полевым шпатам частично замещены более поздней гидрослюдой. Кроме этого, в гранитах фундамента получили развитие черный криптокварц и сидерит, образовавшиеся в кварц-сульфидную стадию. Сидерит развит в виде самостоятельных жил и прожилков, образуя по стенкам трещин друзы. Более поздние жильные минералы, проявленные вне контура рудных тел, представлены мелкодрузовым кварцем, сульфидами (пиритом, галенитом, халькопиритом), шамозитом, кальцитом, в меньшем количестве флюоритом и баритом.

В распределении жильных минералов наблюдается прямая вертикальная зональность. Сидерит, выделившийся в доурановую стадию, в подрудном горизонте образует кристаллические формы, в слоистой толще проявлен в виде колломорфных (глобулярных) выделений. Бурый криптокварц преобладает в верхней вулканогенной толще, а черная разновидность криптокварца, содержащая вкрапленность сидерита, пирита и молибденита, проявлена исключительно в породах фундамента. Таким же образом изменяется состав полиметаллической ассоциации — от галенит-клеюфановой в гранитах фундамента до галенит-халькопиритовой в трахидацитах и халькопирит-борнитовой в верхних рудных залежах. Шамозит, флюорит, кальцит, барит, выделяющиеся в конце рудной стадии и в

пострудную стадию, в подавляющем количестве развиты в породах слоистой толщи на верхних уровнях месторождения. Анкерит в рудах развит широко; ранний выделился после урановых минералов, заполняя оставшиеся пустоты в породах. Главная масса анкерита отложилась после внутростадийного дробления пород и рудного агрегата, в результате чего образовались крупные жилы анкерита 2. Жилы и прожилки анкерита 2 прослеживаются во вмещающих породах вдоль тектонических швов на расстояние до 120 м от выклинивания рудных залежей.

Зона окисления на месторождении Октябрьском развита до глубины 120-140 м от поверхности, а по отдельным швам проявляется на значительно больших глубинах. Гипергенные минералы представлены гидроокислами урана, железа и марганца, а также вторичными силикатами урана. Проявления гидронастурана отмечены во многих залежах. В меньших количествах развит уранофан и В-уранотил (см. рис. 154). В незначительных количествах отмечены кальдураноит, баураноит и урановые черни. Гидронастуран частично замещает скопления урановой смолки, образуя оторочки на ее почках. Участки с проявлениями гидронастурана обычно небольшой протяженности и несут прерывистый линейный характер. Урановые черни как регенерированные, так и остаточные в виде тончайших порошковатых выделений развиты по трещинам. Кальдураноит и баураноит образуют тонкие рассеянные в рудной массе выделения оранжевого цвета, псевдоморфно замещающие урановую смолку. Они распределены в виде зонк мощностью 2 см в гнездово-вкрапленных рудах. Редкие микроскопические зерна этих минералов обнаружены и в прожилковых рудах. Вторичные силикаты урана развиты в богатых рудах брекчиевого строения, тонко пропитывая гидрослюдизированную породу, и образуют гнезда и скопления в них. Лимонит, замещающий пирит в рудах, отмечается на значительных глубинах; гидроокислы марганца развиты преимущественно в надрудной части месторождения.

Геохимические особенности руд и вмещающих пород

В оруденелых трахидацитах в повышенных концентрациях находятся Mo, Tl, As, Pb, Sn, W, а в нижележащих рудных базальтах — Mo, Tl, As, Pb, Sn, W, Ba, Yb, Be. При этом в трахидацитах, в околорудных ореолах, содержание урана и кларков концентрации элементов-спутников Pb, Sb, Mo, Cu, Tl, As уменьшается по сравнению с кларками-концентрациями этих элементов в рудах. В рудных залежах, в среднем покрове базальтов, в повышенных концентрациях отмечаются: Mo (до 116 кларков), Be (до 27), Pb (до 16), Sn (до 5), Zr (до 3). Отсутствуют повышенные концентрации As, Sb, Tl, W, что является отличием их от руд в трахидацитах.

На основании вычисления показателей вертикальной зональности, представляющих собой отношение линейной продуктивности элемента к сумме линейных продуктивностей всех изученных элементов, составлен геохимический ряд зональности: Be-U-As-Sb-P-Ni-Pb-Co-Cu-Mo-Zn-Sn. В этом ряду только бериллий накапливается в верхних частях рудоносной зоны, а относительное накопление остальных элементов происходит ниже уровня урана.

Наиболее широкие и протяженные ореолы на месторождении образуют уран, молибден, свинец, бериллий и мышьяк. Ореолы радиоактивности по вертикали прослеживаются на 500-700 м, мощность их изменяется от первых метров до 200-300 м. В надрудном горизонте ореолы радиоактивности прослеживаются от места выклинивания рудных тел на 300 м, и на поверхности коренных пород они фиксируются лишь по отдельным крутопадающим разрывам в виде прерывистых узких линейных полос. В подрудном горизонте ореолы радиоактивности с низкими аномальными содержаниями вытягиваются в виде узких полос шириной 5-10 м по северо-западным трещинам.

Ореолы молибдена широко проявлены в покрове трахидацитов и в среднем покрове базальтов, а на поверхности коренных пород не выходят. Аномальное поле молибдена в трахидацитах имеет мощность до 140 м. В целом ореолы молибдена повторяют форму рудных залежей, вытягиваясь вдоль рудовмещающих тектонических нарушений на 100-200 м от границ выклинивания рудных тел.

Бериллий является одним из элементов-индикаторов уранового оруденения и характерен для верхних частей рудных залежей и надрудных горизонтов. Аномальные поля бериллия выходят на поверхность коренных пород в виде узких полос по разрывам и прослеживаются по вертикали на 450 м. Широкие ореолы бериллия развиты в основном в нижнем покрове трахидацитов и имеют субизометричную форму и мощность до 100-150 м. В среднем покрове базальтов ореол бериллия имеет мощность до 90 м.

Ореолы свинца приурочены к субмеридиальным швам и на поверхность коренных пород выходят по рудовмещающему нарушению 2 в виде узкой полосы. Они развиваются в покровах нижних трахидацитов и базальтов. Аномальные концентрации свинца характерны для рудных тел и подрудных горизонтов. Ширина его ореолов около рудных тел составляет 35 м; в подрудных областях мощность ореолов увеличивается до 60 м, а в границах достигает 180 м.

Ореолы мышьяка приурочены к субмеридиальному тектоническому шву 1, ограничивающему месторождение с востока. Максимальная его ширина (до 90 м) отмечается в нижнем покрове базальтов в подрудных частях рудной залежи. В надрудной части ореолы мышьяка отмечаются в виде отдельных маломощных линз и на поверхности коренных пород не обнаружены.

ЛУЧИСТОЕ

Лучистое молибден-урановое месторождение расположено в центральной части Стрельцовской кальдеры, южнее Октябрьского месторождения в пределах Мало-Тулукуевской зоны разломов меридионального простирания на участке пересечения ее с Аргунской зоной субширотного простирания (рис. 155, см. рис. 13, 63).

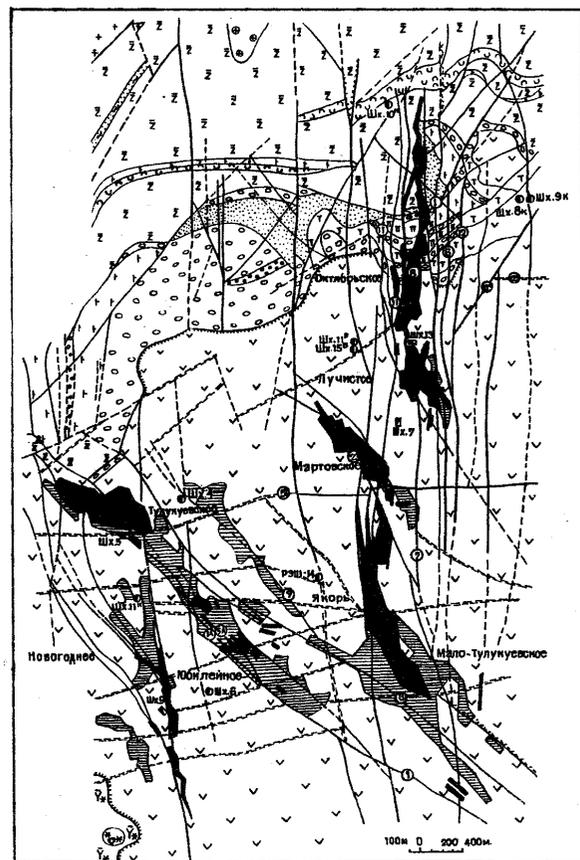


Рис. 155. Геологическая карта Мало-Тулукуевской и Тулукуевской зон разломов;

-  проекция на горизонтальную плоскость штоковеркоподобных и жильобразных рудных залежей;
-  проекция на горизонтальную плоскость пластообразных залежей

(другие условные обозначения см. на рис. 12)

Месторождение является скрытым, не выходящим на современную поверхность. Верхние части рудных залежей находятся на глубине 60 м. Руды локализованы в интервале глубин 60-400 м. Площадь месторождения составляет 0,6 км². Месторождение выявлено в 1966 г. бурением поисковых скважин, геологическое обоснование которого было представлено Л.П.Ищуковой и В.Н.Рукосуевым.

Предварительная разведка месторождения проведена в 1967-1969 гг. бурением скважин по сети 200x200x100 м. В 1969-1970 гг. пройден ствол шахты 7 глубиной 420 м, из которого в период 1971-1975 гг. проведена на двух горизонтах (570 и 360 м) детальная разведка нижних частей месторождения, а также пройдены горные выработки и пробурены скважины из подземных выработок. В 1975 г. пройден ствол шахты 13 глубиной 203 м для детальной разведки верхней части месторождения на горизонте 670 м, которая завершенна в 1977 г. Таким образом, месторождение разведано на трех горизонтах горными выработками, пройденными через 100 м, и скважинами, пробуренными в вертикальных сечениях через 50 м по простиранию и через 15-20 м по падению рудных залежей [37ф, 100ф, 5ф]. Разведочные работы проводились под руководством Л.П.Ищуковой, В.А.Шлейдера, В.Н.Рукосуева, М.Ф.Макушина, Ю.К.Пимнева, А.И.Пушкаренко, В.И.Воронцова. В результате выполненных работ месторождение Лучистое по масштабам определено как среднее по запасам с высоким качеством руд.

Вмещающие породы

Геологический разрез месторождения представлен образованиями верхнего и нижнего структурных этажей.

Породы фундамента представлены крупно- и среднезернистыми биотитовыми метасоматическими гранитами, слагающими эрозионно-тектоническое валлообразное поднятие меридионального простирания непосредственно под месторождением.

Разрез вулканогенно-осадочных пород месторождения представлен образованиями приаргунской и тургинской свит, залегающими моноклинально с общим погружением на юг и юго-восток. Мощность толщи составляет 400-500 м. Особенностью разреза является отсутствие верхнего покрова основных пород и покрова плагиоклазовых трахибазальтов, незначительные мощности нижнего покрова трахидацитов и относительно большие мощности горизонта осадочных пород, залегающих под фельзитами (рис. 156, 157).

Горизонт базальных конгломератов характеризуется незначительной мощностью и на большей части площади месторождения отсутствует. Базальты нижнего покрова развиты повсеместно. Мощность покрова зависит от рельефа фундамента и колеблется от 60 до 250 м, увеличиваясь над склонами выступа фундамента. Выше лежащие трахидациты нижнего покрова наиболее развиты в южной части месторождения. В северной части месторождения в составе этого покрова сравнительно широко развиты туфы, горизонт которых совместно с горизонтом осадочных пород имеет общую мощность до 15 м. Средний покров основных пород представлен массивными и миндалекаменными базальтами, их лавобрекчиями и содержит прослои конглобрекчий, конгломератов, иногда маломощные линзы песчаников и алевролитов. Мощность покрова базальтов месторождения базальты вмещают урановое оруденение, локализованное вдоль крутопадающих разломов. Стратиграфически выше по разрезу залегают трахидациты верхнего покрова, развитые только в южной части месторождения и завершающие разрез приаргунской свиты. Мощность трахидацитов достигает 100 м. Трахидациты содержат большое количество туфового материала. В южной части месторождения в этом покрове трахидацитов образовались крутопадающие рудные залежи.

На размытой поверхности приаргунской свиты залегает тургинская толща сероцветных разногалечных конгломератов и гравелитов с прослоями и линзами песчаников и алевролитов, которые выполняют широкую палеодолину близширотного простирания.

В конгломератовой толще выделяется три горизонта: нижний сероцветный конгломератовый, средний пестроцветный гравелитовый и верхний сероцветный конгломератовый. Нижний конгломератовый горизонт развит на всей площади месторождения. В центральной части месторождения этот горизонт достигает максимальной мощности 110 м. На конгломератах залегает горизонт гравелитов мощностью 30-50 м, которые распространены равномерно на всей площади месторождения. Обломочный материал гравелитов состоит преимущественно из липаритов (50-70%), примерно в равных количествах при-

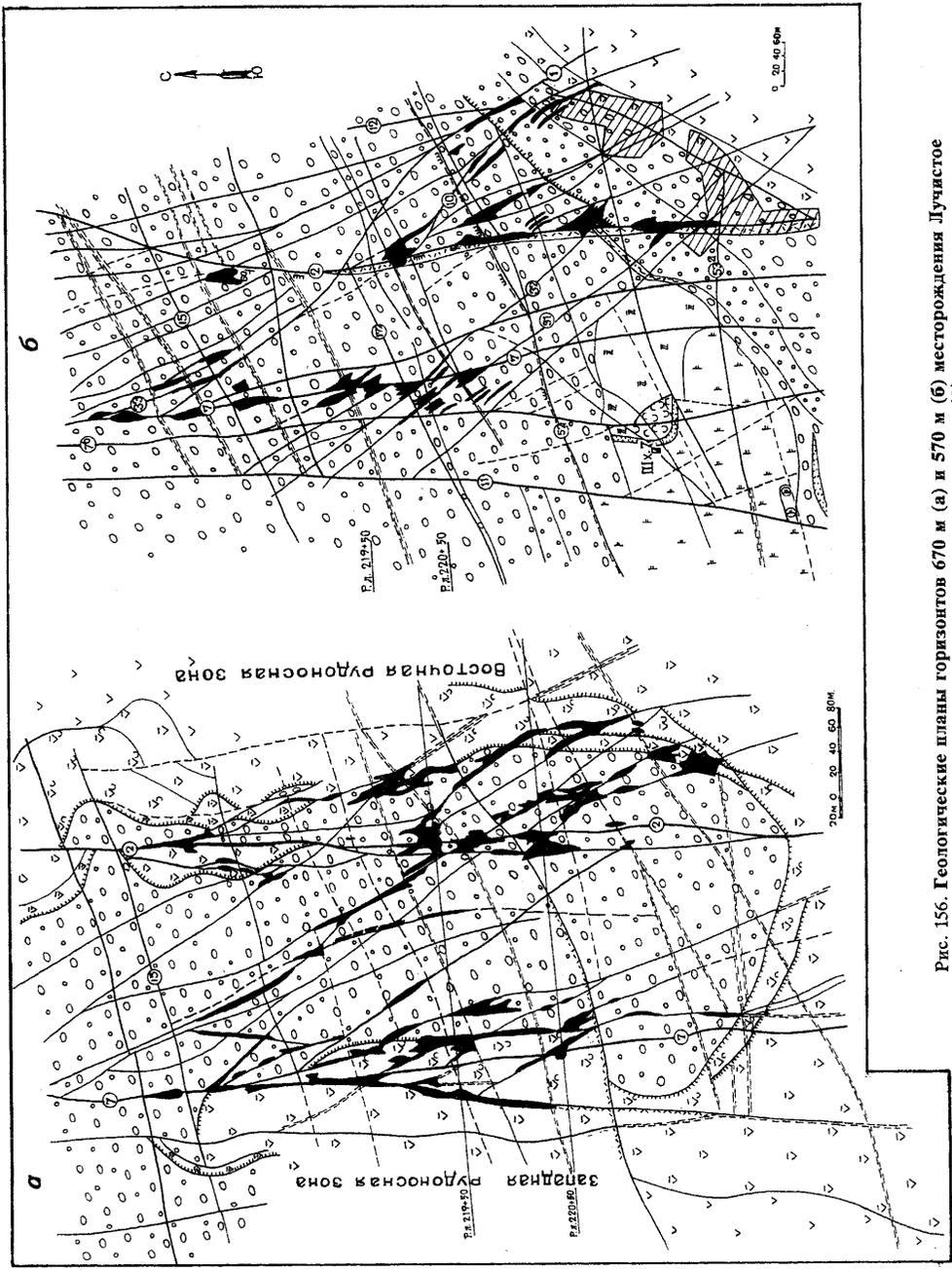


Рис. 156. Геологические планы горизонтов 670 и (а) и 570 и (б) месторождения Лучистое (условные обозначения см. на рис. 12)

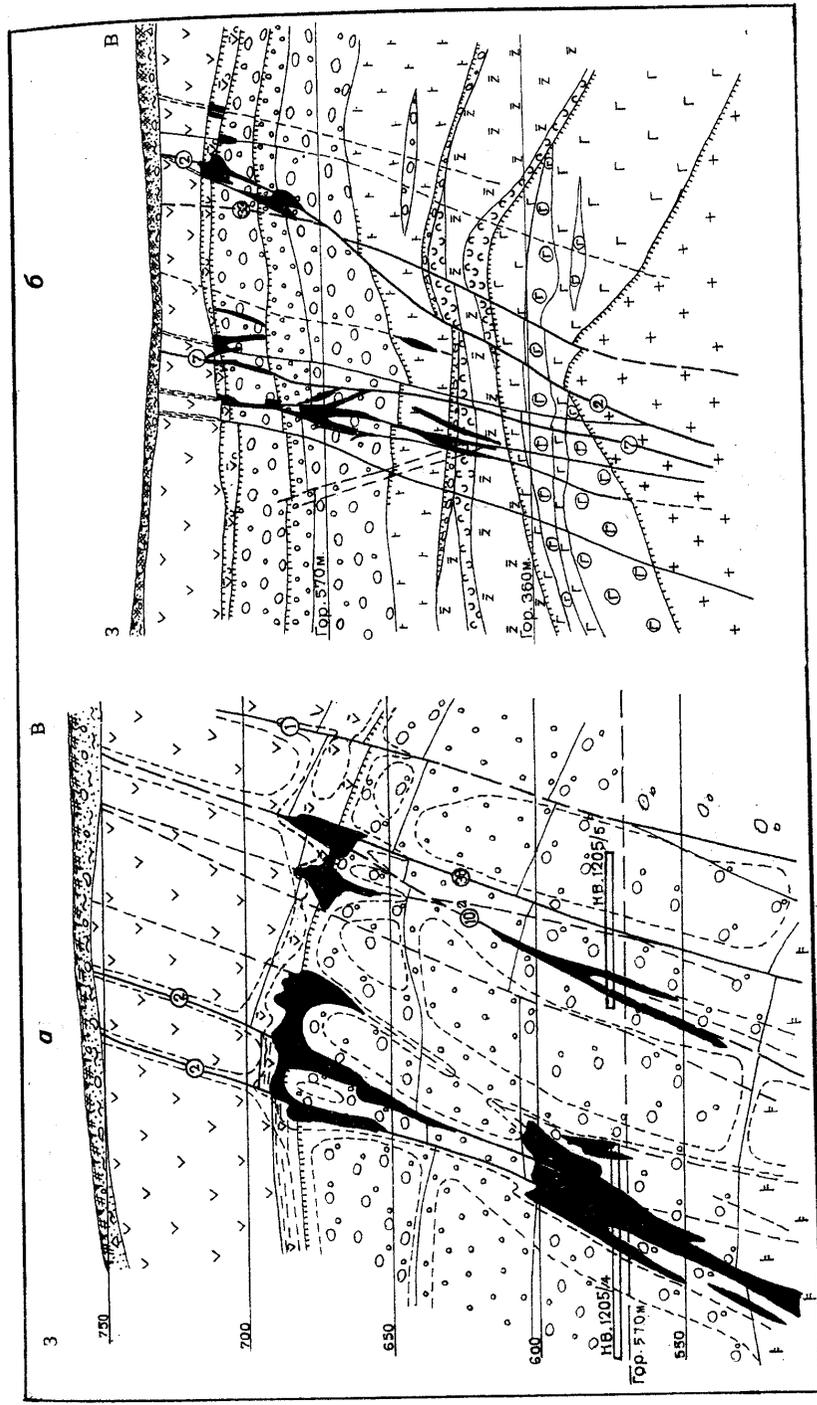


Рис. 157. Геологические разрезы по разведочным линиям 220+50 (а) и 219+50 (б) месторождения Лучистое (условные обозначения см. на рис. 12)

сутствуют обломки трахидацитов, базальтов и гранитов. Источником обломочного материала липаритов являются продукты извержения юго-западного аппарата, который начал функционировать на раннем этапе нижнемеловой истории.

Гравелиты перекрываются среднегалечными конгломератами мощностью от 30 до 60 м, к востоку мощность их уменьшается до 20-15 м.

Вышеописанная толща грубообломочных осадочных пород вмещает большую часть запасов урана на Лучистом месторождении. Наименее благоприятным для локализации уранового оруденения является средний горизонт гравелитов. Урановое оруденение часто прерывается и экранируется этим горизонтом.

Разрез осадочно-вулканогенной толщи на Лучистом месторождении заканчивается покровом фельзитов, по контакту которого с нижележащими песчаниками и конгломератами развит мощный пологий срыв.

В основании покрова фельзитов залегает выдержанный по площади горизонт туфолов кварцевых порфиров с прослоями туфов, туфопесчаников общей мощностью 4 м. Выше в разрезе лежат туфолавы фельзитов мощностью до 15 м, которые постепенно через флюидальные фельзиты переходят в массивные фельзиты. Вышеописанный горизонт туфолов фельзитов вмещает около 50% запасов верхней части Лучистого месторождения. В основании описываемого покрова развита ураноносная трещинная зона 2, контролируемая пологим межпластовым срывом. Зона развилась в углефицированных песчаниках, туфолавых кварцевых порфиров и туфолавых фельзитов.

Фельзиты на всей площади месторождения перекрыты рыхлыми делювиально-элювиальными образованиями мощностью 10-20 м.

Тектоника

Месторождение Лучистое образовалось в узле пересечения разрывных нарушений Аргунской зоны субширотного северо-восточного простирания и Мало-Тулукуевской зоны разломов меридионального простирания (см. рис. 155).

Структурные условия месторождения определяются крупными разломами 2, 7, 11 меридионального простирания, которые являются главными рудоконтролирующими на Октябрьском месторождении. Отличие в том, что развившиеся вдоль крупных разломов рудоносные зоны крутопадающей трещиноватости на Лучистом месторождении проявлены в верхней части осадочно-вулканогенной толщи. Нижняя часть разреза, представленная базальтами и трахидацитами, по физико-механическим свойствам пород оказалась неблагоприятной для трещинообразования.

Главными рудоподводящими и рудоконтролирующими являются крупные разломы 2, 7, а рудовмещающими являются сопровождающие их оперяющие разрывы и зоны крутопадающей трещиноватости более высоких порядков. Вблизи крутопадающих нарушений развиваются пологопадающие, приуроченные к контактам пород, различающихся по литологическому составу и физико-механическим свойствам.

Крутопадающие нарушения на участке представлены северо-восточными (50-60°), субширотными (70-80°), меридиональными (350-10°) и северо-западными (330-340°) разрывами. В меньшей степени развиты системы трещин северо-восточного (30°) простирания.

Тектонические нарушения близширотного и северо-восточного простирания, являющиеся элементами Аргунской зоны разломов, не вмещают уранового оруденения, но служат экранами на пути фильтрации рудоносных растворов. Рудные залежи, которые развиваются вдоль северо-западных тектонических нарушений в узлах пересечения с северо-восточными и близширотными, характеризуются раздувами, осложняется их морфология и улучшается качество руд.

Длительно развивавшаяся тектонически ослабленная Аргунская зона характеризовалась высокой мобильностью и в период накопления осадочно-вулканогенной толщи. Возобновлявшиеся тектонические подвижки после каждого вулканического цикла способствовали формированию эрозионно-тектонических долин, которые прослеживаются почти на каждом литологическом уровне в широтном северо-восточном направлении.

Палеодолины выполнены осадочными породами или покровами эффузивов увеличенной мощности. В связи с этим все породы имеют широтное или северо-восточное простирание контактов.

Тектонические подвижки по разломам северо-восточного и субширотного простирания способствовали образованию многочисленных оперяющих трещин и разрывов северо-западного простирания. Результатом явилась сложно построенная трещинная зона, отличающаяся наибольшей рудонасыщенностью. Нарушения близмеридионального простирания проявлены наиболее интенсивно. Общая мощность тектонической зоны составляет 200-400 м.

Основными рудоконтролирующими нарушениями этой зоны являются разломы 7 и 2, возникшие как трещины отрыва при сбросо-сдвиговых смещениях блока пород над выступом фундамента. Наиболее мощным и выдержанным по простиранию нарушением является тектонический шов 2, прослеженный горными выработками на 1000 м на горизонте 570 м. В отличие от нижних горизонтов месторождения, где меридиональные разрывы практически не вмещают оруденения, на горизонте 670 м они на значительном протяжении являются рудоносными, особенно в западной рудоносной зоне. Разлом 2 проявлен зоной дробления и развальцевания боковых пород вдоль основного сместителя, имеющей мощность от 0,5 до 3 м. Повсеместно по оперяющим трещинам развита глинка трения мощностью от 1-2 до 10-15 см.

Вдоль тектонических трещин наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород на мощность до 3 м. В непосредственной близости от рудных тел породы гидрослюдизированы, хлорированы, альбитизированы, что придает им зеленоватый и розоватый оттенки. Урановорудная минерализация содержится в виде ассоциации с молибденитом, пиритом, кварцем, анкеритом, флюоритом и другими жильными минералами. По кальциту, хлориту и глинке трения наблюдаются штрихи и борозды скольжения, свидетельствующие о малоамплитудных сбросо-сдвиговых подвижках, происшедших после отложения минералов рудной стадии.

Другим крупным элементом Мало-Тулукуевской зоны разломов является разлом 7, азимут простирания его 355-0°, угол падения на запад — 65-90°. Основной шов 7 представляет собой зону раздробленных пород мощностью 1-6 м, в которой выделяется основной сместитель с глиной трения, имеющей мощность до 10-20 см; вдоль шва породы перетерты на мощность 10-30 см. Боковые породы трещиноваты и гидротермально изменены. Мощность ореола гидротермального изменения в фельзитах составляет 5-6 м, в конгломератах — около 1 м; в породах наблюдаются вкрапленные выделения и прожилки урановой смолки, менее — вторичных урановых минералов, кварца, флюорита, кальцита, криптокварца, лимонита, гидроокислов марганца.

Крупные оперяющие разрывы 7а, 7в, 7г имеют близмеридиональное простирание, падение на запад под углом 70-85°. Они составляют основную рудовмещающую зону в западной части месторождения.

Разрывные нарушения северо-западного простирания играют главную роль в локализации уранового оруденения на месторождении и представляют собой трещины отрыва (см. рис. 156). Они сопровождаются глиной трения и серией мелких параллельных трещин, а также дроблением и брекчированием вмещающих пород, особенно со стороны лежащего бока. Мощность тектонических швов изменяется от 20-30 см до 1-2 м. На участках сближенного расположения трещин образовались более мощные зоны раздробленных пород (до 5-6 м). Жильная минерализация довольно обильная и представлена вкрапленной и прожилково-вкрапленной урановой смолкой, молибденитом, хлоритом, карбонатами, галенитом, пиритом, флюоритом, гидрослюдами.

Кроме крупных тектонических разрывов северо-западного простирания развиваются многочисленные мелкие короткие трещины большей частью в туфолавых фельзитах, в меньшей степени — в нижележащих конгломератах. По трещинам развита глинка трения мощностью от 0,5 см до 1-2 см.

Пологопадающие тектонические нарушения широко развиты на площади месторождения. Перемещения блоков по этим нарушениям привели к образованию пологих

зон развалыцевания, дробления и послойной трещиноватости как по контактам пород, так и в отдельных горизонтах.

В узлах сопряжения пологопадающего нарушения на контакте фельзитов и конгломератов с крутопадающими разрывами образовались зоны брекчирования и дробления мощностью от 0,3-0,5 до 1,5 м, обычно обильно минерализованные.

Характеристика оруденения

Оруденение на Лучистом месторождении локализуется в углефицированных песчаниках, туфолах кварцевых порфиров и фельзитов в основании покрова фельзитов, в среднем покрове базальтов (на северном фланге) и в верхнем покрове трахидацитов — в южной части месторождений. Основную часть запасов вмещает толща сероцветных грубообломочных осадочных пород тургинской свиты.

Характерной особенностью месторождения Лучистое, как и других месторождений, локализованных в Мало-Тулукуевской зоне, является развитие рудоносных трещинных зон не только на определенных литолого-структурных уровнях, но и в породах между ними.

Кроме того, в отличие от других месторождений, мощная пачка грубообломочных пород на Лучистом месторождении является рудовмещающей, и в этих породах сформировалась единая в вертикальном разрезе рудоносная трещинная зона, вмещающая рудные залежи различных морфологических типов (см. рис. 157). Эта зона на Лучистом месторождении, в отличие от Октябрьского, развилась преимущественно в верхней части осадочно-вулканогенной толщи, включая нижнюю часть покрова фельзитов. Нижней границей трещинной зоны является пологий срыв на контакте трахидацитов с базальтами нижнего покрова. Ниже рудоносной трещинной зоны в нижнем покрове базальтов оруденение не развивается. Не установлено также промышленных рудных залежей в гранитах фундамента, которые вскрыты рядом скважин как вблизи контакта с базальтами, так и на больших глубинах. Протяженность рудоносной зоны 850 м при максимальной ширине 400 м; выклинивание зоны по простиранию тупое, что обусловлено экранированием разломами Аргунской зоны. Распределение оруденения в разрезе в пределах рудоносной трещинной зоны неравномерное и обусловлено спецификой рудовмещающих структурных элементов в пределах слоистой пачки пород. В соответствии с тектоническим строением на Лучистом месторождении сформировались две рудоносные зоны — западная и восточная.

Западная рудоносная зона контролируется меридиональным тектоническим швом 7 и сопровождается крупными оперяющимися швами северо-западного простирания, часть из которых прослеживается в пределы восточной трещинной зоны. Рудовмещающими являются, кроме названных крупных разрывов, многочисленные оперяющие мелкие трещины более высоких порядков, особенно широко развитые в узлах сопряжения разнонаправленных крупных разрывов (см. рис. 156,а). Протяженность западной рудоносной зоны составляет 600 м, ширина колеблется в пределах 40-100 м. На северном фланге зона экранируется субширотными нарушениями, в южном направлении она не оконтурена. В западной зоне локализуются рудные залежи, содержащие 54% запасов месторождения.

Восточная рудоносная зона контролируется крупным меридиональным тектоническим швом 2 и серией субпараллельных и причленяющихся к нему разрывов 10, 10а близ меридионального простирания. Рудонасыщенными являются также трещины северо-западного простирания, образовавшиеся между ними. Наиболее крупные разрывы северо-западного простирания, образовавшиеся между западной и восточной рудоносными трещинными зонами, в ряде случаев вмещают рудные залежи. Протяженность восточной зоны 550-800 м, высота 260 м, мощность ее колеблется от 20 до 180 м, при этом максимальная мощность устанавливается в центральной части зоны в области развития швов северо-западного простирания, падающих под углом 70-85° на северо-восток.

Верхняя граница развития оруденения этих рудоносных зон относительно ровная и располагается в 50-60 м от поверхности, только на крайнем южном фланге она погружается на глубину 100-130 м в соответствии с погружением контакта фельзитов с конгло-

мератами. Нижняя граница рудных залежей чаще проходит в 300 м от поверхности. Общий вертикальный размах оруденения составляет 300-320 м.

Рудонасыщенность западной и восточной рудоносных зон в вертикальном разрезе различная. В пределах западной зоны оруденение развивается во всех породах — от трахидацитов до фельзитов, при этом в верхней части отсутствуют пластообразные залежи на втором литолого-структурном уровне (см. рис. 157,б). В восточной зоне в фельзитах содержится около 6% общих запасов месторождения. Большая часть запасов (79%) сосредоточена в трещинной зоне в осадочных породах, при этом руды отличаются высоким качеством, среднее содержание урана в них 0,255%. В нижележащих базальтах рудонасыщенность уменьшается, а в трахидацитах образовались лишь небольшие залежи рядовых руд.

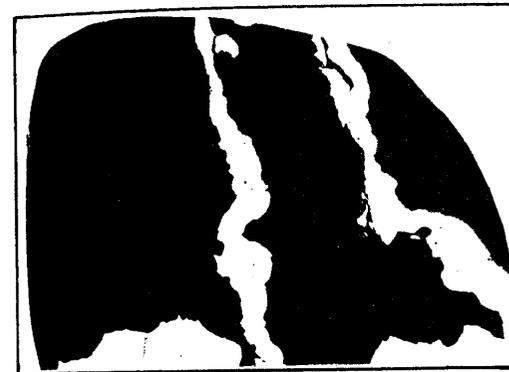


Рис. 158. Радиография (экспоз. 2 сут) кальцит-баритовой с киноварью жилы, в зальбандах которой развиваются прожилки крупносферолитового настурана (месторождение Лучистое)

В продольном разрезе максимальной продуктивностью отличаются центральные части рудоносных зон, где происходит сопряжение меридиональных и северо-западных разрывов.

На Лучистом месторождении проявлены все известные в рудном поле морфологические типы рудных залежей: жилеобразные, штокверкоподобные и пластообразные. В западной рудоносной зоне образовались штокверкоподобные рудные залежи и многочисленные жилеобразные. Восточная рудоносная зона вмещает 60% запасов месторождения. Здесь локализовались пластообразные и жилеобразные рудные залежи.

Жилеобразные залежи образуются вдоль крутопадающих разрывов северо-западного и меридионального простирания. Большой частью они имеют простое строение и характеризуются незначительной мощностью

(от 0,3 до 9,0 м). Морфология залежей по простиранию характеризуется чередованием раздувов мощности и безрудных "окон". Протяженность раздувов составляет от 10 до 40 м. Верхняя граница залежей располагается в основном на глубине 50-70 м от поверхности. Наиболее крупные залежи (Л43, Л19, Л47) имеют протяженность 165-230 м. Высота залежей определяется мощностью горизонта вмещающих пород и колеблется от 25 до 50 м, местами уменьшаясь до 10 м. Содержание урана по сечениям залежей колеблется от 0,055 до 1,169%. Среднее содержание урана по жилеобразным залежам 0,279%. Основная часть богатых руд приурочена к центральным частям залежей.



Рис. 159. Радиография (экспоз. 24 ч) образца туфа фельзита с прожилково-вкрапленным настураном, замещенным уранофаном (месторождение Лучистое)

Урановые руды жилеобразных залежей сконцентрированы в конгломератах и базальтах. Основным рудным минералом является урановая смолка, в ассоциации с которой находятся флюорит, пирит, галенит, анкерит, халькопирит. Текстура руд брекчиевая, прожилковая (рис. 158-161). В зальбандах жил широко проявлены гнездово-вкрапленные и вкрапленные текстуры. В брекчиях базальтов нередко проявлена кокардовая текстура в

сочетании с вкрапленной. Урановые руды сопровождаются интенсивной гидрослюдизацией, хлоритизацией, гематитизацией. Молибден в урановых рудах является сопутствующим компонентом. Бериллиевая (бертрандитовая) минерализация в жильнообразных залежах развита спорадически.

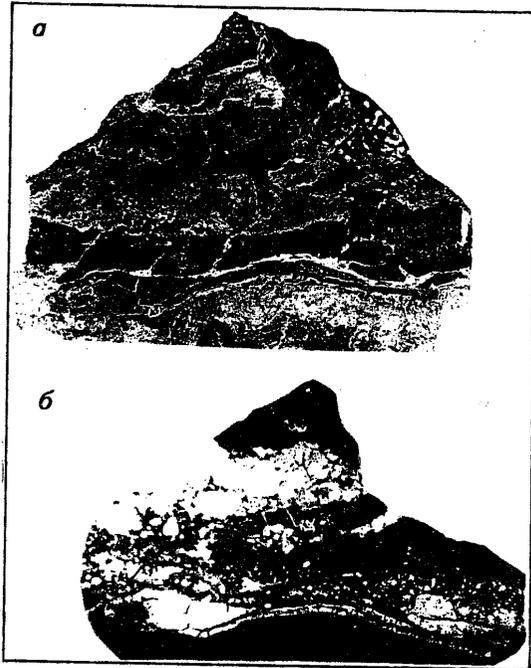


Рис. 160. Фотография (а) и радиография (б) образца брекчия туфа фельзита с прожилками настурана (экспоз. 3 ч), частично замещенного бауранитом, вельсендорфитом (месторождение Лучистое)



Рис. 161. Фотография (а) и радиография (б) жила настурана в туфах фельзита (экспоз. 3 ч), частично замещенного бауранитом, вельсендорфитом; жила рассечена прожилками пострудного кварца (месторождение Лучистое)

Штокверкоподобные залежи локализованы на участках сближенного расположения крутопадающих рудоносных трещин вдоль крупных разломов. Они содержат большую часть запасов верхней части месторождения, характеризуются крупными размерами, сложной формой и внутренним строением. Залежи этого типа локализуются в самой верхней части рудоносной трещинной зоны. Оруденение в них контролируется крупными крутопадающими разломами, захватывает целиком горизонт туфолов фельзитов и резко экранируется по возстанию контактом туфолов с перекрывающими фельзитами. Ниже горизонта туфолов оруденение развивается по более мелким крутопадающим разломам в конгломератах, экранируясь гравелитами или выклиниваясь выше этого горизонта. В результате образуются залежи сложной грибо- и воронкообразной формы.

Протяженность более крупной штокверкоподобной залежи Л15 составляет 250 м, простирание близмеридиональное, падение крутое (70-85) на юго-запад. Морфология залежи в плане и разрезе весьма сложная. На участках сопряжения нарушений северо-западного простирания с тектоническим швом 2 образуются раздувы мощности до 20-25 м, протяженность их 20-30 м. Раздувы мощностью 35-45 м устанавливаются вблизи контакта туфолов фельзитов с подстилающими конгломератами и вышележащими массивными и флюидальными фельзитами. Залежь принимает здесь форму уплощенного штокверка.

Наиболее рудоносными в залежи Л15 являются туфоловы фельзитов, вмещающие около 70% запасов залежи. Остальная часть запасов локализована в конгломератах верхнего горизонта. Верхняя граница развития оруденения проходит в 65-75 м от поверхности. Содержание урана по сечениям залежи колеблется в широких пределах — от 0,054 до 2,687%.

Во всех штокверкоподобных залежах проявлено молибденовое оруденение. Наиболее высокие содержания молибдена устанавливаются в рудах залежи Л15, содержания молибдена по сечениям колеблется от 0,011 до 0,381%, среднее содержание в целом по залежи составило 0,046%. Урановые руды штокверкоподобных залежей в конгломератах и базальтах по составу и текстурным особенностям характеризуются теми же признаками, что и руды жильнообразных залежей.

Пластообразные рудные залежи Л37 и Л38 контролируются крутопадающими тектоническими нарушениями северо-западного простирания, тектоническим швом 2 близмеридионального простирания и пологим срывом по контакту фельзитов с конгломератами.

Рудная залежь Л37 прослежена на 380 м при ширине 20-90 м, залежь Л38 — на 245 м при ширине 50-80 м. Залежи имеют близмеридиональное простирание и падение на юго-восток под углом 15-55°. Морфология залежей сложная, блоки с рядовыми и богатыми рудами чередуются с блоками пустых пород или забалансовых руд. На северном и южном флангах залежи Л37 отмечается постепенное выклинивание оруденения. Верхней границей развития оруденения залежей служит контакт туфолов кварцевых порфиров с туфоловами фельзитов, нижней — контакт туфолов фельзитов с массивными фельзитами. Мощность залежи Л37 колеблется от 0,2 м до 1,61 м, залежи Л38 — от 0,34 до 3,81 м. Содержание урана в рудных пересечениях залежи Л37 от 0,089 до 0,911%. Наиболее высокие содержания урана отмечаются в узлах сопряжения с крутопадающими нарушениями. Содержание урана по залежи Л38 равно 0,189%.

Молибден в рудах пластообразных залежей практически отсутствует. Урановые минералы пластообразных залежей представлены урановой смолкой и коффинитом; в ассоциации с ними находятся галенит, флюорит, сфалерит, пирит, халькопирит. Текстуры преимущественно вкрапленные, реже тонкопрожилковые и кокардовые.

По минералого-геохимическим особенностям, химическому составу, текстурам и структурам, технологии руды различных морфологических типов не различаются.

Вещественный состав руд и околорудные изменения

Последовательность и характер гидротермального минералообразования на Лучистом и Стрельцовском месторождениях аналогичны.

На Лучистом месторождении наиболее широко развиты минеральные парагенезисы аргиллизитовой формации. Во внутренних частях локальных ореолов иногда присутствует каолинит, но преобладающим минералом является гидрослюда, реже гидрослюда-монтмориллонит, во внешних — монтмориллонит, доломит. Количество пакетов монтмориллонита в смешанослойном минерале составляет 20-25%. Ореол предрудной аргиллизации сопровождается серией сближенных тектонических швов, имеет значительную ширину и практически не околнугурен горными выработками. В фельзитах ширина ореолов гидрослюдизации от первых метров около безрудных швов до 60-80 м в местах пересечения крупных тектонических нарушений. Наиболее широко аргиллизация проявилась в конгломератах, особенно в цементе, менее изменены фельзиты. Базальты, как и на других месторождениях, непосредственно вблизи швов превращены в карбонат-монтмориллонит-гидрослюдистые метасоматиты; на удалении от швов интенсивность изменений резко уменьшается, во внешних частях ореола развивается хлорит-монтмориллонитовая ассоциация. Ширина внешних зон 50-60 м. В трахидацитах и их туфах во внешних частях ореола на Лучистом месторождении карбонатизация проявлена слабее в отличие от Стрельцовского месторождения. В фельзитах с гидрослюдой ассоциирует флюорит, образующий вкрапленность мелких слабо окрашенных кристаллов.

В ореолах аргиллизации развиты прожилки криптокварца, кремнисто-гидрослюдистого агрегата, пирита и сидерита. Криптокварц часто имеет сургучный цвет, образует

прожилки и цемент микробрекчий в трахидацитах. Часто прожилки его проявлены в пределах контуров рудных тел, реже на удалении от них не более чем на 15 м. Пирит образует редкую мелкую вкрапленность.

Околорудные изменения пород выразились в гематитизации, окварцевании, пиритизации, флюоритизации, анкеритизации. Мощность зон гематитизации достигает 50-55 м, а интенсивно гематитизированных пород — 10 м. Окварцевание наиболее интенсивно проявилось в конгломератах, где кварц полностью замещает цемент, в фельзитах окварцевание проявлено слабо. Флюорит в песчаниках развивается в ассоциации с шамозитом, псевдоморфно замещая карбонатизированные обломки темноцветных минералов и полевых шпатов. Наиболее богатое урановое оруденение формируется в цементирующей массе конгломератов. В окварцованных и гематитизированных породах выделяется низкоотражающий и высокоотражающий настуран нескольких генераций. Наиболее ранним является низкоотражающий настуран, образующий ксеноморфные вкрапленные выделения, параметры элементарной ячейки 5,359 А. Высокоотражающий настуран ранней генерации мелкопочковидный, слагает прожилки, вкрапленные обособления, кокардовые камешки вокруг обломков брекчий. Наиболее распространена крупнопочковидная (до 5 мм в поперечнике) генерация настурана, образующая часто колломорфно-зональные агрегаты с молибденитом (рис. 162, 163), крустификационные выделения в брекчиях (см. рис.158). Параметры элементарной ячейки настурана 5,41 А. В рудовмещающих швах 7 и 12 он образует прожилки, слагает цемент брекчий. Вокруг выделений настурана развивается мелкочешуйчатая гидрослюда. Часто настуран нарастает на зерна пирита, корродируется, замещается молибденитом с образованием зональных агрегатов. Наблюдались и прожилковые выделения молибденита, пересекающие настуран. В небольшом количестве в рудных телах присутствуют сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, пирротин, борнит, халькозин, ковеллин. Халькопирит образует ксеноморфные выделения размером 0,1-0,4 мм, развивающиеся иногда по трещинам усыхания в настуране. В сростании с халькопиритом отмечаются гипидиоморфные выделения блеклой руды размером 0,01-0,02 мм. В ассоциации с блеклой рудой и халькопиритом присутствует пирротин. Галенит выделяется в промежутках между сферолитами настурана в виде ксеноморфных агрегатов размером 0,05-0,1 мм, а также образует прожилки и жилы мощностью от долей миллиметров до 1 см и от 3 до 7-8 см соответственно. Галенит и халькопирит выполняют пустоты в анкерите и друзовидном кварце. Сфалерит образует редкую, мелкую вкрапленность.



Рис. 162. Колломорфно-зональные выделения настурана 1 и молибденита 2 (полированный шлиф, увел. 200^x, месторождение Лучистое)



Рис. 163. Совместно-последовательное выделение настурана (С) и молибденита 2 в брекчированном базальте (полированный шлиф, увел. 400^x; месторождение Лучистое; скв. 59г, глуб. 235 м)

В низах штокверкоподобных залежей проявлена бериллиевая минерализация, представленная бертрандитом в ассоциации с шамозитом, образующим тонкую вкрапленность, микропрожилки, агрегаты таблитчатых, сферолитовых выделений, тонкопризматических кристаллов величиной 0,1-0,3 мм. Наиболее интенсивно бертрандит выделяется в рудоносных зонах, контролируемых швом 7, где содержание бериллия в пробах составляет 0,005%. Центральные части жил выполнены минеральными ассоциациями пострудной стадии — кальцитом и баритом с тонкой (менее 0,2 мм) вкрапленностью киновари (содержание ртути в борздовой пробе составляет 0,002%). Барит — крупнокристаллический, имеет медово-желтый цвет, образует гнездообразные выделения размером до 3 см в центральных частях кальцитовых жил. Пострудный кальцит образует не менее пяти генераций. Наиболее распространены две генерации кальцита — крупнокристаллический и пластинчатый. Мощность прожилков его от долей миллиметров до 10 см. Флюорит образует тонкие прожилки до 5 мм, иногда гнездообразные выделения до 1 см в поперечнике фиолетового цвета. Флюорит обычно развивается в контуре рудных тел, иногда в непосредственной близости от рудных зон или на удалении не более чем на 30 м над рудными телами.

Характерной особенностью месторождения является развитие в верхних частях рудных тел зоны окисления, которая на глубине 80-100 м совмещена с настурановыми и молибденит-настурановыми рудами. Гипергенные руды Лучистого месторождения по минеральному составу относятся к гидроокисно-силикатному типу. Наблюдается постепенное преобразование первичных молибденит-настурановых руд в гидроокислы и силикаты урана, кальция, свинца и других металлов с сохранением морфологии первичных руд. Преобладающая часть выносимого урана откладывается вблизи первичных руд в виде устойчивых в зоне гипергенеза минералов (гидроокислов и водных силикатов урана). Наиболее подвижными среди гипергенных минералов являются водные фосфаты и арсенаты урана (урановые слодки). В пределах рудных залежей и во вмещающих породах получили развитие глинистые гипергенные минералы (каолинит, монтмориллонит), но ореолы их распространения невелики. Гидроокислы железа и марганца развиты повсеместно, включая чехол рыхлых отложений.

Процессы окисления настурана начались значительно раньше окисления всех других рудных и нерудных минералов. В начальный период, когда грунтовые воды нейтральные или слабощелочные, настуран гидратируется, постепенно превращаясь в гидронастуран, характеризующийся низкой отражательной способностью. Параметры элементарной ячейки от 5,39 до 5,28 А.

Более глубокая гидратация гидронастурана привела к образованию цветных "гуммитовых" корок вокруг них, состоящих из минералов группы гидроокислов урана, содержащих кальций, свинец, барий (см. рис. 160, 161). "Гуммитовые" корки многослойны. Внутренняя их каемка представлена минералами группы вельсендорфита и кюрита. Вельсендорфит ярко-красного цвета отмечен в виде каемок вокруг урановой смолки, а также маломощных (1-2 мм) прожилков. Баураноит встречается редко в виде тонких прожилков мощностью 0,5-1 мм. Кюрит оранжевого цвета отмечен вместе с вельсендорфитом в виде корок, состоящих из плотных полупрозрачных агрегатов, удлиненно-призматических или игольчатых кристаллов длиной 0,005-0,01 мм. Иногда кюрит образует правильные сферы из таких же кристаллов. Средние каемки в "гуммитовых" корках резко отличаются по окраске. В них преобладают ярко-желтые, янтарно-желтые цвета. Микрохимический анализ показал полное отсутствие каких-либо элементов, кроме урана. Минералы отнесены к группам ургита и скупита, развиваются по ранее образованному вельсендорфиту и кюриту, а также непосредственно по гидронастурану. Внешняя каемка в "гуммитовых" корках сложена β-уранофаном. Совместно с уранофаном встречается казолит-орлит, имеющих ограниченное распространение. Он образует тонкие просечки, корочки на плоскостях трещин. Агрегаты игольчатой формы, размером 0,01-0,05 мм. Гидроокислы урана с небольшим количеством силикатов развиты в богатых контрастных рудах. Эти минералы вместе с преобладающей смолкой составляют центральную часть рудных залежей и играют решающую роль в балансе руд. В зоне прожилково-вкрапленных руд количество настурана и гидроокислов урана резко уменьшается, резко возрастает доля β-уранотила

и уранофана с примесью казолита-орлита. Наиболее крупные скопления образует уранофан, слагающий жилы мощностью от 1 до 6-8 см. За пределами рудных залежей в интенсивно гидрослюдизированных породах по трещинам и пустотам выщелачивания откладывается уранофан, отенит, водородный отенит, ураноспинит, водородный ураноспинит и очень редко встречающийся водный фосфат свинца пржевальскит и ураноспінатит. В составе окисленных руд широкое распространение получили водные молибдаты урана и большая группа неурановых молибдатов. Особенностью руд является нахождение в них уран-молибденовых черней, а также совместное нахождение с ними моурита.

В составе молибденит-настурановых руд кроме названных получили развитие и другие гипергенные минералы.

Ильземанит развит широко и наблюдается в виде скрытокристаллических порошковых агрегатов, образуется при замещении черней и молибденита. Минерал темно-синего цвета.

Умохоит имеет ограниченное распространение, ассоциирует с моуритом и иригинитом. Форма выделений — щетки, корки размером 0,05-1,0 мм. По данным спектрального анализа минерал содержит большие проценты U, Mo, десятые доли процента Ca, Mg, Pb, Fe и сотые доли процента — Cu, P, Ag, Ti.

Иригинит является главным рудообразующим минералом в гипергенных рудах молибденит-настурановых залежей. Он присутствует в виде плотных, скрытокристаллических агрегатов, образующих прожилки мощностью 1-2 мм, и замещает выделения уранофана и β -уранотила. Цвет его ярко-желтый с характерным буроватым оттенком. Иригинит постоянно находится в тесной ассоциации с уранофаном, моуритом, калькурмолитом, гипсом, ферримолибдитом.

Калькурмолит — сложного состава водный кальциевый ураномолибдат — отмечен на удалении от первичных руд и крупных скоплений не образует, часто ассоциирует с уранофаном и иригинитом, а иногда и с фосфатными и мышьяковыми слюдками. Минерал желтого, соломенно-желтого цвета, образует скопления в виде сферолитов, сноповидных и звездчатых агрегатов длиной 0,01-0,05 мм.

Ферримолибдит — безурановый водный молибдат железа — встречается очень редко в виде сферолитовых агрегатов светло-желтого цвета.

Вместе с урановыми молибдатами ассоциируют такие неурановые минералы, как гипс, арагонит, гипергенный кальцит, гидроокислы железа, марганца.

В пластообразных залежах развиты руды, содержащие растительные остатки и линзы угля. Они характеризуются в основном гнездово-вкрапленными и вкрапленными текстурами, почти полным замещением настурана гидронастураном, урановыми чернями и реже оранжево-красными гидроокислами урана типа кюрита. Преобладающими являются β -уранотил и уранофан, которые выполняют трещины и пустоты в породах. В незначительных количествах присутствуют отенит и ураноспинит. В рудах широко развиты каолинит, гидроокислы железа и марганца, друзовидный кварц, пирит, галенит, кальцит.

Изучение вещественного состава руд показало, что все гипергенные минералы выделились последовательно в три стадии: гидроокисную, силикатную и слюдковую.

1. Гидроокисная стадия совпадает с начальным преобразованием настурановых руд и отложением на их месте цветных гидроокислов урана в щелочной и нейтральной средах. В эту стадию выделились такие минералы, как гидронастуран, остаточные урановые и молибден-урановые черни, ильземанит, велсендорфит, кюрит, баураноит, кальцураноит, ургит, скупит и другие.

2. Силикатная стадия совпадает со временем начала окисления сульфидов и сменой нейтральной и щелочной среды на кислую, а в конце стадии — очень кислую. В эту стадию шло образование большого количества β -уранотила и уранофана, казолит-орлита и большей части водных молибдатов урана и других неурановых молибдатов, а также глинистых минералов.

3. Слюдковая стадия совпадает со временем интенсивного окисления сульфидов в условиях кислой среды. В эту стадию происходило образование водных фосфатов и арсенатов урана, ураномолибдатов, гипса, арагонита, ярозита и широко распространенных гидроокислов железа и марганца.

В результате геохимического картирования установлено, что наиболее широкие и протяженные ореолы образуют радиоактивность бериллий, свинец, молибден, мышьяк. Ореолы радиоактивности образуют наиболее протяженные и широкие поля, прослеженные по вертикали более чем на 500 м. В покрове нижних базальтов в подрудном горизонте месторождения они характеризуются низкой радиоактивностью.

Ореолы бериллия прослеживаются по вертикали до 350 м. Аномальные концентрации бериллия распространены около рудных залежей и в надрудной части осадочно-вулканогенной толщи. Для подрудных горизонтов бериллий является не характерным элементом. Отдельные контрастные ореолы бериллия характерны для жилообразных залежей, где содержание бериллия достигает 0,003%, а мощность составляет 5-10 м. Кроме того, повышенными содержаниями бериллия характеризуются зоны флюоритизации. Аномальные концентрации бериллия до 0,005% отмечаются в фельзитах на продолжении шва, вмещающего залежь Л1.

Аномальные концентрации молибдена приурочены к западной и восточной рудоносным зонам. Содержание молибдена в этих ореолах колеблется от 0,005 до 0,03%. На горизонте 670 м ореол молибдена вытягивается в субмеридиональном направлении, согласно рудоконтролирующим швам 7 и 2, и имеет протяженность около 550 м при мощности до 300 м.

Аномальное поле свинца развивается по контакту туфолов фельзитов и конгломератов, имея в целом линзообразную форму, осложненную жилообразными ответвлениями по основному крутопадающим тектоническим нарушениям. Аномальные концентрации свинца от 0,01 до 0,03% на горизонте +670 м составляют единое поле около западной и восточной рудоносных зон, вытягиваясь по простиранию до 600 м при средней мощности около 300 м.

Ореолы мышьяка представлены отдельными маломощными линзами, вытянутыми по рудовмещающим тектоническим нарушениям, и локализируются в горизонте конгломератов. Мощность этих линз до 10 м, по вертикали ореолы мышьяка прослеживаются до 120 м. На поверхность ореолы мышьяка не выходят. Максимальные концентрации (более 0,03%) совпадают с рудными залежами.

Таким образом, по распределению элементов в рудах и вмещающих породах Лучистого месторождения можно сделать следующие выводы.

Наиболее типичной является положительная значимая связь урана с молибденом, свинцом, мышьяком, таллием, сурьмой, а также урана с кобальтом. Самые широкие и протяженные ореолы образует радиоактивность. Бериллий, молибден, свинец, мышьяк являются наиболее характерными элементами для рудных и надрудных горизонтов.

На дневную поверхность ореолы радиоактивности, свинца, бериллия выходят в виде узких полос по отдельным рудовмещающим нарушениям.

Максимальные концентрации молибдена, свинца (более 0,03%) приурочены к жилообразным телам северо-западного простирания, а также к узлам сочленения северо-западной трещиноватости с основными тектоническими нарушениями 7 и 2.

МАРТОВСКОЕ

Мартовское месторождение урана расположено на северо-восточных склонах пади Тулукуй, в 0,5 км к юго-западу от Лучистого и в 2 км к востоку от Тулукуевского месторождения.

В структурном плане оно располагается в пределах глубинной Аргунской зоны разломов субширотного простирания, на участке сопряжения Мартовской зоны разломов северо-западного простирания с Мало-Тулукуевской зоной меридионального простирания (см. рис. 63, 155).

Поисковые работы на площади месторождения начаты в 1963 г., обоснование которых было дано в 1962 г. [30ф]. В 1964 г. на юго-восточном фланге рудоносной зоны в 800-1200 м от рудных залежей шпуровыми гамма-поисками были установлены площадные аномальные повышения гамма-поля (до 50-100 мкР/ч). Повторно проведенные радиометрические поиски установкой СУП-10 на площади месторождения также не выявили высоких радиоактивных аномалий, но на северо-западном фланге рудоконтролирующих разломов были установлены широкие ореолы повышенной радиоактивности (40-60 мкР/ч) в основании рыхлых отложений. Бурение поисковых скважин, вскрывших кондиционное урановое оруденение, было проведено вновь организованной партией 32 в 1966 г. [99ф]. Предварительная разведка Мартовского месторождения была продолжена партией 324 в период 1967-1969 гг. Детальная разведка проведена в период 1970-1975 гг. с горизонта 570 м шахты 7 и бурением с поверхности. В проведении разведочных работ принимали участие Л.П.Ищуква, В.А.Шлейдер, А.П.Шакин, Ю.К.Пимнев, В.Н.Рукоусев, М.Ф.Макушин, В.В.Ясноп, В.И.Кубляков, В.Г.Миронов, Л.А.Яговкин. Вещественный состав изучен В.И.Ситниковой и В.Д.Кузнецовым [99ф, 37ф, 45ф].

Месторождение Мартовское — мелкое, с рядовыми и бедными рудами.

Вмещающие породы

На месторождении развит весь комплекс пород осадочно-эффузивной толщи, характерной для восточной части Стрельцовского рудного поля и приведенной при описании Октябрьского, Лучистого и других месторождений.

Фундамент сложен среднезернистыми метасоматическими гранитами, минимальная глубина залегания которых 500 м. В фундаменте прослеживается валлообразный эрозионно-тектонический выступ, контролирующийся Мало-Тулукуевской зоной разломов. С юга и севера этот выступ ограничен субширотными разломами Аргунской зоны.

Отличительной особенностью геологического строения месторождения является отсутствие в разрезе осадочно-вулканогенных пород покровов плагиотрахибазальтов, липаритов, а также экструзивных субвулканических образований тургинской свиты, которая представлена на участке покровом фельзитов и подстилающими его разногалечными конгломератами. Приаргунская свита (J_3) имеет на участке месторождения мощность 300-400 м и характеризуется общим моноклинальным падением пород (10°) на юго-запад. В ее составе на базальных конгломератах мощностью до 5 м залегают нижний покров базальтов (мощностью 120 м), нижний покров трахидацитов (10-140), базальты среднего покрова (60-140), верхние трахидациты и базальты (от 10-40 до 50-70 м).

Основными рудовмещающими породами на Мартовском месторождении, в отличие от Октябрьского, являются породы тургинской свиты. Суммарная мощность свиты составляет 150-390 м. Пачка осадочных пород выполняет палеодолины северо-восточного простирания и имеет мощность 60-120 м. В составе этой пачки выделяется три горизонта грубообломочных пород.

Нижняя часть сложена сероцветными конгломератами с маломощными невыдержанными прослоями песчаников и алевролитов в основании мощностью до 60 м. Средний горизонт сложен пестроцветными гравелитами с маломощными прослоями песчаников. Мощность горизонта гравелитов 10-50 м. Верхняя часть пачки сложена красноцветными конгломератами мощностью 40-60 м. Характерной особенностью пачки осадочных пород является наличие в составе обломочного материала сферолитовых липаритов, распространенных в западной части рудного поля, гранитов, а также жильного кварца с турмалином; такой состав обломочного материала свидетельствует о направлении сноса с запада на восток.

На месторождении развиты все виды и системы разломов, известные в пределах Стрельцовского рудного поля: крутопадающие четырех направлений, пологопадающие и трещиноватости. Наиболее древними из крутопадающих являются разломы Аргунской зоны субширотного северо-восточного простирания, более поздними по времени образования — меридиональные разрывы Мало-Тулукуевской зоны и северо-западные Мартовской зоны (рис. 164, 165).

В верхней части разреза нарушения субширотного простирания проявлены зонами трещиноватости, в нижней они представлены сосредоточенными швами. Перемещения по разрывам носят сдвиговый и сбросо-сдвиговый характер. Нарушения субширотного простирания являются важными рудоконтролирующими элементами, ограничивая развитие оруденения по простиранию. Один из таких швов (шов 51) вскрыт на горизонте горных выработок на юго-восточном фланге месторождения и прослеживается до поверхности. Он имеет падение на юг (угол 70°). По тектоническому шву, представленному одним или несколькими сместителями, повсеместно развита глина трения, а также хлорит, гидрослюда, гематит, флюорит. В горных выработках по шву 51 устанавливаются перемещения типа сбросов с вертикальной амплитудой до 10 см. В плане крупные нарушения меридионального и северо-западного простирания (швы 11, 13а, 4б, 8) пересекают шов 51, не меняя направления, более мелкие швы обычно экранируются швом 51.

Близмеридиональные тектонические нарушения на участке месторождения представлены крупными разрывными нарушениями Мало-Тулукуевской зоны разломов. Разломы этого направления являются основными рудоконтролирующими структурными элементами центральной части месторождения и прослеживаются на Мартовском, Лучистом, Октябрьском, а также Мало-Тулукуевском месторождениях.

Наиболее крупными разломами в центральной части месторождения являются тектонические швы 11 и 16. Они отчетливо проявлены и сопровождаются зонами дробления и трещиноватости мощностью до 10 м. Вмещающие породы вдоль швов интенсивно осветлены, мощность ореолов 5-6 м. Минеральные выполнения швов представлены глинисто-гидрослюдистыми образованиями, хлоритом, кварцем, флюоритом, пиритом, кальцитом. Падение швов в центральной части месторождения, в пределах слоистой части разреза, на восток под углом $60-80^\circ$. Шов 16 является крупным сместителем, причем наиболее заметные подвижки по нему носят сдвиговый характер. Нарушения северо-западного простирания смещаются швом 16, амплитуда смещения составляет 5-6 м.

Кроме крупных швов в центральной части месторождения выделяются более мелкие тектонические нарушения близмеридионального простирания. Они также имеют падение на восток под углом $70-85^\circ$ и представляют собой хорошо выраженные сместители с глиной трения, которые сопровождаются дроблением и трещиноватостью вмещающих пород мощностью до 1-2 м. Мощность ореолов осветления вмещающих пород 2-3 м.

Рудоконтролирующая роль близмеридиональных нарушений особенно хорошо заметна в центральной части месторождения, где рудовмещающие северо-западные разрывные нарушения пересекают полосу близмеридиональных швов 12, 11, 13, 13а. Рудные залежи в узлах пересечения характеризуются раздувами; крупные северо-западные нарушения и локализованные в них рудные тела расщепляются на более мелкие, ветвятся, меняют направление и выклиниваются или ограничиваются близмеридиональными разрывами. В этой части меридиональные нарушения осложнены изгибами по простиранию и падению.

На юго-восточном фланге месторождения выделяются крупные меридиональные тектонические швы 7, 7б, 8, которые прослеживаются севернее на Лучистом месторождении. Падение швов на запад под углом $70-80^\circ$. Меридиональные нарушения на юго-восточном фланге вскрыты в фельзитах, т.е. в самой верхней части разреза. Они представлены здесь маломощными швами (до 10 см), сопровождаемыми зонами трещиноватости мощностью в десятки метров. Минерализация по швам очень бедная, чаще всего отмечен хлорит, кальцит, реже гидрослюда; повсеместно развито осветление, распространяющееся на всю мощность зон трещиноватости.

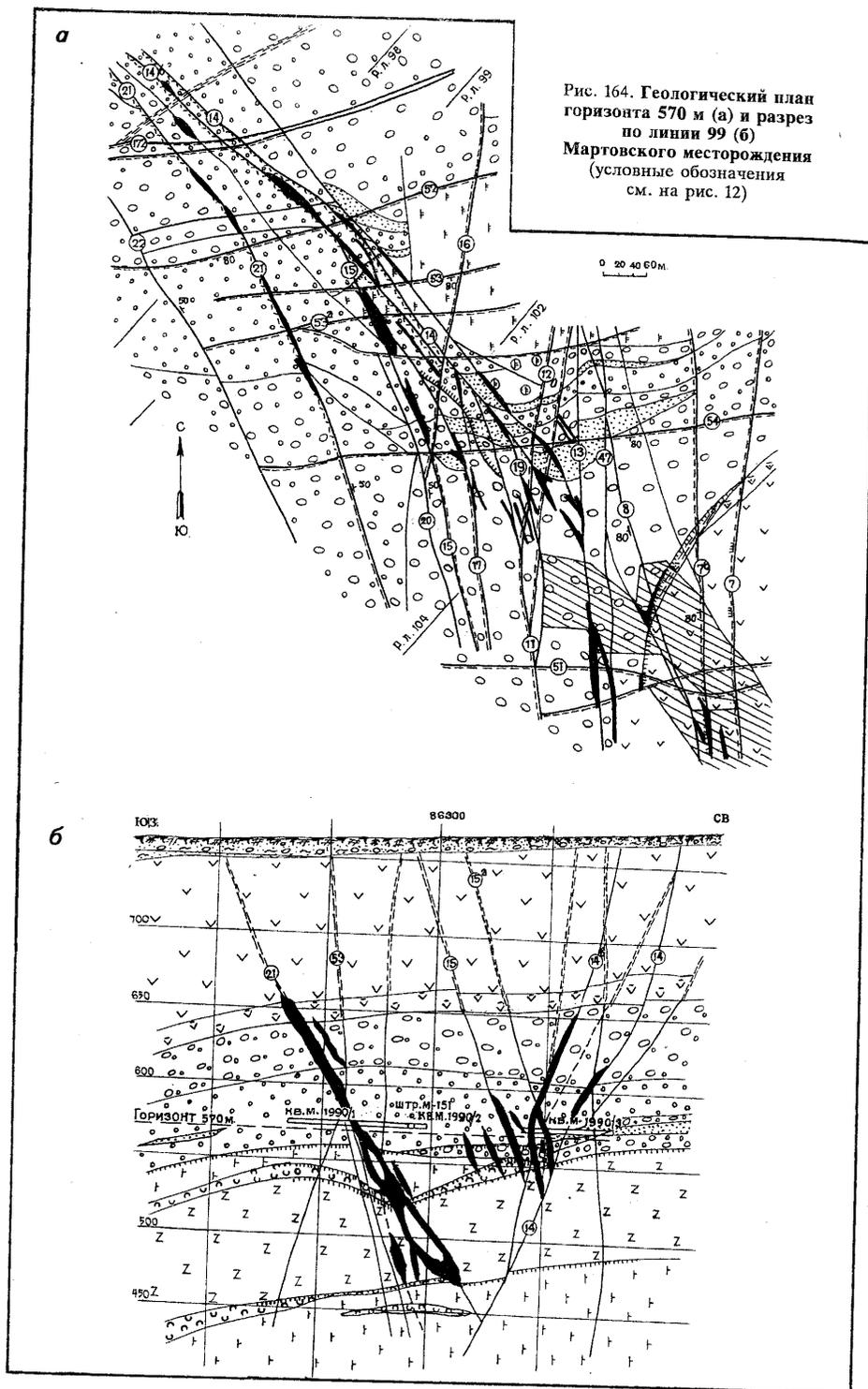


Рис. 164. Геологический план горизонта 570 м (а) и разрез по линии 99 (б) Мартовского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

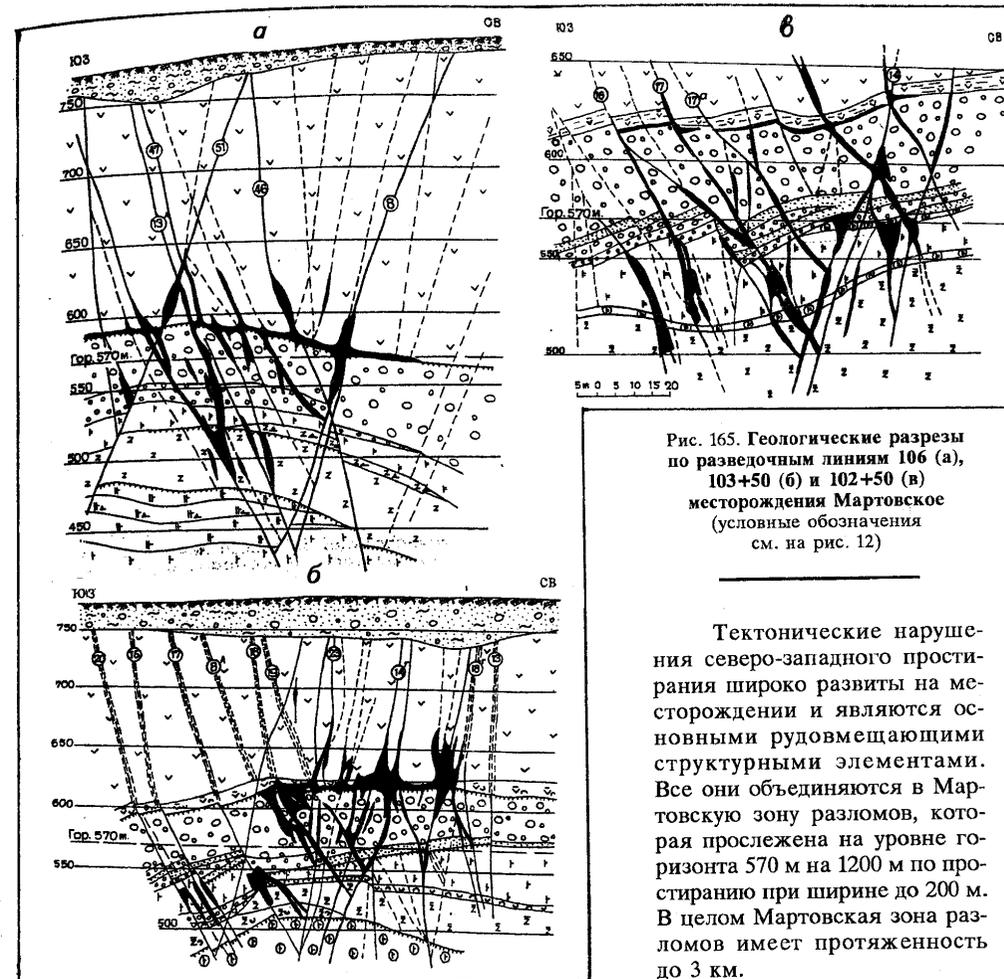


Рис. 165. Геологические разрезы по разведочным линиям 106 (а), 103+50 (б) и 102+50 (в) месторождения Мартовское (условные обозначения см. на рис. 12)

Тектонические нарушения северо-западного простирания широко развиты на месторождении и являются основными рудовмещающими структурными элементами. Все они объединяются в Мартовскую зону разломов, которая прослежена на уровне горизонта 570 м на 1200 м по простиранию при ширине до 200 м. В целом Мартовская зона разломов имеет протяженность до 3 км.

В Мартовской зоне северо-западных разломов выделяется две системы нарушений, имеющих встречное падение: нарушения с азимутом простирания $320-330^\circ$ — крутопадающие (угол падения $70-80^\circ$) на юго-запад; разломы с азимутом простирания $330-340^\circ$ — пологопадающие (угол падения $40-60^\circ$) на северо-восток. Первая система является рудовмещающей и рудоконтролирующей, а вторая — только рудовмещающей. Крутопадающие разрывы пересекают всю осадочно-вулканогенную толщу и проникают в фундамент. Пологие разрывы образовались как протяженные трещины отрыва при перемещении по крутопадающим, они развиваются только в слоистой толще пород — в фельзитах и на поверхность не выходят.

Все тектонические нарушения северо-западного простирания хорошо выражены и сопровождаются ореолами аргиллизации, гидрослюдизации, шамозитизации.

Из тектонических нарушений северо-западного простирания первой системы наиболее протяженным является шов 14, который прослежен на горизонте горных выработок на 850 м. Он пересекает породы верхней части разреза и развивается в базальтах среднего покрова и в гранитах фундамента. На отдельных участках шов 14 распадается на серию крупных трещин общей мощностью до 10 м. В пределах нарушений Мало-Ту-

лукуевского близмеридионального простирания шов 14 меняет падение и простирание и далее выклинивается. Он представлен обычно трещиной с глиной трения мощностью от 3-5 до 10-15 см, которая сопровождается интенсивной мелкой трещиноватостью и дроблением вмещающих пород на мощность до 3 м. По шву, как правило, развита минерализация, представленная хлоритом, кварцем, флюоритом, молибденитом, пиритом, урановой смолкой, кальцитом.

Кроме крупных протяженных крутопадающих нарушений северо-западного простирания отмечаются многочисленные мелкие непротяженные (50-100 м) трещины с глиной трения мощностью от 0,5 до 1 см, вдоль которых породы раздроблены на мощность до 0,5 м. Они развиваются обычно в пределах осадочной пачки, иногда в базальтах и трахидацитах верхнего покрова, подстилающих осадочные породы. Направление штриховки и борозд скольжения по крутопадающим северо-западным нарушениям свидетельствует о сбросовом характере подвижек.

Пологопадающие нарушения второй системы образовались в пачке переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов. Наиболее протяженным из них является шов 21. Он прослежен на северо-западном фланге на 450 м. В разрезе шов 21 имеет различные углы падения, при этом перегибы в падении приурочены к участкам переслаивания пород. Основной шов часто разветвляется на ряд отдельных сместителей или оперяется трещинами с более круглыми углами падения.

В центральной части месторождения наиболее крупными разрывами описываемой системы являются тектонические швы 15 и 20, подобные шву 21.

Пологопадающие нарушения второй системы сравнительно широкое развитие получили в основании осадочного горизонта, представленного чередованием слоев песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью не более 0,5 м каждый. Эти слои отделены один от другого многочисленными пологими срывами с глиной трения, экранирующими развитие уранового оруденения в разрезе. Особенно интенсивно пологопадающие (углы падения 15-30°) тектонические нарушения развиты по контакту туфов фельзитов с подстилающими их конгломератами и выше в туфах фельзитов, а также в основании осадочной толщи вблизи контакта ее с подстилающими базальтами верхнего покрова.

Характеристика оруденения

Пространственное размещение рудных залежей Мартовского месторождения определяется положением его на участке пересечения трех крупных зон разломов различного направления: Аргунской, Мало-Тулукуевской и Мартовской.

Рудные залежи различных морфологических типов на месторождении локализованы в единой рудоносной трещинной зоне, характеризующейся различной рудоносностью и проявившейся в верхней части осадочно-вулканогенной толщи — от верхнего покрова трахидацитов, в верхнем покрове базальтов, в конгломератах до нижней части покрова фельзитов (2-й литолого-структурный уровень). Оруденение локализовано в интервале глубин 60-310 м. Рудоносная зона в целом имеет северо-западное простирание, протяженность ее составляет 1300 м. Ширина зоны изменяется от 200 м в центральной части до 30-50 м на флангах месторождения.

Верхняя граница рудоносной зоны относительно ровная и определяется положением пологого срыва в основании покрова фельзитов; на северо-западном фланге на выклинивании рудоносной зоны она опускается на 40-50 м ниже указанного срыва.

В центральной части месторождения оруденение развивается в фельзитах и прослеживается выше контакта на 40-100 м. На этом участке глубина залегания верхней границы рудоносной зоны минимальная и составляет 60-100 м. На северо-западном фланге эта граница проходит в 100-115 м от поверхности; в юго-восточном направлении с погружением подошвы фельзитов верхняя граница зоны также погружается от 150 до 250-260 м.

Нижняя граница рудоносной зоны на месторождении является весьма четкой и определяется положением контакта трахидацитов верхнего покрова с подстилающими базальтами среднего покрова. Мощный пологий срыв и горизонт туфов, развитые на кон-

такте, полностью экранируют развитие оруденения вниз по падению, только в двух случаях в базальтах вскрыты единичные маломощные интервалы с бедными рудами. В целом нижняя граница зоны относительно выровненная и проходит в 240-310 м от поверхности, лишь на северо-западном фланге она поднимается до глубин 215-235 м.

Вертикальный размах развития оруденения колеблется в широких пределах. На крайнем юго-восточном фланге, где развито оруденение пластового типа, высота оруденения измеряется первыми метрами. В целом же на обоих флангах она колеблется от 50 до 115 м, в центральной части месторождения составляет 130-230 м.

Распределение запасов урана в продольном разрезе резко неравномерное. Наиболее рудоносный участок расположен в области пересечения швов Мало-Тулукуевской и Мартовской зон разломов, в нем сосредоточено 58% запасов месторождения.

На Мартовском месторождении проявлены все морфологические типы рудных залежей, известные в Стрельцовском рудном поле: крутопадающие, штокверкоподобные и пластообразные пологопадающие залежи. В штокверкоподобных залежах сосредоточено 57% общих запасов урана.

Жилообразные залежи развиты на всех участках месторождения. На северо-западном и юго-восточном флангах, где штокверкоподобные залежи отсутствуют, они характеризуются простым строением и незначительными мощностями, прослеживаются на десятки метров. В центральной части месторождения, где происходит сопряжение швов различного направления, наблюдается усложнение формы жилообразных залежей: появляются раздувы по мощности, рудные апофизы, сложные жилы, изменяются элементы залегания.

Штокверкоподобные залежи локализуются в центральной части месторождения и развиваются на всю высоту рудоносной зоны — в фельзитах, конгломератах, базальтах, трахидацитах. Внутреннее строение штокверкоподобных залежей довольно сложное. Составными частями залежей являются рудоносные участки, контролируемые относительно крупными швами и трещинами.

Наиболее сложным внутренним строением характеризуются штокверкоподобные залежи, развитые вблизи пологого нарушения. Урановое оруденение контролируется здесь пологими срывами и сериями сближенных крупных крутопадающих швов.

Крупная залежь М 28, разведанная скважинами поверхностного бурения по сети 25x15 м, контролируется тектоническим швом 14 северо-западного простирания и системой крутопадающих трещин, которые развиваются в туфоловах фельзитов, она прослежена на 1450 м, имеет северо-западное простирание с падением на юго-запад под углом 80-85°.

Содержание урана в рудах колеблется от забалансового до 0,997%. Руды с наиболее высоким содержанием урана отмечаются на контакте туфолов фельзитов с конгломератами и в фельзитах. В рудах присутствует молибден. Содержание молибдена в отдельных пробах достигает 0,288%, среднее содержание 0,019%.

Пластообразные залежи развиваются в основании покрова фельзитов в центральной части и на юго-восточном фланге месторождения. Строение залежей относительно простое; редкие крутопадающие швы практически не оказывают влияния на мощность или элементы залегания залежей; сплошность развития оруденения высокая. В отличие от Лучистого месторождения на Мартовском ниже пологого срыва повсеместно развит горизонт туфопесчаников с органическими остатками, в котором локализуется основная часть оруденения пластообразных залежей.

В центральной части месторождения многочисленные крутопадающие швы, несущие урановое оруденение, в значительной степени осложняют строение пластообразных залежей. Последние представлены рядом приподнятых и опущенных тел (см. рис. 165,в); на участках развития крутопадающих разрывов резко увеличиваются мощности рудных интервалов, тогда как в промежутках между крутопадающими швами развивается забалансовое оруденение.

Пластообразные рудные залежи, расположенные в центральной части и на юго-восточном фланге месторождения, контролируются мелкими и крупными тектоническими нарушениями северо-западного простирания; протяженность их 635 м, ширина 120-200 м;

границей между залежами является крупный тектонический разлом 51 близширотного простирания.

Оконтуривание пластообразных залежей в большей части случаев является условным: в пределах рудонасыщенных участков значительной мощности по данным геологической документации и дифференциальной интерпретации гамма-каротажа выделяется пластообразная часть оруденения.

Мощности залежей колеблются в незначительных пределах — от 0,3 до 3,62 м; содержание урана по сечениям изменяется от забалансового до 0,660%. Молибден в пластообразных залежах отсутствует. Руды характеризуются вкрапленной, участками гнездово-вкрапленной текстурой. Вкрапленная текстура руд имеет наиболее широкое развитие.

В рудах жилообразных и штокверкоподобных залежей нередки брекчиевые, прожилковые, гнездововкрапленные и вкрапленные текстуры.

Минералого-геохимические особенности руд и вмещающих пород

На Мартовском месторождении урановая минерализация сконцентрирована в разногалечных конгломератах, базальтах и трахидацитах. Меньшее развитие получили руды на контакте фельзитов и разногалечных конгломератов. Сопутствующая молибденовая минерализация проявилась только в некоторых залежах. В рудах проявлены непромышленные выделения минералов цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, а иногда никеля и кобальта. Отмечены также аномально высокие концентрации Tl, Ag, V.

В контурах рудных тел минералы дорудных стадий представлены гидрослюдой, смешанослойным гидрослюда-монтмориллонитом, каолинитом, карбонатами (Fe-доломитом и анкеритом), в меньшей степени развит хлорит-монтмориллонит, пирит 2, лейкоксен. Гидрослюды широко развиты в цементе конгломератов, замещая глинисто-железистый цемент. Доля гидрослюды-монтмориллонита и карбоната увеличивается в конгломератах, в которых преобладает галька базальтов. Каолинит преимущественно развит по обломкам вулканического стекла и пепловым частицам. Урановые рудные тела в конгломератах обычно залегают в ореолах осветления (гидрослюдизации). Характерной особенностью ореола гидрослюдизации на флангах рудовмещающих зон является присутствие значительного количества каолинита, сохранившегося в процессе гидрослюдизации. Гидрослюда часто ассоциирует с метасоматическими выделениями анкерита и друзовидного кварца. Проявлены маломощные прожилки шамозита. Осветленные конгломераты сменяются образованиями промежуточной зоны, в которой сохранился "фонный" гематит в виде реликтовых пятнистых участков, за счет чего порода имеет пеструю окраску. Ширина "пестрой" зоны гидрослюдизации не менее 50 м.

В базальтах ореолы аргиллизации небольшие по мощности. Измененные базальты имеют грязно-зеленый цвет, обусловленный развитием каолинита, смешанослойного гидрослюда-монтмориллонита, гидроокислов железа, новообразований карбоната, вторичного биотита.

Урановая минерализация в конгломератах представлена в основном мелкопочковидным настураном ранней генерации. Размер почек 0,01 мм в поперечнике. Наряду с этим в рудных конгломератах проявлены жилы, в которых главным рудообразующим минералом является настуран поздней генерации (крупнопочковидный, с высокой отражательной способностью). Он тесно ассоциирует с молибденитом, сцементированным друзовидным кварцем (рис. 166). Характерно, что вблизи рудных прожилков настурана поздней генерации ореол вкрапленного настурана обычно не развит. Иногда этот настуран образует крупные скопления ("смоляные головы") размером до 10-12 см в поперечнике. В полированных шлифах отмечается, что настуран характеризуется высокой отражательной способностью, отличается от других генераций гомогенностью и своеобразными трещинами отдельности, указывающими на его происхождение в результате замещения коффинита. Крупные почки его пересечены микроскопическими прожилками галенита. Настуран содержит свинец, примесь сурьмы и мышьяка (целые проценты), титана, циркония (десятые доли процента).

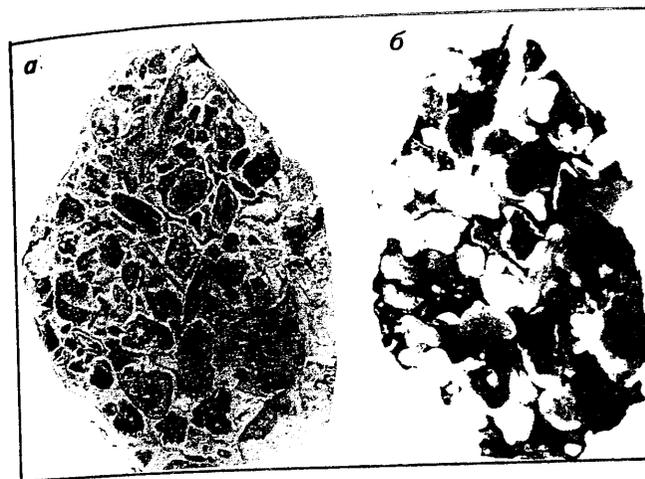


Рис. 166. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 3 сут) настурана, насыщающего обломки и кристификационно обволакивающего их в ассоциации с друзовидным кварцем (Мартовское месторождение)

В конгломератах количество молибденита в рудных скоплениях незначительное: он образует ксеноморфные выделения, тесно ассоциирующие с настураном. В рудной массе отмечена незначительная примесь досмолякового пирита и более позднего галенита, галениты и другие поздние минералы — шамозит, флюорит, кальцит — обычно распределены в пустотах друзовидного кварца. В цементе оруденелых брекчий конгломератов развит кристаллический кварц двух генераций, преобладает мелкодрузовый, образующий кокарды вокруг оруденелых обломков породы, в меньшем количестве присутствует бурый мелкозернистый кварц. Как правило, рудные корочки (кокарды) дроблены и фрагменты их сцементированы агрегатом кварца. В пустотах рудных брекчий широко развит шамозит, пирит, марказит, галенит, флюорит и кальцит. Менее широко в пустотах друзовидного кварца проявлены незначительные в количестве оттопленные выделения блеклой руды, сфалерита, халькопирита, халькозина, борнита, арсенидов кобальта и никеля типа раммельсбергита и саффлорита. Отмечены единичные проявления киновари, барита.

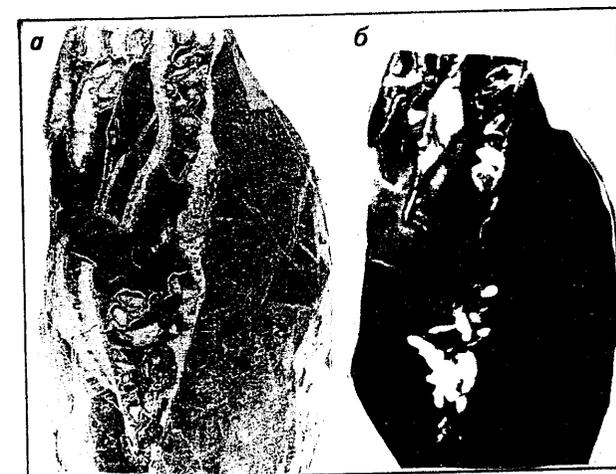


Рис. 167. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 6 сут) брекчиевой структуры, настуран насыщает обломки и образует дисперсные выделения в цементе; обломки окаймлены кокардами анкерита (Мартовское месторождение)

По данным микроспектрального лазерного анализа зерна блеклой руды относятся к ее цинкосодеждающей мышьяковистой разновидности — зандбергиту (содержат в зерне Cu, Zn, As, Pb, Mo, Ag). В отдельных валовых пробах рудных брекчий конгломератов отмечены повышенные концентрации никеля до 0,1% и кобальта до 0,6%.

Оруденелые брекчии базальтов имеют сложное строение. Из жильных минералов обычно преобладает агрегат светло-зеленого анкерита, иногда лейстовидного кварца, образующего цемент брекчий. Урановая минерализация представлена урановой смолкой (настуран) в ассоциации с молибденитом, образующими корочки на измененной породе, в которых они тесно срастаются с мелкозернистым кварцем и анкеритом (рис. 167.). В кокардах

развита преимущественно ранняя урановая смолка — мелкопочковидная со средней отражательной способностью. Вместе с ней присутствует молибденит, имеющий тонкоколломорфную структуру и образующий так же, как и смолка, тонкие корочки. Для кокардовых обособлений урановой смолки и молибденита характерна катакластическая структура. Фрагменты кокард сцементированы обычно анкеритом, друзовидным кварцем и бурым лейстовидным кварцем, с которым часто связаны выделения галенита, шамозита и пирита.

Рудные залежи в трахидацитах по составу руд и характеру окolorудных изменений в общих чертах аналогичны рудам в трахидацитах Октябрьского месторождения. В отличие от Стрельцовского месторождения руды здесь более контрастны, но рудные тела имеют значительно меньшую мощность и в них наиболее полно развита молибденит-смолковая ассоциация. Характерны проявления не только урановой смолки ранних генераций, но и крупнопочковидной ее поздней генерации.

Оруденелые трахидациты бурые, красновато-бурые, интенсивно гематитизированы, пиритизированы. Руды прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные. Мощность прожилков урановой смолки до 0,5 см. Размер вкрапленников от долей миллиметров до 1 см в поперечнике. Участками проявлены руды брекчиевого строения.

Основные рудные компоненты прожилков и брекчий — урановая смолка и молибденит — образуют совместные колломорфно-зональные агрегаты. Границы между зернами смолки и молибденита неровные, коррозионные. Рудные корочки дроблены и сцементированы друзовидным кварцем, в пустотах которого развиты выделения галенита, пирита, халькопирита и борнита. Сульфиды развиты в виде вкрапленности и в обломках породы.



Рис. 168. Микрофотография шлифа фельзита (увел. 90^х). Колломорфно зональный настуран, молибденит и поздний друзовидный кварц (месторождение Мартовское)

Руды, приуроченные к контакту фельзитов и конгломератов, отличаются черным цветом, интенсивно насыщены урановой смолкой и молибденитом. Мощность прожилков не менее 1-1,5 см. Рудная масса рыхловатая, молибденит в ней замещен ильземанитом. В полированных шлифах отмечается, что молибденита содержится в черных прожилках больше, чем урановой смолки.

Черные прожилки имеют брекчиевое строение. Мелкие обломки фельзита гидрослюдизированы и интенсивно гематитизированы, содержат примесь пирита. Урановая смолка и молибденит распределены по зальбандам прожилков, оконтуривают отдельные обломки породы в виде каемок шириною не более 0,5-1 мм (рис. 168). Рудные каемки (кокарды) дроблены и сцементированы друзовидным кварцем, который является преобладающим в составе прожилков. В полях друзовидного кварца отмечены в незначительном количестве мелкопочковидные выделения перестроенной урановой смолки, тесно ассоциирующие с пиритом. Пирит оконтуривает глобулы смолки и проникает в них. В пустотах друзовидного кварца развиты выделения пирита, галенита, шамозита и нередко флюорита и кальцита.

Фельзиты в контуре рудного тела имеют светло-серый цвет, они интенсивно гидрослюдизированы, в меньшей степени пиритизированы и флюоритизированы. Околорудная гематитизация развита неравномерно. По трещинам пород наблюдаются выделения гидроокислов марганца и железа.



Рис. 169. Уранофан (серое) и гидроокислы марганца (черное) метасоматически замещают основную массу фельзита (Мартовское месторождение)

Руды в фельзитах заметно окислены: проявлены гидронастуран, урановая чернь, уранофан и ураноспинит. Уранофан нередко образует скрытокристаллические выделения в фельзите и окрашивает его в желтый цвет. С уранофаном ассоциируют выделения окислов марганца (рис. 169).

Пространственное распределение рудных скоплений в пределах пластообразной залежи неравномерное. Рудная минерализация получила развитие в туфах и туфолавах фельзитов, в линзах угля, в углистых туфопесчаниках и туфоалевролитах, в конгломератах. Светло-зеленые туфы, туфолавы фельзитов мощностью от 3 до 15 м характеризуются широким развитием гидрослюды, каолинита, карбонатов, кварца.

Наиболее богатые руды в туфолавах и туфах фельзитов формируются в местах их пересечения основными крутопадающими нарушениями. В таких зонах породы интенсивно дроблены, гематитизированы, текстуры руд брекчиевые и прожилковые. По вещественному составу руды аналогичны вышеописанным для крутопадающих зон и сложены урановой смолкой, молибденитом, которые сопровождаются друзовидным кварцем, галенитом, шамозитом, пиритом. В подошве туфов фельзитов отмечаются обломки измененных, обуглившихся древесных тканей размером до 10x30 см. Нередко урановая смолка образует скопления размером до 0,5 мм по периферии линзочек органических включений, рассекает эти линзочки.

Смолка мелкопочковидная, неоднородна по строению, содержит органические включения и мельчайшие вкрапления галенита.

Линзы, пропластки углефицированных растительных остатков мощностью от 0,2 до 0,4 м в туфах сложены хрупкой черной массой с матовым, иногда смолистым, блеском. Иногда угли содержат эмульсионную вкрапленность урановой смолки, реже — ее выделения по микротрещинкам, но на удалении от основных рудовмещающих трещин, как правило, безрудны.

Углистые туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты являются основным рудовмещающим горизонтом пластообразной залежи. Мощность их изменяется от 0,1 до 0,5 м. Они имеют темно-серый цвет; черная окраска обусловлена распределением углистого вещества в цементе и заполняющей массе этих образований. Новообразованные минералы — каолинит, гидрослюда-монтмориллонит, хлорит, карбонаты, лейккоксен, пирит — замещают как обломки, так и цемент пород. Из реликтовых минералов отмечаются турмалин, сфен, циркон, рутил. Минералы рудной (кварц-молибденит-смолковой) стадии представлены смолкой двух генераций, пиритом, галенитом, халькозином, кварцем, шамозитом, гематитом.

Для руд характерны дисперсные выделения урановой смолки, эмульсионные, тонковкрапленные текстуры, реже проявлены прожилковые и полосчатые текстуры, обусловленные распределением урановой смолки по слоистости пород.

В конгломератах, подстилающих углистые туфоалевролиты и туфопесчаники, проявлены рудосопровождающие изменения — гидрослюдизация, шамозитизация. Конгломераты приобретают зеленую и темно-зеленую окраску.

Пострудная стадия представлена маломощными (от 3-5 мм до 1 см) прожилками кальцита, реже отмечаются сложные кварц-флюорит-кальцитовые прожилки. В туфолавах фельзитов отмечается метасоматическая флюоритизация.

На Мартовском месторождении широко развиты процессы окисления. Тип зоны окисления гидроокисно-силикатный, характер трещинный. Максимальных глубин (180-

250, реже 500 м) зона окисления достигает вдоль основных крутопадающих нарушений Мало-Тулукуевской и Мартовской зон разломов.

До глубины 50 м в фельзитах вторичных урановых минералов не обнаружено, отмечаются лишь гидроокислы железа и марганца. С глубины 50 м в рудных зонах в фельзитах отмечается уранофан; часть урана в этих зонах в процессе гипергенеза переотложена и перераспределена. Черные уран-молибденовые руды имеют рыхловатое сложение и состоят частично из гидронастурана и черной. Кроме уранофана отмечается В-уранотил, реже слюдяная минерализация — ураноспинит. Максимальные концентрации силикатов урана формируются в участках сочленения крутопадающих рудоподводящих разрывных нарушений и пластообразной рудной залежи. При этом в туфах, туфолавах фельзитов скопления силикатов урана и гидроокислов марганца в количественном отношении преобладают над гипогенными рудами.

Эндогенные геохимические ореолы урана (выделяемые по радиоактивности), а также молибдена, бериллия, свинца, мышьяка на Мартовском месторождении, как на Октябрьском и Лучистом, изучались по результатам металлометрического, бороздового и кернового опробования. По результатам исследований сделаны следующие выводы:

в жильобразных, пластообразных рудных залежах месторождения концентрируются Mo, Pb, Sb, Be, Ti, Ag;

в жильобразных залежах, локализованных в субмеридиональных нарушениях, кроме того, концентрируются Ni, Co, Ti, Cu, Yb, Ga;

для надрудных горизонтов наиболее характерны ореолы радиоактивности и бериллия; ореолы мышьяка и свинца обычно характеризуют средние и корневые части жильобразных залежей;

для пластообразных залежей наиболее характерными являются ореолы свинца и бериллия.

Как и на других месторождениях Мало-Тулукуевской зоны (Октябрьском, Лучистом), на Мартовском месторождении наиболее широкие и протяженные ореолы образуют уран, молибден, свинец, бериллий, мышьяк.

Ореолы радиоактивности имеют очень сложную форму, представляющую собой сочетание жильобразных, субизометричных и пластообразных ореолов, и широко распространены в толще сероцветных разногалечных конгломератов, в нижнем покрове трахидацитов. Аномальное поле радиоактивности "растекается" по контакту фельзитов и конгломератов, прослеживаясь в покрове фельзитов по отдельным зонам трещиноватости, и выходит под чехол рыхлых отложений в виде полос мощностью до 10 м. Мощность ореолов радиоактивности возрастает от нижних частей к верхним и изменяется от 70 (в среднем покрове базальтов) до 300 м (в конгломератах на контакте с фельзитами). В надрудных горизонтах от места выклинивания рудных тел по восстанию рудовмещающих нарушений ореолы радиоактивности прослеживаются на расстояние до 120 м.

Ореолы бериллия характеризуют рудные и надрудные срезы месторождения. В фельзитах они прослеживаются по крутопадающим нарушениям, по отдельным из них выходят на поверхность в виде узких полос мощностью до 10-30 м и удаляются от места выклинивания рудных залежей по восстанию рудовмещающих нарушений на расстояние до 200 м.

Аномальные содержания молибдена приурочены к северо-западным тектоническим нарушениям и прослеживаются по вертикали на 270 м. В надрудном горизонте они прослеживаются от места выклинивания рудных тел по восстанию рудовмещающих нарушений на 10-110 м. Отмечаются случаи несовпадения ореолов молибдена с рудными телами и с ореолами радиоактивности.

Ореолы свинца в вертикальном сечении развиваются в основном в покрове нижних трахидацитов. На поверхность коренных пород ореолы свинца мощностью до 5 м выходят по отдельным тектоническим трещинам, удаляясь от места выклинивания рудных тел на 40-120 м.

Ореолы мышьяка характерны для нижних и средних частей рудовмещающего разреза и широко распространены в трахидацитах и базальтах. Они прослеживаются на 150 м, имеют мощность до 210 м. Особенностью ореолов мышьяка являются их сложная мор-

фология, которая обусловлена многообразием форм нахождения мышьяка: как в виде собственных минералов (леллингит, блеклые руды), так и в виде примесей в сульфидах, которые проявились в дорудные и рудные стадии гидротермального рудообразующего процесса. Максимальные концентрации мышьяка более 0,03% приурочены к трещинам северо-западного и субмеридионального простираний. От места выклинивания рудных тел по простиранию рудовмещающих нарушений ореолы мышьяка прослеживаются в среднем на 60 м.

ТУЛУКУЕВСКАЯ

Месторождение расположено в центральной части Стрельцовского рудного поля, в 6 км к юго-западу от Стрельцовского месторождения, и приурочено к Тулукуевской зоне разломов северо-западного простирания вблизи сочленения ее с Аргунской зоной (см. рис. 13, 63, 155). Месторождение занимает площадь около 0,3 км², вытянутую в северо-западном направлении на 1300 м при ширине от 150 до 350 м. За пределами этой площади развиваются лишь обособленные мелкие рудные тела, а также пластовая рудная залежь.

Месторождение открыто в 1965 г. (партией № 324 Сосновской экспедиции) при проведении поисков бурением скважин на участке обширного ореола радиоактивности — от 45 до 90 мкР/ч, выявленного на уровне коренных пород под наносами мощностью от 5 до 30-50 м. Первооткрывателями месторождения являются Л.П.Ищуква, Ю.Г.Рогов, В.И.Пулин, В.А.Солодовников [33ф,78ф].

Созданная в 1966 г. партия № 32 в течение первых месяцев провела форсированную оценку бурением выявленного оруденения, что позволило резко расширить его масштабы и к 1 января 1966 г. завершить предварительную разведку основных рудных залежей. Крупные масштабы месторождения, высокое качество руд и благоприятные горно-технические условия предопределили необходимость его скорейшей детальной разведки с одновременной подготовкой к промышленному освоению. Детальная горно-буровая разведка была начата в этом же 1966 г. проходкой стволов двух шахт для развития сети подземных горных выработок на горизонтах +600 и +540 м и закончена в 1972 г.

Кроме первооткрывателей, в изучении месторождения активное участие принимали М.П.Кузнецов, Б.В.Авдеев, Б.Н.Парников, Г.В.Зверев, В.А.Медведев, В.И.Шулаков, Ю.П.Анисимов, А.П.Ткачук, Л.Н.Иванов, Л.Л.Богданова, Н.С.Головин, Л.Я.Кутузова, В.Е.Вишняков, В.А.Викентьев, М.В.Шумилин и другие. Вещественный состав руд и околорудных изменений, а также геохимические особенности изучены В.П.Роговой и Г.П.Кизиаровым.

Геологическое строение месторождения

Месторождение локализовано в стратифицированной толще вулканитов и является скрытым, не выходящим на дневную поверхность, верхние части рудных тел залегают на глубине 30-50 м.

Вмещающие породы

Вмещающие породы месторождения представлены осадочно-эффузивными, субвулканическими и дайковыми образованиями нижнего яруса верхнего структурного этажа, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах фундамента, и разделяются на две толщи — нижнюю и верхнюю. Первая из них слагает приаргунскую свиту (J₃), вторая — тургинскую (K₁).

Породы фундамента представлены позднепалеозойскими средне-, крупнозернистыми биотитовыми гранитами с редкими мелкими ксенолитами метаморфических кварцсерицитовых филлитовидных сланцев и кварцитов с маломощными дайками роговообломковых микродиоритов. В зонах тектонических нарушений проявлены процессы катаклаза, милонитизации, грейзенизации и турмалинизации.

Урановое оруденение в гранитах на месторождении не проявлено, хотя в зонах крупных тектонических нарушений широко распространены гидротермальные изменения.

В основании разреза нижней толщи верхнего структурного этажа залегает невыдержанный маломощный (не более 10-15 м) горизонт валуновых и глыбовых базальных конгломератов. На базальных конгломератах или непосредственно на гранитах фундамента залегает нижний покров базальтов. Мощность покрова колеблется в пределах 380-450 м. В составе покрова выделяются лавы, лавовые брекчии и туфы. Перекрывающий его нижний покров трахидацитов имеет мощность от 75 до 110 м. В основании покрова отмечается маломощный (3-6 м) горизонт туфоалевролитов и витролитокристаллокластических псаммитовых туфов. Центральная часть покрова сложена массивными и флюидалными трахидацитами, в верхней части покрова развит горизонт витрокристаллокластических туфов мощностью от 8 до 45 м. На покрове трахидацитов залегает средний покров базальтов мощностью 30-40 м. В его составе выделяются от одного до трех потоков лавовых брекчий и один-два потока массивных и миндалекаменных лав базальтов. Разрез покрова завершается горизонтом туффитов, гравелитов и конгломератов мощностью от 5 до 20 м.

Все выше отмеченные покровы на площади месторождения уранового оруденения не содержат.

Верхний покров трахидацитов мощностью от 70 до 110 м повсеместно перекрывает средний покров базальтов. В основании покрова развит горизонт туфопесчаников и туфов. Центральная часть покрова сложена флюидалными и массивными трахидацитами, аналогичными по составу трахидацитам нижнего покрова. Верхняя часть покрова представлена горизонтом витрокристаллокластических псаммитовых туфов. Покров трахидацитов имеет северо-восточное (40-50°) простирание и полого (10-20°) погружается на юго-восток. Трахидациты верхнего покрова вмещают нижнюю часть урановорудных залежей месторождения. Базальты верхнего покрова завершают разрез нижней толщи. Этот покров в сравнении с нижележащими пользуется ограниченным развитием. Средняя мощность покрова 20-25 м, в его составе выделяются массивные и миндалекаменные разности, а также лавовые брекчии. На участках выклинивания покрова появляются маломощные (до 3 м) горизонты туфов, туффитов, туфопесчаников и разногалечных конгломератов.

Базальты верхнего покрова вмещают урановое оруденение весьма высокого качества.

Таким образом, общая мощность пород нижней толщи в пределах месторождения составляет 650-670 м. Большинство покровов залегает в целом согласно, наследуя формы палеорельефа, созданные предыдущими образованиями. Во всех покровах прослеживается палеодолина субширотного простирания, соответствующая Аргунской тектонической зоне.

Верхняя толща вмещающих пород представлена осадочно-туфогенным и фельзитовым комплексами, в которых сосредоточена подавляющая (80-85%) часть уранового оруденения.

Осадочно-туфогенные породы образуют сложно построенную пачку разногалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, туфов и туфопесчаников общей мощностью от 1-3 до 30-40 м. В составе пачки выделяется три горизонта. Первый горизонт в нижней части разреза развит ограниченно. В его составе выделяются базальные валуновые конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу среднегалечными конгломератами и среднезернистыми песчаниками. Породы горизонта принадлежат к осадкам пролювиальных и пролювиально-аллювиальных фаций. Обломочный материал характеризуется хорошей окатанностью. Урановое оруденение в породах горизонта развито незначительно. Второй горизонт отличается выдержанностью по площади и наличием туфового материала. Он представлен среднегалечными и мелкогалечными конгломератами. Обломочный материал хорошо сортирован и равномерно распределен. Среди конгломератов отмечаются

линзы и невыдержанные по мощности прослои сероцветных конгломератов и гравелитов "мусорных" фаций со значительным количеством перетертого органического материала. Прослой пород "мусорной" фации контролируют положение богатых руд. Третий горизонт завершает разрез туфогенно-осадочного комплекса и представлен серыми мелко- и среднезернистыми туфопесчаниками, обогащенными обуглившимися растительными остатками и линзами угля. Мощность горизонта колеблется от 0,6 до 1,5 м, иногда достигая 2,5 м. Обломочный материал средней сортировки и слабой окатанности. Линзы угля мощностью 0,1-0,2 м тяготеют к верхней и нижней частям горизонта и достигают 3-4 м в длину. В подошве и кровле горизонта развиты прослои пелитовых витрокристаллокластических туфов. Контакты туфов с туфопесчаниками сорваны, широко развиты зеркала скольжения и глина трения.

В целом на месторождении породы осадочно-туфогенного комплекса вмещают существенную (25-27%) часть уранового оруденения. Туфопесчаники третьего горизонта совместно с подстилающими их туфами контролируют положение пластообразного оруденения не только на месторождении, но и за его пределами. В конгломератах и гравелитах нижних горизонтов оруденение представлено в основном жильными рудными телами.

Разрез верхней толщи завершается фельзитовым комплексом мощностью до 220 м. В его основании повсеместно развит горизонт пузыристых туфолав фельзитов переменной мощности — от 1-3 до 20-25 м, сменяющихся на участках выклинивания вулканическими стеклами (перлитами). В нижней части горизонта преобладают отчетливо слоистые витрокластические псаммитовые туфы "очковой" структуры, обусловленной наличием (7-10% объема) линзочек стекла. В верхней части залегают массивные существенно кристаллокластические псаммитовые туфы, отличающиеся от нижележащих отсутствием линз стекла и преобладанием в обломочном материале кристаллов над обломками пород.

Залегающий на туфах покров фельзитов выклинивается на северо-западном фланге месторождения и полого (10-12°) погружается в юго-восточном направлении, где его мощность достигает 180-200 м. В центральной части месторождения мощность покрова составляет 120-150 м. Среди фельзитов выделяются полосчато-флюидалные и массивные разности, связанные между собой взаимными переходами. Наибольшее развитие имеют полосчато-флюидалные лавы. Флюидалность их обусловлена наличием мелких (до 2-3 см) линз вулканического стекла. Основная масса породы стекловатая, фельзитовая, витрофиновая, микрофельзитовая и составляет 95%. Фенокристаллы сложены мелкими (до 1-2 мм) идиоморфными зернами кварца и калишпата, реже биотита, равномерно распределенными в основной массе.

Наиболее молодыми среди вмещающих пород являются взрывные брекчии фельзитов и фельзиты, а также дайки базальтов. Взрывные брекчии фельзитов и взрывные фельзиты развиты в нижней части покрова фельзитов на контакте с туфами. Они образуют сложно построенное пологозалегающее тело площадью в несколько квадратных километров и мощностью до 50-60 м. Нижний контакт этого тела достаточно ровный и совпадает с кровлей туфов фельзитов. Верхняя граница лавобрекчий неровная, волнистая. Взрывные брекчии обильно (70-80%) насыщены обломочным материалом размером от 1-2 до 30-40 см и даже до 1 м, преобладающий размер 3-10 см. В составе обломков фельзиты и подстилающие породы. Цементирующая масса — массивный или флюидалный фельзит, не отличающийся по составу от фельзитов покровных фаций. Взрывные фельзиты исключительно выдержаны по мощности (5-10 м) и развиваются в нижней части вышележащего покрова. Представляют собой плотные породы с отчетливо выраженной флюидалной текстурой, обусловленной ориентировкой линз вулканического стекла. Основная масса представлена спекшимся стекловатым материалом, участками раскристаллизованным в мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат, в котором равномерно распределены фенокристаллы водяно-прозрачного кварца, полевых шпатов и обломки отдельных минералов и пород с нечеткими оплавленными контурами.

Урановое оруденение в взрывных разностях фельзитов развито исключительно широко, в них локализовано около 20% руд месторождения, в то время как их удельный вес в объеме рудовмещающих пород не превышает 8-10%.

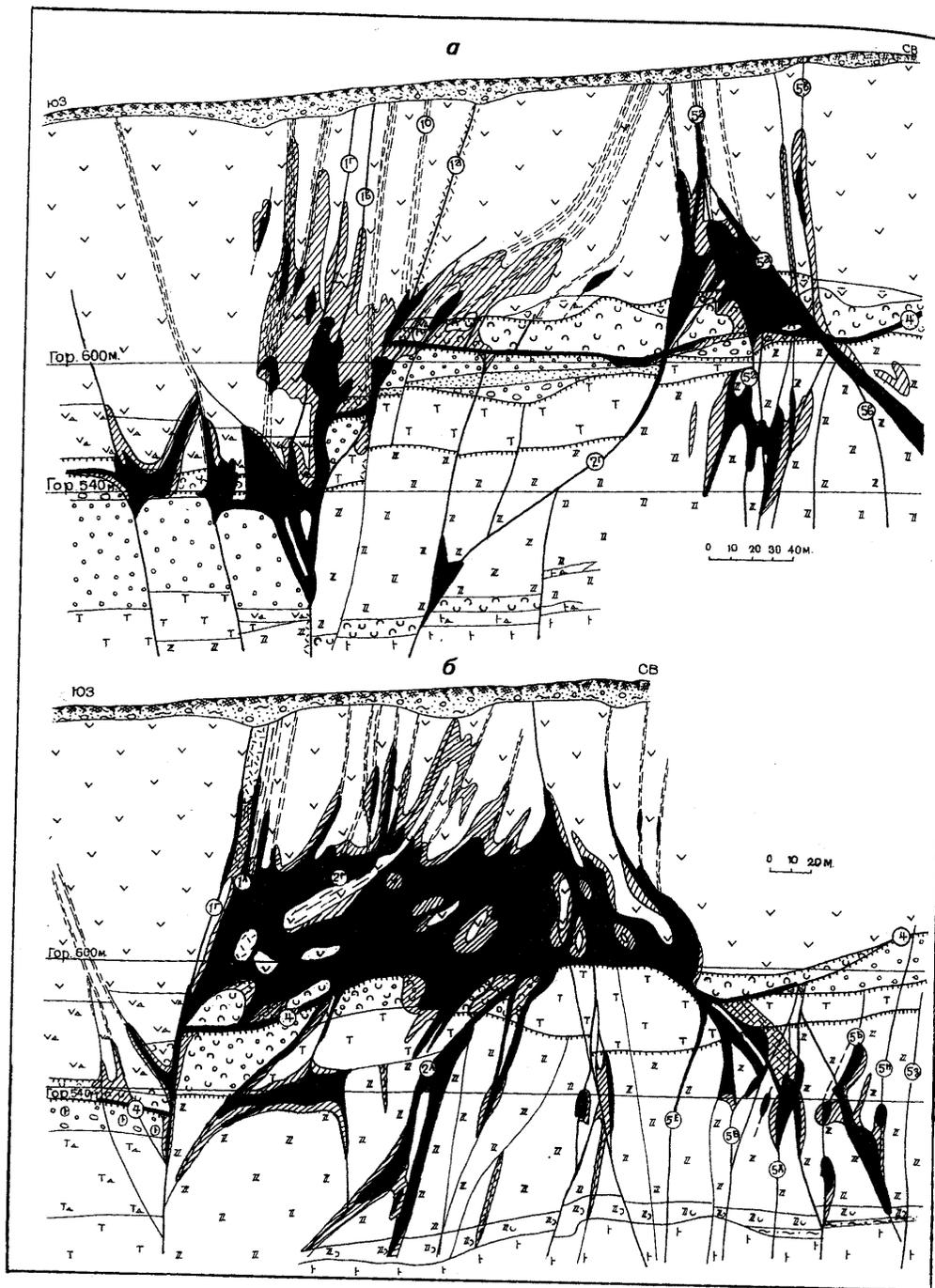


Рис. 171. Геологические разрезы по линиям 33 (а) и 35 (б) Тулукуевского месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

границах фундамента разломы 1А и 3 проявлены в виде сосредоточенных зон дробления мощностью первые метры с отдельными швами, выполненными глиной трения.

В целом область развития тектонических нарушений, вместе с ограничивающими ее разрывами 3 и 1А, объединяются в Первую рудоносную трещинную зону месторождения. Длина зоны составляет 1300 м, а ширина, вблизи ограничивающего ее с северо-запада Меридионального разлома, достигает 200 м. В пределах рудоносной трещинной зоны основные тектонические нарушения и сопряженные с ними зоны дробления контролируют положение рядового и богатого оруденения жильного типа.

Разлом 5А с системой оперяющих его со стороны висячего бока нарушений играет исключительно важную роль как в формировании структуры месторождения, так и в определении условий локализации и морфологии урановых залежей. Он имеет общее северо-западное $310-330^\circ$ простирание, хорошо выдержанное в породах нижней толщи, в породах верхней толщи он часто изгибается, изменяя простирание от 300 до $340-350^\circ$. Падение его северо-восточное под углом $70-80^\circ$ с резким выполаживанием до $30-40^\circ$ на границе пород нижней и верхней толщ (см. рис. 171). Относительно опущенным на $5-25$ м является северо-восточный блок пород, максимальные смещения установлены на юго-восточном фланге вблизи пересечения с разломом 3. Борозды и штрихи скольжения, отмечаемые на поверхности сместителя, свидетельствуют о сбросо-сдвиговом характере последнего этапа перемещений, при этом северо-восточный блок пород сдвинут к юго-востоку.

Основной сместитель разлома 5А представлен маломощным (1-5 см) тектоническим швом, выполненным глиной трения, параллельно которому со стороны лежащего и висячего боков в полосе шириной до 6-8 м и более развивается система мелких кулисообразно расположенных трещин. Наибольшие раздувы по мощности зоны дробления пород (до 15-25 м) приурочены к участку выполаживания вблизи горизонта туфопесчаников, а также к области пересечения эксплозивных брекчий фельзитов. По падению в туфогравелитах, базальтах и трахидацитах разлом 5А выражен более отчетливо и представлен концентрированной зоной с выдержанным падением и простиранием, сохраняющимся до гранитов фундамента на глубине 870-910 м. Резкие различия в мощности покровов базальтов и трахидацитов, развитых по обе стороны разлома 5А, свидетельствуют о конседиментационном характере его развития.

В связи с развитием разлома 5А в его висячем боку произошло заложение многочисленных оперяющих разрывов (нарушения 5Б-5А), образовавших в совокупности как в плане, так и в разрезе структуру в виде "конского хвоста". Эти нарушения фиксируются участками развития зон линейной трещиноватости и грубого брекчирования с отдельными тонкими швами, выполненными глиной трения. Простирание нарушений довольно выдержанное — $320-340^\circ$, хотя на отдельных участках наблюдаются изгибы до $20-25^\circ$ к северу или западу от основного направления. Падение крутое — $70-75^\circ$, при этом отмечается падение части нарушений преимущественно на северо-восток, а части — на юго-запад. Особенно резкие изгибы по простиранию и падению разрывы имеют при пересечении горизонта туфопесчаников, а некоторые вообще этот горизонт не пересекают. Амплитуды перемещений по разрывам 5Б-5М сбросового типа и не превышают первых метров. При этом наблюдается ее уменьшение от нижних горизонтов к верхним, и смещение горизонта туфопесчаников, как правило, не превышает 1 м.

Вся область развития системы нарушений 5Б-5М, вместе с основным разрывом 5А, объединяется в Пятую рудоносную трещинную зону месторождения. В целом нарушения Пятой рудоносной трещинной зоны контролируют подавляющую часть богатого уранового оруденения.

Разлом 9 ограничивает с северо-востока Тулукуевскую зону разломов; простирание разлома 320° , на отдельных участках $330-340^\circ$, падение крутое $80-85^\circ$ на северо-восток в породах верхней толщи, изменяющееся на обратное в породах нижней толщи. Разлом 9 и оперяющие его нарушения являются рудомещающими только вблизи пересечения с горизонтом туфопесчаников и пологозалегающим срывом 4. Урановое оруденение развивается от этой поверхности в эксплозивных брекчиях фельзитов на высоту не более 10 м. К таким участкам пластообразной залежи 4 приурочено наиболее богатое оруденение.

Субмеридиональные нарушения, представленные на площади месторождения разломами 2А-2Е, по генезису, времени заложения и влиянию на распределение оруденения занимают своеобразное положение. Их образование связано с ранними этапами развития Меридионального разлома в виде системы трещин скола, параллельных главному его шву. В дальнейшем часть из них, оказавшись в блоке, ограниченного разрывами 1А и 5А Тулукуевской зоны северо-западного простирания, подновились с образованием трещин отрыва. Общее простирание нарушений меридиональное, в местах причленения к разрывам 1А и 5А изменяющееся на северо-западное 330-340°. Падение нарушений западное под углом 55-70°, более крутое в нижней толще вмещающих пород. Протяженность нарушений по простиранию ограничивается северо-западными разрывами 1А и 5А и колеблется от 120 до 250 м. Нарушения фиксируются зонами мелкообломочных брекчий и линейной трещиноватости мощностью от 2-3 до 5-6 м, внутри которых отмечаются мало-мощные (2-3 см) отдельные швы, выполненные глиной трения. Изменение морфологии нарушений 2А-2Е по восстанию и падению носит такой же характер, что и для разломов 1А и 5А, т.е. происходит расщепление, виргация с приближением к поверхности и образование концентрированных зон на глубину. Особенно резко, по существу скачкообразно, это изменение происходит при пересечении горизонта туфопесчаников.

Перемещения блоков пород вдоль разрывов 2А-2Е незначительны и имеют одинаковый знак — опущенным является висячий бок. Амплитуды смещений колеблются от 2 до 30 м.

Область развития нарушений меридиональной системы объединяется во Вторую рудоносную трещинную зону месторождения, имеющую ширину 300 м и длину от 130 до 200 м, обусловленную расстоянием между ограничивающими ее разрывами 1А и 5А. В пределах Второй рудоносной трещинной зоны локализовано 25-30% общих запасов месторождения. Рудные тела в пределах зоны представлены жильными и штокверкоподобными телами.

Крутопадающие тектонические нарушения северо-восточного простирания, производные Аргунской зоны древнего заложения, на месторождении проявлены весьма ограничено. Они отмечаются в виде непротяженных узких зон дробления и линейной трещиноватости, имеющих простирание 30-60° и падение на северо-запад под углом 60-70°. Урановое оруденение в них локализуется только в пределах центральной части Второй рудоносной трещинной зоны в породах верхней толщи.

На Тулукуевском месторождении, как и на всей площади Стрельцовского рудного поля, широко развиты послонные срывы и зоны трещиноватости по контактам различных литологических разновидностей пород. Наиболее крупным нарушением этого типа является пологий послонный срыв 4, проявленный в подошве и кровле горизонта туфопесчаников, завершающего разрез туфогенно-осадочного комплекса пород верхней толщи. Срыв представлен, как правило, двумя основными швами, развивающимися по маломощным (0,2-0,5 м) прослоями пелитовых витрокристаллокластических туфов. Находящиеся между срывами туфопесчаники, как более прочные, но хрупкие породы, разбиты густой сетью мелких трещин, ориентированных по нормали к плоскости напластования. Мощность зоны срыва 4 определяется мощностью горизонта туфопесчаников и колеблется от 0,2 до 1,5-2,0 м. В случае выклинивания туфопесчаников пологий срыв в виде одного шва развивается по контакту туфов фельзитов и подстилающих гравелитов и конгломератов. Простирание и падение пологого срыва 4 полностью соответствует изменению элементов залегания горизонта туфопесчаников. На северо-западном фланге месторождения пологий срыв выходит на поверхность, к юго-востоку согласно с падением пород погружается на глубины 200-250 м и более. Горизонтальные амплитуды перемещений вдоль пологого срыва в общем незначительны (1-2 м) и лишь в отдельных случаях достигают 4-6 м и связаны с перемещением отдельных блоков пород вдоль крутопадающих нарушений Тулукуевской зоны.

Пологий срыв 4 выделяется на месторождении в Четвертую рудоносную трещинную пологозалегающую зону, контролирующую положение пластообразного пологозалегающего оруденения (6-10% от запасов месторождения) на площади, вытянутой вдоль Тулукуевской зоны разломов на 1300 м при ширине от 150 до 700 м.

Трещины первичной отдельности, развитые в различных литологических разностях пород, имеют различный характер проявленности. Установлены крутопадающие, ориентированные нормально к подошве и кровле горизонтов пород, и пологопадающие, согласные с напластованием или флюидалностью. Наибольшее развитие трещины отдельности получили в фельзитах, в которых повсеместно проявлена столбчатая и мелкопризматическая отдельность. Призмы, как правило, пятигранные, реже встречаются шести-, четырех- и трехгранные призмы, достигающие в поперечном сечении 0,2-0,5 м. Пологозалегающей отдельности обусловлено образованием столбов высотой до 3 м. Склонение столбов на северо-запад или северо-восток под углом 80-85°. В эксплозивных разностях фельзитов широко развиты пологие трещины, обуславливающие плитчатость породы. Широкое развитие отдельности в фельзитах является одним из факторов, обуславливающих виргацию крутопадающих разрывов в этих породах.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Урановое оруденение на месторождении развивается на втором литолого-структурном уровне, охватывающем нижнюю часть покрова фельзитов, комплекс туфогенно-осадочных пород и верхние покровы базальтов и трахидацитов. В вертикальном разрезе оруденение сосредоточено в основном (86,3%) в породах верхней толщи, мощность которой не превышает 250 м, породы нижней толщи вмещают корневые части месторождения. Высота оруденелой части разреза 180-270 м. Верхняя граница выклинивания оруденения устанавливается на глубине 30-50 м от поверхности, нижняя — 280-300 м. Ширина основной продуктивной части месторождения по вертикали изменяется в значительных пределах, что обусловлено противоположным падением рудоконтролирующих разломов 1А и 5А. В верхней части ширина составляет 150 м, в центральной части увеличивается до 240-250 м, а в нижней — до 350 м.

Во всех породах основным фактором, определяющим локализацию оруденения, является структурный. В соответствии с положением и морфологией тектонических нарушений на месторождении выделено три крупные крутопадающие рудоносные зоны (Первая, Пятая и Вторая) и одна (Четвертая) пологопадающая, связанная с послонным срывом.

В пределах рудоносных зон, проявленных в условиях резко дифференцированного по физико-механическим свойствам разреза, урановое оруденение концентрируется в рудных залежах трех основных структурно-морфологических типов: жильобразные, подразделяющиеся на залежи простой и сложной формы; штокверкоподобные; пластообразные. Во многих случаях между ними наблюдаются сложные взаимопереходы.

В Первой рудоносной зоне сосредоточено около 14% запасов месторождения. Рудные тела представлены жильобразными залежами, развивающимися по основным крутопадающим разрывам 1А-1Г и 3А-3В. Разрывы 1А-1Г вмещают наиболее крупную рудную залежь 1, которая по протяженности достигает 850 м при средней мощности 8-10 м и высоте до 150 м. Верхняя граница залежи в северной и центральной частях располагается на глубине 30-80 м от поверхности, в южной — опускается до глубины 120-170 м. Вмещающими оруденение породами являются породы туфогенно-осадочного и фельзитового комплексов. На участках пересечения разрывом 1 благоприятных для трещинообразования пород (эксплозивные разности фельзитов) образуются раздувы по мощности до 40-45 м. Выклинивание рудной залежи на флангах, как в плане, происходит с постепенным уменьшением мощности и снижением содержания урана. В центральной наиболее мощной части залежи выклинивание по восстанию происходит путем расщепления ее на ряд отдельных жил, в результате чего образуется серия мелких линз и гнезд, окруженных широким ореолом забалансовых руд. По падению рудная залежь выклинивается тупо, что обусловлено наличием в разрезе вмещающих пород базальтов и трахидацитов, склонность которых к трещинообразованию невысока. Содержание урана в среднем 0,12%. Внутри залежи участки богатых руд, в которых содержание урана достигает 1,5-2%, имеют ограниченные размеры.

Помимо урана в рудах залежи 1 в промышленных концентрациях присутствует молибден, содержание которого по отдельным сечениям колеблется от 0,01 до 0,36%, в среднем составляет 0,18%.

В 90-130 м к западу от северного фланга рудной залежи 1 в фельзитах и их туфах локализованы залежи 3А, 3Б и 3В, положение которых контролируется одноименными нарушениями. Рудная залежь 3А приурочена к участку сопряжения пологопадающего нарушения 3А с системой оперяющих его со стороны висячего бока субмеридиональных крутопадающих (70-85°) трещин. Оруденение в виде непротяженных жил развивается как вдоль пологой зоны, так и по крутопадающим трещинам, которые в месте сочленения сливаются, образуя маломощный (до 10 м) уплощенный пологонаклонный штокверк. Содержание урана характеризуется значительной изменчивостью и колеблется от 0,057 до 0,83%.

Рудные залежи 3В и 3Б представляют собой крутопадающие жилы простой морфологии. Содержание урана в рудах колеблется от 0,05 до 0,5%. Содержание молибдена в пределах "третьих" рудных залежей достигает 0,4%, в среднем — 0,11%.

Вещественный состав руд простой. Основными рудными минералами являются настуран, молибденит, реже иордизит и галенит, очень редко пирит, леллингит, сфалерит. Типичные изменения вмещающих пород — гематитизация, серицитизация, гидрослюдизация, альбитизация, карбонатизация и незначительная пиритизация, окварцевание, флюоритизация и хлоритизация. Руды имеют прожилковые, вкрапленные, в подчиненном количестве брекчиевые и полосчатые текстуры.

В Пятой рудоносной зоне сосредоточено около 67% промышленных запасов богатых руд месторождения. Оруденение, локализованное в ее пределах, представлено двумя основными морфологическими типами — рудными залежами жилообразной и штокверкоподобной формы. При существующих кондициях все рудные скопления в пределах рудоносной зоны объединяются в одно крупное рудное тело. Положение оруденения контролируется тектоническим нарушением 5А и системой многочисленных оперяющих его разрывов 5Б-5М, образовавших в плане и разрезе структуру в виде "конского хвоста". Такой тип структуры определяет и форму рудного тела, в котором проявляется сложная система жил, столбов, гнезд и штокверков, участков раздувов и пережимов, богатых и рядовых руд. Сложность морфологии обусловлена также и развитием оруденения в гетерогенной среде, влияние которой на рудоотложение различно. Общая протяженность развития оруденения составляет 600 м, в разрезе изменяется от 15-20 м на флангах до 270-290 м в центральной части рудоносной зоны. В верхней части разреза оруденение выходит на поверхность, где перекрыто рыхлыми отложениями мощностью 5-40 м, в нижней части развивается до кровли среднего покрова базальтов. Со стороны лежащего бока оруденение ограничивается разрывом 5А, со стороны висячего бока — разрывом 5З.

С учетом морфологических особенностей, оруденение в пределах Пятой рудоносной зоны с некоторой долей условности расчленено на две рудные залежи, в большинстве случаев пространственно обособленных друг от друга — 5А и 5.

Рудная залежь 5А контролируется зоной разлома 5А и относится к группе жилообразных крутопадающих залежей. Протяженность ее 500 м; высота развития оруденения изменяется от 18 м в участках выклинивания на флангах до 260 м в центральной части. На участках, неблагоприятных для оруденения пород (туфы трахидацитов, валунные конгломераты), возникают отдельные пережимы рудной залежи. Мощность залежи 5А изменяется от 0,6 м в участках выклинивания до 11,6 м в раздувах при средней 5,4 м. Увеличение мощности происходит в участках причленения меридиональных нарушений, контролирующих положение рудных залежей Второй рудоносной зоны. В этом случае оруденение развивается непрерывно, и граница залежи 5А устанавливается по направлению основных рудоносных трещин. Увеличение мощности залежи 5А происходит также при пересечении рудовмещающим разрывом горизонта туфопесчаников. В соответствии с этим происходит изменение элементов залегания рудной залежи, сопровождающееся резким увеличением ее мощности и обогащением в пределах благоприятного для рудоотложения горизонта туфопесчаников. Выклинивание рудной залежи постепенное.

Содержание урана в залежи отличается большой изменчивостью и колеблется от 0,06 до 3,6%. Локальные участки богатых руд приурочены к области пересечения разломом 5А горизонта туфопесчаников. В целом изменчивость оруденения по падению выше, чем по простиранию.

В рудах залежи 5А установлены промышленные концентрации молибдена. Среднее содержание его по рудному телу составляет 0,209% при колебаниях от "следов" до 1,795%. Наиболее высокие концентрации молибдена отмечаются в нижней части рудной залежи. Для руд залежи 5А характерны прожилковые текстуры, в меньшей степени — брекчиевые и вкрапленные.

Рудная залежь 5 штокверкоподобного морфологического типа контролируется системой крутопадающих нарушений 5Б-5Р, оперяющих разлом 5А со стороны висячего бока. Эти нарушения в плане и разрезе отвечают от основного разрыва и веерообразно расходятся по восстанию и простиранию (к северо-западу). Строение зоны тектонических нарушений 5Б-5Р определяет основные особенности локализации оруденения и его морфологию: выделяются жилы различного размера, крупные и мелкие гнезда разнообразной формы, участками со сплошным массивным и рассеянным вкрапленным оруденением, линзы, рудные столбы, участки с пологим и крутым залеганием. Безрудные участки имеют также разнообразные формы и размеры.

Урановое оруденение локализуется в породах фельзитового и туфогенно-осадочного комплексов, в верхних покровах базальтов и трахидацитах. Подавляющая часть руд (75-80%) локализована в породах фельзитового комплекса. В пределах этой области разреза отдельные рудные скопления (жилы, линзы, гнезда), сливаясь, образуют мощный (40-80 м) и компактный пологонаклонный рудный столб, склонение которого обусловлено падением горизонта туфопесчаников, являющихся его естественной геологической границей. Выше 30 м от подошвы фельзитов по восстанию единое рудное тело разветвляется на большое количество отдельных сближенных рудных апофиз. Наиболее крупные апофизы (5Б, 5М, 5Р) имеют жилообразную форму и прослеживаются под наносы до поверхности коренных пород. Очень резкое изменение формы наблюдается по падению рудной залежи 5 ниже горизонта туфопесчаников, где она в покровах верхних базальтов и трахидацитов распадается на систему сильно удлиненных, пространственно разобщенных рудных жилообразных апофиз, развивающихся по наиболее крупным трещинам оперения, между которыми локализуются мелкие разобщенные жилы, линзы и гнезда.

Урановое оруденение рудной залежи 5 характеризуется очень высоким качеством — среднее содержание составляет 0,56%. При этом наиболее богатое оруденение локализуется вблизи горизонта туфопесчаников (0,8-1,0%), в пределах тела взрывчатых брекчий фельзитов (0,75%), а также в базальтах (0,45%). В трахидацитах, взрывчатых фельзитах, туфоконгломератах и верхней части покрова фельзитов содержание урана в руде снижается. Богатые руды (до 5%) развиваются в виде непротяженных (20-50 м) жил, мощность которых достигает 4-6 м, а также отдельных гнезд разнообразной сложной формы и различного размера. При пересечении тектоническими нарушениями горизонта туфопесчаников образуются пологосклоняющиеся в сторону последних рудные столбы.

Сопутствующим промышленным компонентом в урановых рудах залежи 5 является молибден, среднее содержание которого составляет 0,066% (колеблется от следов до 1,2%).

Текстуры руд залежи 5 характеризуются значительным разнообразием: преобладают прожилковые текстуры (участки богатых руд); достаточно широко развиты вкрапленные (мелко- и среднезернистые); локальным развитием в участках сопряжения тектонических нарушений пользуются брекчиевые структуры, в пределах горизонта туфопесчаников — полосчатые и массивные.

Вещественный состав руд рудных залежей Пятой рудоносной зоны простой. Основными рудными минералами являются настуран и молибденит, к второстепенным относятся галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, борнит.

Во Второй рудоносной зоне оруденение контролируется тектоническими нарушениями субмеридионального (2А-2Д), отчасти северо-восточного (2Е) направлений. Протяженность Второй рудоносной зоны 400 м, ширина определяется расстоянием между разрывами 1А и 5А и колеблется от 100-120 м у поверхности до 220-250 м в нижней части.

Высота развития оруденения составляет 180-230 м. В пределах зоны выделено 5 рудных залежей штокверкоподобной и жилообразной морфологии.

Наиболее крупным телом является штокверкоподобная рудная залежь 2, в которой заключено 60% запасов урана Второй рудоносной зоны. Положение оруденения контролируется тектоническими нарушениями 2А и 2Г, а также густой сетью коротких зон линейной трещиноватости, дробления и брекчирования, интенсивно проявленных в основании покрова фельзитов и в их эксплозивных брекчиях. Вертикальная протяженность залежи колеблется от 50 до 80 м. Выклинивание по восставию естественное, резкое, обусловленное сменой литологических разностей пород. По отдельным крупным нарушениям урановое оруденение развивается выше основной части залежи в виде крутопадающих жил. По падению залежь 2 ограничена пологозалегающим тектоническим срывом, развитым по контакту туфопесчаников с подстилающими породами. Ниже этой границы развиваются редкие короткие апофизы и только нарушение 2А вмещает маломощную удлиненную жилу.

Содержание урана в рудах колеблется от 0,05 до 1,3%. Внутри рудного тела устанавливаются интервалы мощностью от десятков сантиметров до 4 м с содержаниями 5-10 и даже 35%. Среднее содержание урана по залежи составляет 0,32%. Участки богатых руд (более 0,3%) отмечаются по всему объему залежи и приурочены как к отдельным тектоническим нарушениям, так и зонам интенсивной трещиноватости и брекчирования. Значения коэффициентов рудоносности (0,8-1) свидетельствуют о слабой прерывистости оруденения и об исключительно высокой рудонасыщенности залежи. В то же время изменчивость оруденения по отдельным пересечениям внутри залежи весьма высока; коэффициент вариации по содержанию составляет 135%.

Кроме урана в рудах установлены повышенные концентрации молибдена. Содержание его в контурах залежи 2 по отдельным пробам колеблется от следов до 15%, по пересечениям — от 0,08 до 1,4%, среднее содержание — 0,24%.

Текстуры руд вкрапленные (от среднезернистых до эмульсионных), подчиненное положение занимают брекчиевые и брекчиево-прожилковые.

Рудные залежи 2В и 2А расположены в юго-восточной части Второй рудоносной зоны. По морфологии относятся к типу штокверкоподобных залежей. Рудная залежь 2В локализована в области сопряжения тектонического нарушения 2В с разломом 2А. Основная часть оруденения развивается в породах туфогенно-осадочного комплекса и в туфах фельзитов, менее — в базальтах и трахидацитах. Содержание урана изменяется от 0,064 до 0,967%, среднее — 0,24%. Наиболее богатые руды приурочены к участку сопряжения разломов 1А и 2В и располагаются вблизи горизонта туфопесчаников.

Рудная залежь 2Д располагается в лежачем боку разлома 5А и контролируется тектоническими нарушениями меридионального простирания, залежь локализована в туфах фельзитов, туфогравелитах и в трахидацитах.

Содержание урана по залежи изменяется от 0,063 до 3,318%, среднее — 0,547%. Богатое оруденение концентрируется в главных рудоносных трещинах в виде четких крутопадающих жил. По мере приближения к разлому 5А рудонасыщенность и концентрация урана возрастает и в непосредственной близости от него (5-10 м) образуется участок сплошного прожилково-вкрапленного оруденения.

Содержания молибдена в рудах залежи 2В и 2Д изменяются от следов до 40%, среднее — 0,2%.

Рудные жилообразные залежи 2Г и 2Е расположены к северо-западу и юго-востоку от рудной залежи 2 и приурочены к одноименным тектоническим нарушениям субмеридионального и северо-восточного простирания. Вмещающие породы представлены фельзитами, их туфами и эксплозивными фельзитами.

Содержание урана по отдельным пересечениям колеблется в широких пределах — от 0,05 до 2-4%. Богатые руды развиваются по основным рудовмещающим нарушениям. В рудах залежей присутствует молибден, содержание которого изменяется от следов до 1-2%. Текстуры руд преимущественно прожилковые, в меньшей степени брекчиевые и вкрапленные.

В Четвертой рудоносной зоне локализовано около 7% запасов Тулукуевского месторождения. Положение уранового оруденения контролируется зоной пологого срыва, развивающегося по подошве и кровле пласта туфопесчаников верхнего горизонта туфогенно-осадочного комплекса пород верхней толщи, что в совокупности обуславливает пластообразную морфологию рудных залежей. Дополнительными факторами, влияющими на условия локализации, изменчивость морфологии и качество уранового оруденения, являются фаціальны состав туфопесчаников, проявление крутопадающих нарушений и положение рудных скоплений в плане относительно основных рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывов. В участках интенсивного проявления нарушений подобного рода образуются крутопадающие рудные тела. По мере удаления от них развивается соборно пластообразное оруденение. Таким образом, крутопадающие рудные залежи Тулукуевского месторождения на флангах окружены оруденением пластового типа, проявленным в достаточно широкой полосе (до 500-700 м) вдоль Тулукуевской зоны разломов.

Обращает внимание расположение пологих рудных залежей, локализованных в туфопесчаниках, на разных гипсометрических уровнях, создающее в ряде случаев впечатление пострудных тектонических подвижек (см. рис. 171,а). Фактически благоприятный для рудоотложения горизонт туфопесчаников был смещен по вертикали на 5-25 м до начала рудообразования и избирательно минерализован в процессе рудообразования.

Содержание урана в рудах довольно высокое и отличается значительной изменчивостью. Среднее содержание составляет 0,3% при колебаниях от 0,05 до 1,5%.

На северо-восточном фланге месторождения на расстоянии 400-450 м от основных рудных тел образовалась обособленная пластообразная залежь, вытянутая в северо-западном направлении вдоль рудовмещающего разлома 9 на 450 м при ширине от 60 до 260 м. Мощность залежи колеблется от 0,2 до 4,2 м. Содержание урана изменяется от 0,06 до 1,6%, среднее — 0,3%.

В целом для пластообразных пологозалегающих рудных залежей Четвертой рудоносной зоны характерно проявление локальных раздувов с богатым оруденением. Параметры таких раздувов незначительны (до 10 м по протяженности, 3-7 м по высоте и 2-5 м по мощности), но количество их велико, особенно в местах наиболее интенсивного проявления тектонических нарушений. Молибден в рудных залежах присутствует в незначительных количествах.

Вещественный состав руд и околорудные изменения, геохимические особенности руд

Преобладающим типом руд на месторождении является молибден-урановый. Руды отличаются высоким качеством, доля запасов металла, заключенных в рудах с содержанием более 0,3%, по месторождению составляет 80-85%, при этом в рудах с содержанием более 1% сосредоточено около 60% запасов. Наиболее высоким качеством характеризуется оруденение Пятой и Второй рудоносных зон, в которых сконцентрировано 90% всех запасов месторождения. Первая и Четвертая рудоносные зоны характеризуются рядовым оруденением (0,1-0,3% урана). Бедные руды (0,07-0,1% урана) на месторождении практически отсутствуют. Руды в основном первичные, окисленные руды встречаются в ограниченном количестве только в верхней части залежей Пятой рудоносной зоны, выходящих под наносы. По размеру агрегатов и зерен урановых минералов руды являются мелкозернистыми (0,1-3 мм), реже тонкозернистыми (0,015-0,1 мм). Ограниченным развитием пользуются среднезернистые (3-25 мм) и эмульсионные (0,001-0,015 мм) руды. Переходы от одной разновидности к другой постепенные и сложные, как правило, встречаются совместно руды двух-трех разновидностей. Наиболее распространенные текстуры руд вкрапленные и прожилковые, в подчиненном количестве — брекчиевые, массивные и полоччатые. В рудных телах они встречаются совместно, образуя сложные взаимоотношения и сочетания.

В рудных залежах установлено более 30 разнообразных минералов. Наибольшим распространением пользуются минералы классов силикатов, алюмосиликатов, окислов,

карбонатов, сульфидов, галлоидов. В меньшей мере развиты арсениды, сульфосоли и самородные элементы. Независимо от литологического состава вмещающих пород все руды относятся к алюмосиликатному типу (в сумме силикатные и алюмосиликатные минералы составляют 90-95%). Содержание фосфатов, окислов железа, углерода, сульфидов и карбонатов в рудах меньше количества, необходимого для отнесения их к самостоятельным природным типам и промышленным сортам. В редких случаях в базальтах встречаются руды с повышенным содержанием карбонатов (6-7%), которые можно отнести к типу слабоскарбонатных. Запасы таких руд невелики и селективное их извлечение из недр нецелесообразно. Помимо урана и молибдена, образующих промышленные концентрации, в рудах в повышенных количествах содержатся: ВeO до 0,2-0,4%, Pb в среднем 0,08, Rb₂O до 0,016, ZrO₂ до 0,07%; Re до 15 г/т, Au 0,017 г/т.

Изучение вещественного состава руд, их текстурных и структурных особенностей, возрастных соотношений минералов и размещения в пространстве позволило выявить последовательные стадии минералообразования: дорудную, рудную и пострудную. Наиболее ранняя, дорудная кварцевая стадия, в целом проявлена незначительно и представлена криптокристаллическим и мелкозернистым кварцем с серицитом, анатазом и гематитом, вкрапленностью пирита и леллингита и в небольшом количестве скоплениями сидерита. Серицит и анатаз образуют мельчайшие включения в криптокварце и встречаются очень редко. Гематит образует в кварце тонкую вкрапленность, что придает ему вишнево-красный цвет. Криптокварц образует маломощные (1-2 см) прожилки или слагает цемент мелкообломочных брекчий и встречается в рудах во всех породах нижней части разреза (трахидациты, базальты). Криптокварц (вулканическое стекло) иногда замещается гидрослюдой. По криптокварцу и гидрослуде развиваются сферолитовые агрегаты сидерита, часто замещенного анкеритом и гематитом. Мелкоагрегатный пирит в ассоциации с леллингитом образуют редкие маломощные прожилки, которые пересекают все вышперечисленные минералы. В оторочках прожилков развивается мелкозернистый кварц. Спектральным анализом в минералах стадии установлены повышенные концентрации Ti, Zr, Mn, Zn, Pb, As, Co и Ni.

Минеральные комплексы рудной стадии образуют метасоматические и прожилковые скопления. Метасоматический настуран развит в рудах повсеместно в виде тонкодисперсных, тонковкрапленных, гнездово-вкрапленных обособлений по вмещающим породам, изредка слагает прожилки замещения вдоль микротрещин. Вкрапленный настуран образует скопления размером 1-2 мм в пустотах породы, развивается по вкрапленникам биотита и титаномagnetита. Прожилки замещения мощностью 1-2 см и гнездово-вкрапленные скопления размером от 1 до 5 см в поперечнике приурочены к участкам наибольшего развития микротрещиноватости. В гнездово-вкрапленных скоплениях в фельзитах обнаружены выделения коффинита. Совместно с метасоматическим настураном в незначительном количестве развит мелкочешуйчатый молибденит, образующий также метасоматические скопления в фельзитах, прожилки замещения вдоль микротрещин. В ассоциации с метасоматическим настураном отмечены гидрослюды и скопления мельчайших идиоморфных кристаллов титаната урана (браннерит). Тонкодисперсный и тонковкрапленный настуран сопровождается интенсивной кирпично-красной гематитизацией вмещающих пород. В целом выделение метасоматического настурана характеризуется слабым развитием жильной и сопутствующей рудной минерализации — преимущественно урановый состав руд. Спектральным анализом в минеральных комплексах метасоматических скоплений обнаружены в небольших (сотые доли процента) концентрациях Ti, Ba, Mo, Ag, Pb, Zr, Sb.

Метасоматические скопления настурана пересекаются прожилками друзовидного и мелкозернистого кварца и хлорита, с которыми ассоциирует прожилковый настуран и молибденит (рис. 172; см. рис. 86, 87). В таких участках отчетливо отмечается крустификационное обростание жильными и рудными минералами обломков брекчий с метасоматическими выделениями настурана. Прожилковые настуран и молибденит широко проявлены на месторождении и обуславливают развитие богатых молибден-урановых руд. Прожилки образованы путем выполнения полостей трещин. Кроме последовательного отложения различных по составу минералов с крустификационными и кокардовыми тек-

стурами имеет место также образование прожилков с микробрекчиевой текстурой. Рудные прожилки мощностью 1-5 см содержат обломки крупносферолитового настурана, сферингованного молибденитом и мелкосферолитовым настураном. Жильная минерализация представлена анкеритом (в базальтах) и друзовидным кварцем (в породах кислого состава). Анкерит пересекается прожилками берtrandита. В прожилках кварца и анкерита отмечаются включения анатаза и сфалерита, в центральной части прожилков присутствует темно-зеленый хлорит. Крупносферолитовый (размер сферолитов 0,5-1 см) настуран нарастает на друзы кристаллов кварца или на анкерит, затем дробится и цементируется мелкочешуйчатым молибденитом, мелкозернистым (лейстовидным) кварцем с включениями клейофана, мелкоагрегатного молибденита, крупных (до 1 мм) кристаллов галенита. Более поздняя рудная минерализация представлена мелкоагрегатным настураном в ассоциации с гидрослюдой, слагающими секущие прожилки или цемент рудных брекчий. Мелкосферолитовый настуран по размерам элементарной ячейки близок к ураниниту, а иногда образует свойственные ураниниту прожилками галенита и темно-фиолетовой мелкосферолитовый настуран пересекается прожилками галенита и темно-фиолетового флюорита с друзовидным кварцем в зальбандах и с мелкой вкрапленностью халькопирита, борнита, халькозина, блеклой руды, самородной меди, серебра и мышьяка. В центральной части прожилков флюорита выделяется крупнокристаллический кальцит, иногда с баритом, киноварью (по граням роста кристаллов кальцита). В кальците и флюорите иногда отмечаются скопления настурана и молибденита, возможно переотложенные в результате воздействия поздних гидротермальных растворов. В составе прожилковой рудной минерализации преобладают (в порядке последовательности образования): крупносферолитовый настуран, крупноагрегатный молибденит, галенит, мелкоагрегатный настуран. Скопления берtrandита наиболее распространены в рудах центральной части Пятой рудоносной зоны. Крупносферолитовый настуран, пространственно совмещенный с крупноагрегатным молибденитом, развивается главным образом в рудных жилах Второй рудоносной зоны. Распределение крупнокристаллического галенита часто пространственно совпадает или с крупносферолитовым настураном в рудных телах Второй рудоносной зоны, или с мелкоагрегатным настураном в Пятой рудоносной зоне. Мелкосферолитовый настуран более развит в рудных телах Пятой рудоносной зоны.

С прожилковой рудной минерализацией связано повышенное содержание в рудах Mo, Pb, Be, As, Hg, Cu, Ag, Ti, Re, Tl, Sr, Zr, Y.

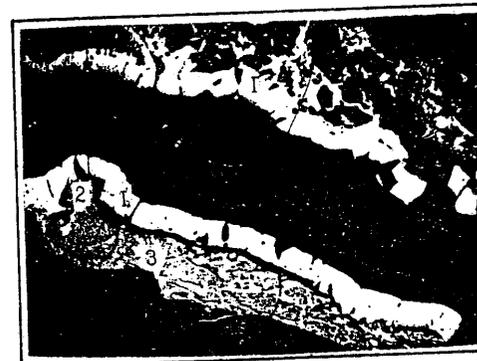


Рис. 172. Нарастание высокоотражающего настурана (1) на анкерит (2) и прожилково-метасоматический агрегат низкоотражающего настурана, коффинита, молибденита ранней рудной стадии (3); в центре прожилка — кальцит с включениями флюорита и тончайших скоплений гематита (полированный шлиф, увел.25^x)

Пострудная минерализация представлена прожилками крупнокристаллического пластинчатого кальцита, светло-фиолетового мелкозернистого и фарфоровидного флюорита и диккита. По граням роста в кальците и мелкозернистом и фарфоровидном флюорите и диккита, реже марказит, в зальбандах прожилков флюорита отмечаются щетки кристаллов кварца с адуляром, медово-желтым баритом, иногда арагонитом. Флюорит обычно приурочен к верхним частям рудных тел и фиксируется также под ними, особенно в породах основного состава. К зонам брекчий и развивается над ними во вмещающих породах; кальцит тяготеет к нижним частям рудных тел и фиксируется также под ними, особенно в породах основного состава. К зонам брекчий и фиксируется также под ними, особенно в породах основного состава. К зонам брекчий и фиксируется также под ними, особенно в породах основного состава. К зонам брекчий и фиксируется также под ними, особенно в породах основного состава.

чески. Спектральным анализом в минералах пострудной стадии установлены повышенные концентрации Sr, Ba, Mn.

Все рудные тела месторождения залегают ниже зоны окисления и сложены первичными рудами. Процессы окисления проявились в незначительной степени вдоль отдельных тектонических нарушений до глубины 70-80 м от поверхности, проникая по некоторым из них до глубин 200-300 м. В результате окисления отмечается замещение настурана водными окислами урана и уранофаном. Водные окислы урана образуют сплошные массы, прожилковидные и гнездовообразные скопления бурого, оранжевого и желтого цвета. Микрхимическими и химическими анализами, выполненными в лаборатории ВИМСа и ИГЕМА, установлено, что все обнаруженные разновидности гидроокислов урана не имеют аналогов с известными водными окислами и относятся к одной группе, отличие заключается только в разном содержании в них кальция, бария и воды [50, 51]. Распространенным минералом зоны окисления является уранофан, образующий зеленовато-желтые плотные корочки и пленки на поверхности трещин. В агрегатах уранофана определены игольчатые кристаллы β -уранотила. В небольших количествах в массе уранофана встречаются отенит и ураношпатит.

Мелкочешуйчатый молибденит в зоне окисления переходит в ильземанит, образующий синие порошокватые массы на поверхности прожилков. Изредка в верхней части разреза в трещинах отмечаются скопления желтых радиально-лучистых агрегатов кальциевого молибдата урана, относящегося к весьма редким минералам. По данным К.В.Скворцовой, И.С.Модникова [63 ф], в Первой зоне развиты существенно молибденовые минералы: бетпакдалит, ферримолибдит, повеллит, менее иригинит, а также в значительных количествах гипс и гидроокислы железа. Во Второй зоне, характеризующейся совмещением урановых и молибден-урановых руд, интенсивно развиты молибдаты, ураномолибдаты, силикаты и гидроокислы урана (умохоит, моурит, кальциевый ураномолибдат, иригинит, вульфенит, бетауранотил, уранофан, фурмарьерит, велсендорфит и др.). В Пятой зоне преобладают урановые, урано-свинцовые и мышьяковые минералы, представленные гидроокислами урана и свинца, силикатами урана и свинца, арсенатами урана, гидроокислами марганца, гипергенным кальцитом, менее гидроокислами железа.

В зоне окисления происходит вторичное обогащение ураном в форме накопления ураномолибдатов и силикатов урана преимущественно над пологими трещинами, замедляющими фильтрацию нисходящих потоков грунтовых вод. Вторичное обогащение ураном в зоне цементации проявляется преимущественно в образовании черниевых руд. По настурану развиваются псевдоморфозы гидронастурана с последующим замещением его гидроокислами и силикатами урана. Уран-молибденовые черни — сложные смеси, состоящие из урановой черни, черного порошокватого сульфида молибдена, микрокристаллического пирита, мельниковит-пирита, сульфата закиси железа, ильземанита, реликтов настурана и мелкочешуйчатого молибденита. Наиболее распространены черни остаточные или смеси остаточных и регенерированных черней.

Из обычных минералов в зоне окисления обнаружены гидроокислы железа, образующего обильные налеты, корочки на плоскостях трещин, плотные, пористые порошокватые массы в пустотах пород. Гидроокислы марганца образуют тонкие налеты, порошокватые сажистые массы черного цвета. Горчично-зеленый ярозит образует псевдоморфозы по пириту или тонкие налеты на плоскостях трещин. Значительно развит в зоне окисления каолинит (диккит), который также образует плотные корочки на плоскостях трещин или выполяет пустоты.

Таким образом, зона окисления имеет трещинный характер и относится к гидрокисносилкатному типу и характеризуется активностью в ней кальция и бария.

Вмещающие породы Тулукуевского месторождения интенсивно изменены. Дорудные метасоматические изменения вмещающих пород представлены осветлением, обусловленным развитием глинисто-гидрослюдистых агрегатов минералов и альбитизацией (рис. 173). Гидрослюдизация проявлена во всей толще вмещающих пород вдоль зоны крутопадающих нарушений ореолами мощностью от первых десятков метров в нижней части разреза до сотен метров в фельзитах, где они отчетливо раскрываются по направлению снизу вверх. В зонах гидрослюдизации установлен смешанослойный минерал гидрослю-

да-монтмориллонит. По данным электронографии гидрослюда в фельзитах определена как гидромусковит и образует мелкоагрегатный серицитоподобный агрегат по основной массе. В агрегатах серицита развиваются тончайшие (доли миллиметров) включения светло-лилового флюорита. Зоны серицитизации совпадают с ореолами концентрации фтора и K_2O и выноса Na_2O . Альбитизация проявлена в породах средней части разреза (трахидациты, базальты, туфогенно-осадочные породы, реже туфы фельзитов), наиболее интенсивно — вдоль нарушений близмеридионального простирания и вдоль зон пологих интрузивов. В лавобрекчиях фельзитов альбит развивается по основной массе, реже в ассоциации с кварцем — в пустотах и тонких трещинах. Базальты в зонах альбитизации придают с кварцем — в пустотах и тонких трещинах. Базальты в зонах альбитизации придают светлую кремово-желтую окраску, лейсты основного плагиоклаза замещаются альбитом, содержание Na_2O повышается до 6% и базальты переходят в альбититы. В трахидацитах в результате альбитизации порода приобретает пятнистый вид или тонковолокнистое строение. В гравелитах и конгломератах альбитизирована обломочная часть пород, особенно обломки базальтов.

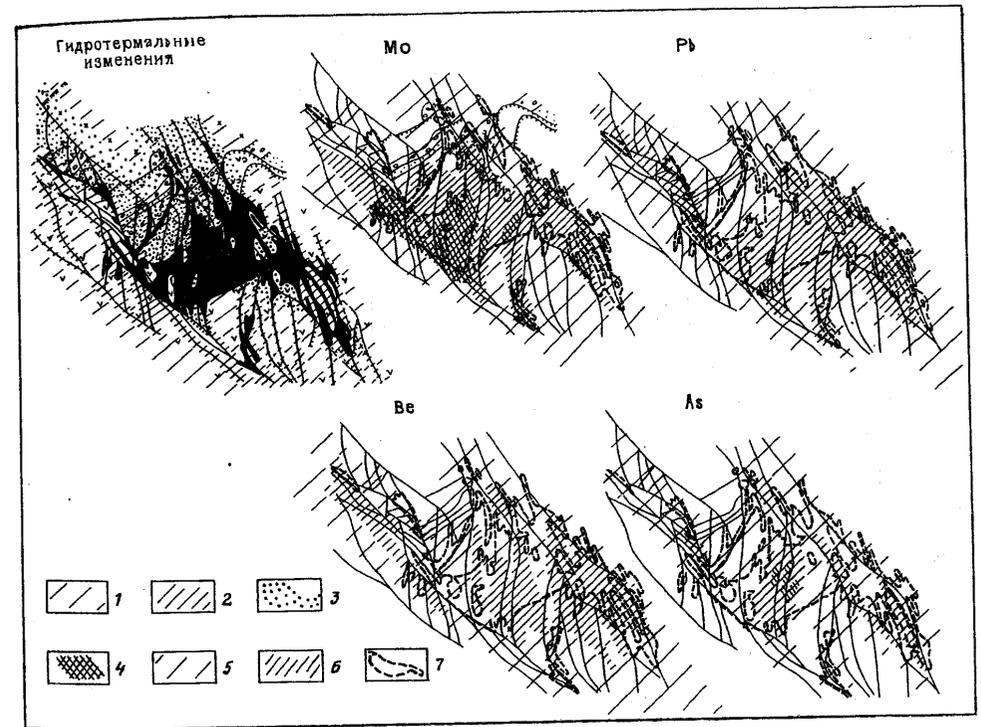


Рис. 173. Ореолы гидротермальных изменений пород и элементов индикаторов на плане горизонта 600 м месторождения Тулукуевское (Составили В.П.Рогова, Г.П.Кизияров)

1-3 — гидротермальные изменения пород: 1 — гидрослюдизация, 2 — смешанослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит, 3 — альбитизация; 4-6 — ореолы элементов индикаторов: 4 — Mo, As > 0,1%, 5 — Mo, Pb, As — 0,01-0,1%, 6 — Mo — 0,0007-0,01%, Pb — 0,005-0,01%, Be — 0,0003-0,001%, As — 0,005-0,001%; 7 — контуры рудных тел

(Остальные условные обозначения см. на рис. 12)

Околожилные метасоматические изменения вмещающих пород, сопровождающие отложения жильной и рудной минерализации, характеризуются небольшой мощностью (от первых сантиметров до первых метров) ореолов и макроскопически почти не улавливаются. Изменения, сопровождающие дорудную жильную минерализацию, выражаются в окварцевании вмещающих пород (особенно в трахидацитах нижнего покрова) и пиритизации. Зоны пиритизации мощностью до десятков метров развиты в пределах Первой рудоносной зоны, где они прослежены по вертикали на 600-700 м в трахидацитах и базальтах. В фельзитах пиритизация проявлена слабее и отмечается лишь вдоль отдельных нарушений. С пиритом ассоциирует леллингит, обуславливающий образование ореолов мышьяка в нижней части разреза.

Отложение рудной минерализации сопровождается интенсивной гематитизацией всех разновидностей пород, а также окварцеванием и хлоритизацией. "Рудная" гематитизация от ранней площадной гематитизации отличается более яркой кирпично-красной окраской и приуроченностью к участкам образования метасоматических настурановых руд. Наиболее развита гематитизация в пределах Первой рудоносной зоны — в туфах фельзитов, где основная масса оруденения имеет метасоматический тонкодисперсный, тонковкрапленный и гнездововкрапленный характер. Размер ореола гематитизации в плане здесь достигает 480x150 м. В пределах Второй рудоносной зоны гематитизация развивается в основном в трахидацитах (размер ореола 200x20 м). Окварцевание выражается в замещении основной массы породы и вкрапленников в ней мелкозернистым кварцем или его выделениями вдоль тонких трещин и пустот. Хлоритизация в целом проявлена локально и приурочена к зонам наиболее крупных разломов в породах нижней части разреза. Редко узкие зоны хлоритизации проникают в нижнюю часть покрова фельзитов вдоль основных рудовмещающих нарушений. Хлорит (шамозит) выделяется в центральной части прожилков кварца и развивается по основной массе вмещающих пород и по вкрапленникам. Наложение хлоритизации сопровождается привнесом во вмещающие породы двух- и трехвалентного железа.

С пострудными жилами флюорита, диккита и кальцита связаны процессы флюоритизации, диккитизации и карбонатизации вмещающих пород. Флюорит образует тонкие ветвящиеся прожилки; диккит замещает вкрапленники и основную массу породы. Кальцитизация проявлена неравномерно и наиболее интенсивна в породах средней и нижней части разреза. Под рудными жилами в базальтах содержание CO_2 колеблется от 3 до 20%, в рудных телах — резко падает до 1-2%, в подрудной части — колеблется от сотых долей процента до 0,1-0,2%.

Гидротермальный процесс на месторождении сопровождается привнесом целого ряда элементов в руды и вмещающие породы. Изучение корреляционных связей элементов в рудах и в ореолах позволило выделить те из них, которые имеют тесные связи с ураном и концентрируются в количестве не менее 100 кларков (по А.П.Виноградову). Этот характерный набор элементов, устойчивый для Тулукуевского месторождения, как и для Стрельцовского рудного поля в целом, представлен U, Mo, Pb, Be и As (см. рис. 173).

Концентрации урана в эндогенных ореолах эквивалентны значениям радиоактивности, так как на месторождении нет смещения радиоактивного равновесия. Поэтому значения радиоактивности могут быть использованы в качестве индикатора уранового оруденения. На поверхности коренных пород месторождения установлен близширотный ореол радиоактивности (более 42 мкР/ч) размером 1800x300-600 м с ответвлениями северо-западного и субмеридионального направления вдоль отдельных рудовмещающих нарушений. В центральной части месторождения над крутопадающими рудоносными зонами в его пределах развита серия узких аномальных зон протяженностью 200-250 м и шириной от 20 до 50-60 м с радиоактивностью более 77 мкР/ч. В пределах этих зон зафиксирован ряд локальных аномалий интенсивностью от 150-200 до 1750 мкР/ч, приуроченных к выходам под наносы единичных мелких рудных тел и рудоносных трещин. К западу и востоку от основных рудных залежей, над участками развития на глубинах 150-250 м от поверхности пластообразных залежей Четвертой рудоносной зоны, ореол радиоактивности характеризуется невысокой интенсивностью (42-49 мкР/ч) и меньшей дифференциацией. На горизонте +600 м (120 м от поверхности) ореол радиоактивности в цен-

тральной части месторождения вытянут вдоль рудовмещающих разломов северо-западного простирания на 800 м при ширине от 300 до 330 м. На флангах рудоносных зон ореол распадается на отдельные ленты, подчеркивающие продолжение рудовмещающих нарушений по простиранию. На более глубоких горизонтах месторождения, в породах нижней толщи, единый ореол распадается на ряд ореолов, развитых только вдоль основных нарушений, контролирующих положение рудоносных зон. Протяженность ореолов по падению ниже выклинивания рудных тел колеблется от 60 до 150 м. В целом по разрезу наблюдается расширение ореола радиоактивности в фельзитах, в нижней части разреза происходит резкое выклинивание, разобщение ореола на узкие зоны вдоль рудовмещающих нарушений. Такой же характер выклинивания проявляется и на флангах рудных залежей.

Молибден в рудах месторождения сконцентрирован в собственных минералах — молибдените и иордизите, а также в виде примеси (от 0,001 до 0,1%) присутствует в криптокварце, кальците, флюорите, пирите, галените, настуране. Тесная ассоциация между ураном и молибденом подчеркивается высоким положительным коэффициентом корреляции. Ореол молибдена (более $0,7 \cdot 10^{-3}\%$) по размерам меньше ореола урана и целиком вписывается в его контуры. На поверхности коренных пород ореол приурочен непосредственно к Тулукуевской зоне разломов и вытягивается в северо-западном направлении на 300 м. Наибольшие концентрации молибдена до $3 \cdot 10^{-2}\%$ отмечены над Первой и Второй рудоносными зонами. На глубине 120 м от поверхности на уровне наибольшего развития оруденения ореол молибдена развивается на площади 900x300 м. По ширине он незначительно выходит за контур оруденения, распространяясь в боковые породы не более чем на 20-50 м, и находится в прямой зависимости от морфологии молибден-уранового оруденения. На глубине 180 м (горизонт 540 м) характер распределения молибдена резко меняется. Размеры ореолов в пределах Пятой и Второй рудоносных зон резко уменьшаются, что обусловлено понижением содержания молибдена в рудах и уменьшением мощности рудных тел. Параметры ореолов зависят также от состава вмещающих пород: молибден-урановые тела в трахидацитах сопровождаются мощными (до 70-80 м) ореолами молибдена, в базальтах же мощность ореолов не превышает первых метров. На глубину, по падению рудных залежей, ореолы молибдена не оконтурены, но установлена тенденция уменьшения их размеров, снижение концентраций молибдена и развитие их вблизи наиболее крупных крутопадающих тектонических нарушений.

Свинец концентрируется в рудах в форме галенита и в виде примеси в настуране, молибдените и анкерите. Ореол рассеяния свинца с содержанием 0,005-0,01% вписывается в ореол урана и на поверхности коренных пород характеризуется коэффициентом сплошности 0,85. Он развивается шире ореола молибдена и по минимальным концентрациям сливается с ореолами Весеннего и Новогоднего месторождений. На уровне рудных залежей, где размеры ореолов по ширине несколько уменьшаются по сравнению с поверхностью, свинец образует повышенные содержания (до 0,1%). Вблизи рудных тел Пятой рудоносной зоны, локализованных в нижней части покрова фельзитов, в породах туфогенно-осадочной толщи и трахидацитах ореол становится более широким. Содержание свинца на глубину по падению ореола по крутопадающим нарушениям прослежено на 300 м и не оконтурено. Отмечено уменьшение содержания свинца с глубиной.

Бериллий в рудах выделяется в виде самостоятельного минерала — берtrandита в прожилках анкерита, а также концентрируется в виде примеси в настуране, криптокварце, галените и молибдените. Бериллий в концентрации 0,0003-0,001% на уровне коренных пород образует широкий ореол, выходящий за пределы месторождения. На уровне рудных залежей ореол бериллия характеризуется высокой интенсивностью. Наибольшее содержание бериллия (до 0,01%) отмечается в Пятой и Второй рудоносных зонах. В целом для бериллия в эндогенном ореоле характерна его концентрация в верхней части разреза; на глубину в породах нижней толщи ширина ореола уменьшается до выклинивания по отдельным нарушениям.

Мышьяк в гидротермальном процессе выделялся в дорудную (арсенипирит и леллингит с пиритом) и рудную (самородный мышьяк) стадии, а также в виде примесей в небольших количествах присутствует в настуране, галените, молибдените, пирите. Слабая

чувствительность спектрального анализа на мышьяк не позволяет полностью оконтурить его ореол первичного рассеяния. При содержании мышьяка более 0,005% на поверхность коренных пород выходит только небольшой (30x20 м) его ореол с коэффициентом сплошности 0,3 над Второй рудоносной зоной. С глубиной размер ореола увеличивается (до первых метров), увеличивается и его сплошность. Иногда на флангах и глубоких горизонтах месторождения мышьяк образует самостоятельные ореолы, выходящие за контуры уранового оруденения.

В целом комплексные руды месторождения характеризуются определенным соотношением содержаний урана и элементов-спутников: уран-молибденовое отношение колеблется от 1:1 до 10:1; уран-свинцовое, уран-мышьяковое и уран-бериллиевое равно 10:1. Общей особенностью первичных ореолов элементов-спутников является обогащение их надрудной части молибденом, свинцом и бериллием, а подрудной — мышьяком. Параметры ореолов во всех частях рудовмещающего разреза больше параметров рудных тел и меньше ореола первичного рассеяния урана. В вертикальном разрезе ореолы элементов-спутников отстают от рудных тел по восстанию и падению на расстояние от 30 до 150 м, достигая протяженности 400 м. Характер выклинивания ореолов по вертикали различен: в подрудной части они выклиниваются в виде обособленных апофиз вдоль рудовмещающих нарушений, в надрудной — в фельзитах — они раскрываются в виде широких малоконтрастных полей, размеры которых позволяют обнаружить их на поверхности коренных пород при поисках масштаба 1:10 000.

ЮБИЛЕЙНОЕ

Месторождение расположено в 0,5 км к юго-востоку от Тулукуевского месторождения и приурочено к центральной части той же Тулукуевской зоны разломов (см. рис. 13, 63, 155). Оно занимает площадь около 1,8 км², вытянуто в северо-западном направлении на 2000 м при ширине от 200 до 800 м.

Юбилейное месторождение открыто в 1966 г. партией N 32 в процессе опоискования бурением Тулукуевской зоны разломов. В 1967-1969 гг. проведена предварительная разведка основных рудных залежей. Детальная разведка осуществлялась в 1968-1971 гг. проходкой подземных горных выработок, пройденных на горизонтах +540, +480 и +420 м из стволов разведочно-эксплуатационных шахт N 4 и N 6, подземным бурением скважин из подземных выработок с поверхности [78ф, 99ф]. Первооткрывателями месторождения являются Ю.Г.Рогов, А.П.Семенов, И.А.Карпенко, В.И.Шулаков. В изучении месторождения активное участие принимали В.П.Зенченко, М.П.Кузнецов, Б.В.Авдеев, Ю.М.Кондратьев, Е.В.Павлов, М.А.Терентьев, Л.В.Малевиц, А.М.Масехнович, В.Г.Миронов. Вещественный состав руд и околорудных изменений, а также геохимические особенности руд изучены В.П.Роговой и Г.П. Кизияровым.

Геологическое строение месторождения

Положение месторождения в непосредственной близости от Тулукуевского месторождения (см. рис. 155) и приуроченность к одной и той же рудоконтролирующей тектонической зоне во многом обуславливает сходство их геологического строения.

Вмещающие породы

Образования нижнего структурного этажа представлены позднепалеозойскими крупно-среднезернистыми порфировидными гранитами, слагающими фундамент месторождения, который характеризуется сложным ступенчато-блоковым строением. В северо-западной части месторождения глубина залегания фундамента составляет 400-420 м,

в юго-восточном направлении происходит его плавное, затем более резкое погружение до глубины 600-1000 м. В рельефе фундамента вдоль Тулукуевской зоны разломов прослеживается палеодолина шириной около 1,5 км с крутыми бортами, осложненными параллельными сбросами. Над юго-западным склоном этой палеодолины расположено месторождение.

В пределах зон тектонических нарушений в гранитах проявлены процессы грейзенизации и турмалинизации. Более поздние гидротермальные изменения представлены анкеритизацией, хлоритизацией и пиритизацией. Урановое оруденение в гранитах отсутствует.

Образования верхнего структурного этажа представлены осадочно-эффузивными образованиями, разделяющимися на две толщи — нижнюю и верхнюю. В составе нижней толщи (приаргунская свита J₃) преобладают эффузивы основного, среднего и субщелочного состава; верхняя толща (тургинская свита K₁) сложена породами туфогенно-осадочного и фельзитового комплексов. Особенностью разреза вмещающих пород, в отличие от Тулукуевского месторождения, является относительное увеличение мощности покровов фельзитов, нижних базальтов и пород туфогенно-осадочного комплекса, а также уменьшение мощности покровов средних и верхних базальтов и трахидацитов.

В основании разреза нижней толщи залегает невыдержанный маломощный (не более 10 м) горизонт валуных базальных конгломератов, на которых или непосредственно на гранитах фундамента залегает нижний покров базальтов. Покров выполняет сложно построенный опущенный блок и представлен чередующимися массивными и миндалекаменными лавами и их лавовыми брекчиями. Массивные базальты занимают большую часть покрова. Миндалекаменные разности и лавовые брекчии образуют в составе покрова от 5 до 15 горизонтов мощностью от 10 до 50 м. Общая мощность покрова изменяется от 100 до 480 м. Базальты перекрываются флюидалными трахидацитами нижнего покрова мощностью от 5-10 м на флангах месторождения до 60-100 м в центральной части. В основании и кровле покрова иногда отмечаются горизонты витролитокристаллокластических псаммитовых туфов мощностью до 5 м либо туфоалевролитов мощностью до 10 м. Выше по разрезу залегает средний покров базальтов и их лавобрекчий. Покров имеет резко изменчивую мощность от 3-5 до 70 м. Лавовые брекчии в виде прослоев мощностью до 5-10 м отмечаются в основном в нижней и верхней частях покрова. Переход от лавобрекчий к массивным разностям постепенный. Верхний покров трахидацитов установлен в центральной и северо-западной частях месторождения, где его мощность достигает 25-30 м. На остальной площади он размыт или образует маломощные (3-5 м) изолированные линзы. Завершает разрез нижней толщи покров верхних базальтов, размытый почти на всей площади месторождения и сохранившийся лишь в его северо-западной части. Мощность покрова не превышает 5-10 м.

Общая мощность пород нижней толщи на месторождении колеблется от 135 до 690 м. В строении покровов эффузивов характерна унаследованность древних форм рельефа — почти все покровы последовательно заполняют палеодолину северо-западного направления, заложенную в фундаменте. Палеодолина имеет относительно крутой (10-15°) юго-западный борт. По мере осадконакопления палеодолина постепенно нивелируется.

Верхняя толща сложена осадочно-туфогенным и фельзитовым комплексами пород, в которых сосредоточено практически все урановое оруденение месторождения. В составе комплекса выделяется три горизонта. Первый горизонт мощностью до 45 м, развитый в нижней части разреза и выполняющий осевую часть палеодолины, сложен красноцветными среднезернистыми грубослоистыми полевошпатовыми песчаниками с линзами конгломератов, гравелитов и туфов липаритов. Второй горизонт мощностью до 70 м подразделяется на два подгоризонта: нижний, выполняющий осевую и прибортовые части палеодолины и характеризующийся чередованием в разрезе прослоев туфов липаритов с гравелитами; верхний, развитый на всей площади месторождения и сложенный разногальчными красноцветными конгломератами. Обломочный материал занимает 80-90% объема гравелитов и 70-75% объема конгломератов. В верхней части конгломератов на мощность 1-2 м развиты породы мусорной фации с тонкораспыленным углистым веществом в заполняющей массе. Третий горизонт мощностью от 0,2 до 2,0 м несогласно залегает на породах второго горизонта и сложен среднезернистыми слабослоистыми туфопесча-

никами, обогащенными обуглившимися растительными остатками и линзочками угля. В подошве и кровле туфопесчаников почти повсеместно залегают маломощные (0,05-0,2 м) прослой красноцветных туфоалевролитов. Иногда в подошве горизонта отмечается прослой витрокристаллокластических туфов липаритов мощностью 0,2-0,3 м. Обломочный материал средней сортировки и слабой окатанности. Туфопесчаники и туфоалевролиты являются рудовмещающими пластообразного оруденения. Разрез верхней толщи завершается покровом массивных или слабофлюидальных фельзитов. Мощность его постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток от 170 до 480 м соответственно общему погружению осадочно-вулканогенной толщи. В основании покрова залегают горизонт литокристаллокластических псаммитовых туфов мощностью от 1-5 до 15-20 м. В нижней части, на мощность до 1,5-2,0 м, туфы отчетливо слоистые и содержат большое количество линзочек стекла типа "фьямме", в верхней — массивные. В нижней и в средней частях покрова фельзитов выделяется два пологозалегающих тела эксплозивных брекчий. Эксплозивные брекчии, развитые в основании покрова фельзитов на контакте с туфами, являются частью единого тела, развитого на площади Тулукуевского, Новогоднего и Весеннего месторождений. На юго-западном и северо-западном флангах месторождения оно представлено брекчиями мощностью до 10-40 м, которые затем постепенно сменяются эксплозивными тонкофлюидальными фельзитами, фиксирующимися на всей остальной площади месторождения в виде выдержанного покрова мощностью 3-5 м, редко до 10 м. Верхнее тело эксплозивных брекчий мощностью от 5-10 до 40-50 м частью обнажается на поверхности, а в направлении на юго-восток постепенно погружается на глубины 200-250 м параллельно нижней границе покрова фельзитов.

На всей площади месторождения развиты современные рыхлые делювиально-элювиальные образования мощностью от 3 до 10 м и более.

Тектоника

Тектоническое строение Юбилейного месторождения определяется, как и на расположенном северо-западнее Тулукуевском месторождении, проявлением системы крутопадающих разрывов северо-западного простирания, составляющих Тулукуевскую зону разломов (см. рис. 155). Между основными разрывами Тулукуевской зоны широко развиты системы оперяющих нарушений, зоны трещиноватости, дробления и брекчирования меридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. Последние, являющиеся производными Аргунской зоны глубинного заложения, пользуются подчиненным распространением. В толще вмещающих пород повсеместно развиты пологопадающие срывы, самостоятельную группу представляют трещины отдельности (рис. 174).

Тектонические нарушения, составляющие Тулукуевскую зону разломов, проявлены на месторождении в полосе шириной около 700 м. Наиболее крупными и оказывающими определяющее влияние на условия локализации оруденения, являются разломы 3, 1А, 5А и 9, прослеживающиеся и на Тулукуевском месторождении. Разлом 3 прослеживается также и на Мало-Тулукуевском месторождении. На площади Юбилейного месторождения разлом 3 сохраняет северо-западное субширотное (290-300°) простирание, секущее по отношению к другим основным нарушениям Тулукуевской зоны. Падение разлома на северо-восток под углом 65-85°, с глубиной — до вертикального. По разлому установлены сбросо-сдвиговые перемещения блоков пород с вертикальной амплитудой 15-20 м, относительно опущенным является северо-восточный блок.

Разломы 1А и 5А, после пересечения их на юго-восточном фланге Тулукуевского месторождения разломом 3, развиваются на протяжении около 2 км параллельно на расстоянии 75-100 м друг от друга и за пределами юго-восточного фланга Юбилейного месторождения сливаются. Простирание разломов изменяется от 310-320° до 340-350°, падение на северо-восток под углом 60-85°. Амплитуды сбросо-сдвиговых перемещений по разломам нарастают с северо-запада на юго-восток — суммарная вертикальная составляющая перемещений от нескольких метров до 50 м в центральной части месторождения. Относительно опущенными являются северо-восточные блоки вмещающих пород. Разлом 9

является крайним северо-восточным нарушением, ограничивающим Тулукуевскую зону. Простирание его северо-западное 320°, на отдельных участках 330-340°, падение на юго-запад под углом 80-90°. Амплитуда относительных сбросовых перемещений блоков пород небольшая (10-15 м), опущен юго-западный блок.

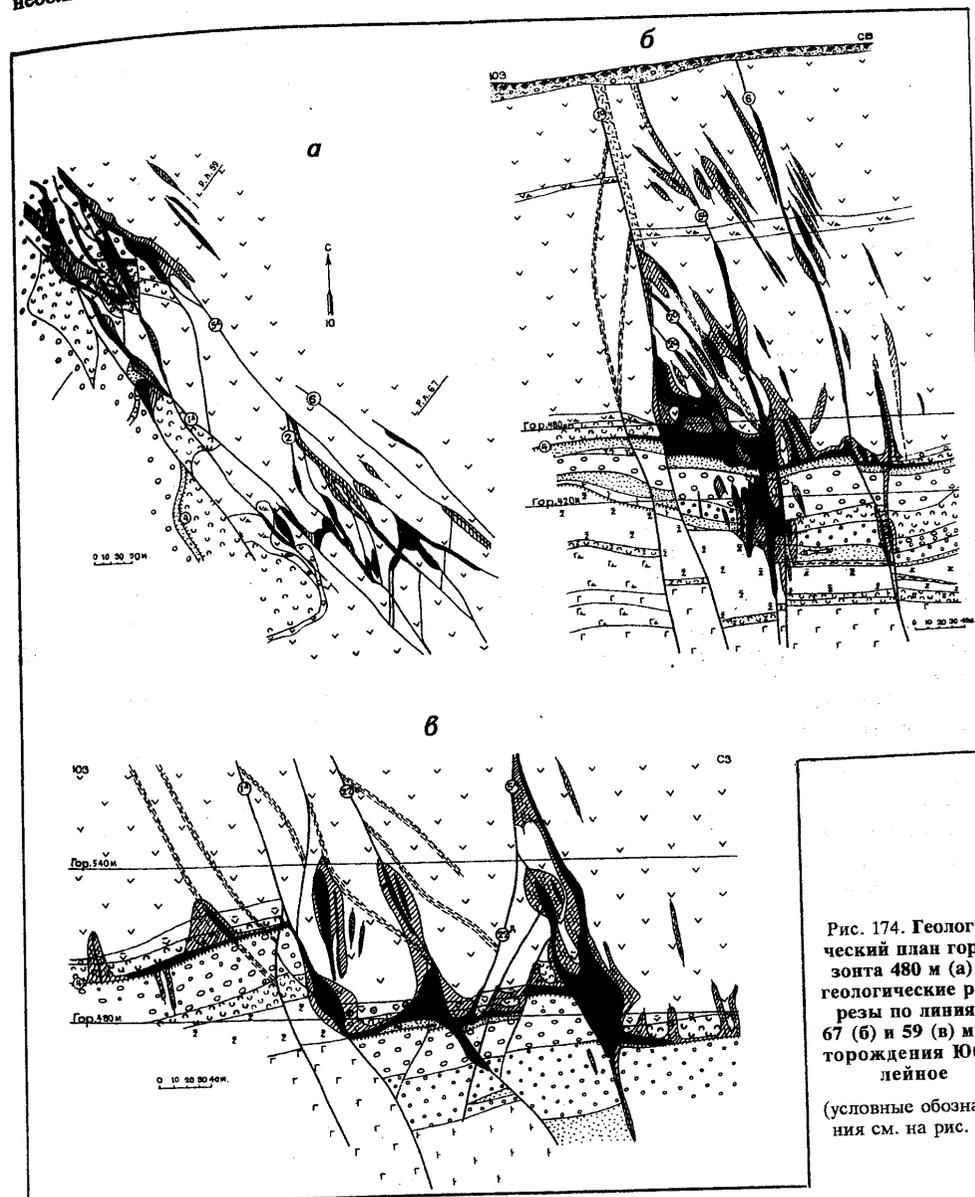


Рис. 174. Геологический план горизонта 480 м (а) и геологические разрывы по линиям 67 (б) и 59 (в) месторождения Юбилейное

(условные обозначения см. на рис. 12)

Все основные тектонические нарушения Тулукуевской зоны разломов имеют идентичное строение. Они представлены четко выраженными тектоническими швами мощностью 0,1-0,2 м, выполненными глиной трения, и сопровождаются зонами дробления и трещиноватости вмещающих пород мощностью до 20 м и более. В верхних частях разреза — в фельзитах и их туфах — разломы, как правило, расщепляются на несколько ветвей, выклинивающихся при приближении к поверхности. При этом сопровождающие их зоны дробления и трещиноватости имеют наибольшую мощность. В породах туфогенно-осадочного комплекса (конгломератах) разломы представлены концентрированными швами мощностью 0,1-0,2 м, а в породах нижней толщи и гранитах фундамента — серией тектонических швов с маломощными (первые метры) зонами параллельной трещиноватости. Углы падения разрывов более пологие вблизи поверхности и в зоне пологого срыва 4, развитого по подошве и кровле горизонта туфопесчаников, в средней и нижней частях разреза — почти вертикальные. В местах изгибов разломов по падению и простиранию образуется плотная сеть оперяющих трещин, зон дробления и брекчирования. Так, в центральной части месторождения в лежащем боку разлома 1А от него ответвляются тектонические нарушения 1Б и 1В, а разлом 5А на протяжении 600 м расщепляется на две ветви — собственно разлом 5А и северо-восточная более крутопадающая ветвь, выделенная как тектоническое нарушение 6. В блоке между этими ветвями в покрове фельзитов от разлома 5А ответвляются два субпараллельных ему, но более пологих, нарушения 5Б и 5В, развитие которых на глубину ограничено послойным срывом 4. Кроме того, в блоке между разрывами 5А и 9 установлен ряд нарушений северо-западного простирания, наиболее крупными из которых (протяженность 200-400 м) являются разломы 7 и 8, возникшие в качестве оперяющих нарушений в связи с развитием разлома 3.

Системы разрывов субмеридионального простирания проявлены весьма широко. Их образование связано с ранними этапами развития зон меридиональных нарушений (Меридиональный разлом, Мало-Тулукуевская зона) на площади Стрельцовской кальдеры. В дальнейшем часть из них, особенно в узком блоке между разломами 1А и 5А, испытывавшем сложные деформации, обусловленные разнонаправленными и разноамплитудными сбросо-сдвиговыми перемещениями по неровным поверхностям сместителей, подновилась в качестве оперяющих сколовых диагональных разрывов. Наиболее интенсивное развитие эти разрывы получили на северо-западном (Втором) и юго-восточном (Первом) участках. На северо-западном участке в блоке между разрывами 1А и 5А на протяжении 300 м нарушения близмеридионального направления в породах верхней толщи (фельзиты и туфогенно-осадочный комплекс) меридионального направления представлены зонами дробления и линейной трещиноватости мощностью от 2 до 10 м. Как и для основных разрывов 1А и 5А, для субмеридиональных нарушений характерно увеличение мощности зон трещиноватости в низах покрова фельзитов. По простиранию Тулукуевской зоны в направлении на северо-запад меридиональные нарушения выклиниваются, а в юго-восточном направлении они резко ограничиваются развитыми здесь северо-западными субширотными зонами трещиноватости (субпараллельными разрыву 3). На юго-восточном участке (центральная часть месторождения) система субмеридиональных нарушений в блоке между разломами 1А и 5А проявлена в виде зон дробления и трещиноватости мощностью до 10 м. Эти нарушения имеют северо-восточное падение под углом от 45-80° (более крутое вблизи разломов 1А и 5А) и проявлены только в породах фельзитового комплекса и на глубину, как правило, ограничены пологим срывом 4. Только нарушение 2 пересекает горизонт туфопесчаников с незначительным (на 2-3 м) его смещением.

Нарушения северо-восточного простирания на площади месторождения развиты незначительно в виде коротких слабо минерализованных трещин. Их простирание 30-60°, падение на северо-запад под углом 55-70°. Отдельные трещины с бедным и рядовым оруденением установлены в фельзитах в блоке между разрывами 1А и 5А центральной части месторождения.

Пологопадающие нарушения представлены пологими послойными срывами и зонами трещиноватости по контактам различных литологических разновидностей пород. Наиболее крупным нарушением такого типа, как и на Тулукуевском и других месторождениях Стрельцовского рудного поля, является пологий срыв 4, проявленный в виде двух

тектонических швов мощностью до 0,2 м по подошве и в кровле горизонта туфопесчаников. Мощность зоны пологого срыва в зависимости от мощности горизонта туфопесчаников колеблется от 0,2-0,3 до 1,5-2 м. В случае выклинивания горизонта туфопесчаников пологий срыв в виде одного шва развивается по контакту покрова фельзитов с подстилающими гравелитами и конгломератами. В целом простирание срыва 4 северо-восточное — 30-50°, падение изменяется от 5-10° до 25-30° на склонах палеодолин или в пределах смещенных блоков пород. Горизонтальные амплитуды перемещений вдоль пологого срыва в общем незначительны — 1-2 м, в редких случаях 5-6 м. Формирование зоны межпластового срыва и сопровождающих его тектонических нарушений в прилегающих блоках пород обусловлено теми же тектоническими напряжениями, которые вызвали смещение по крутопадающим разломам. Даже малоамплитудные тектонические подвижки по неровной поверхности межпластового срыва вызвали в вышележащих крупных фельзитах (нарушенных трещинами столбчатой отдельности) формирование дополнительных крутопадающих зон мелкой трещиноватости.

Трещины первичной отдельности с разной степенью интенсивности проявлены во всех литологических разновидностях пород, слагающих месторождение; установлены крутопадающие, нормально ориентированные к кровле и подошве горизонтов пород, и пологопадающие, согласные с напластованием или флюидалностью. Наиболее интенсивно трещины отдельности проявлены в фельзитах, где повсеместно развита столбчатая призматическая отдельность. Призмы, как правило, четырехгранные, реже трех- и пятигранные с поперечным размером 0,2-0,5 м, высота их достигает 3 м. Склонение столбов на северо-запад и северо-восток под углом 80-85°. Широкое развитие отдельности в фельзитах обуславливает виргацию крутопадающих разрывов в этих породах.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Урановое оруденение развивается на площади около 1,8 км², вытянутой вдоль Тулукуевской зоны разломов на 2000 м при ширине от 150-200 до 900 м. Оруденение локализовано неравномерно: крутопадающие залежи концентрируются в основном на двух рудоносных участках — Первом и Втором, а пологозалегающие пластообразные рудные залежи выходят за их пределы и развиваются на всей площади месторождения. Первый и Второй рудоносные участки приурочены к блокам интенсивно деформированных пород в пределах Тулукуевской зоны разломов. Пластообразные рудные залежи, приуроченные к пологозалегающему срыву 4, также контролируются крутопадающими основными разрывами Тулукуевской зоны разломов и вытягиваются вдоль нее в северо-западном направлении, объединяя Первый и Второй рудоносные участки, и далее сливаются с рудными залежами Тулукуевского месторождения.

По положению в разрезе вмещающих пород оруденение, так же как и на Тулукуевском месторождении, локализовано в пределах общего для Стрельцовского рудного поля второго литологического уровня, охватывающего нижнюю часть покрова фельзитов, комплекс туфогенно-осадочных пород и верхний покров трахидацитов. Общий вертикальный размах развития оруденения на месторождении составляет 400 м, верхняя его граница располагается на глубине 35-50 м от поверхности (отдельные рудные залежи на Первом рудном участке выходят под наносы), нижняя — на глубине 450 м. Анализ распределения оруденения по литологическим разновидностям пород показывает, что в целом по месторождению подавляющая часть запасов урана (около 99%) сосредоточена в породах верхней толщи. При этом в фельзитах локализовано 54% запасов, в породах туфогенно-осадочной толщи — 45%, из которых более 90% сосредоточено в пластообразных залежах. На долю трахидацитов верхнего покрова приходится менее 1% запасов урана.

Основным фактором, определяющим локализацию уранового оруденения, как и на всех других месторождениях Стрельцовского рудного поля, является структурный. Литологический состав вмещающих пород и их физико-механические свойства влияют на условия локализации оруденения главным образом в той мере, в какой эти свойства определяют их способность к образованию и развитию трещин предрудного этапа. Положение

уранового оруденения, его морфология зависят главным образом от особенностей проявления и взаимоотношений тектонических нарушений различного масштаба.

В соответствии с положением и морфологией основных разрывов на месторождении выделено восемь контролируемых ими трещинных рудоносных зон, в пределах которых урановое оруденение концентрируется в рудные залежи трех структурно-морфологических типов: жилообразные простой и сложной формы, пластообразные (см. рис. 174, а, б).

Первый рудоносный участок по простиранию Тулукуевской зоны разломов имеет длину 500 м и ширину около 600 м. На площади участка урановое оруденение локализуется в рудоносных трещинных крутопадающих зонах 1, 2, 5, 6, 7, 8 и 3. В пределах рудоносных зон, имеющих ширину от 10-15 до 70-80 м, оруденение по тектоническим нарушениям и сопровождающей их трещиноватости развивается в средней и нижней частях покрова фельзитов и в породах туфогенно-осадочного комплекса. Верхняя граница развития оруденения располагается на глубине 100-130 м от дневной поверхности, нижняя — на глубине 370-420 м. В рудоносных зонах промышленное урановое оруденение сконцентрировано в двух-трех рудных залежах и только в рудоносной зоне 2 выделяется пять рудных тел, разделенных частками пустых пород мощностью от 3 до 15 м. Во всех рудоносных зонах рудные залежи характеризуются относительно небольшими размерами: протяженность по простиранию — от 75 до 200 м, по падению — от 70 до 230 м. Исключение составляет рудная залежь 16, локализованная в рудоносной зоне 6, длина которой по падению достигает 400 м. Мощности рудных залежей по отдельным пересечениям изменяются от 0,5 до 15,0 м, а средние их мощности — от 1,8 до 6,8 м. Выклинивание залежей по простиранию и восстанию постепенное или путем расщепления. По падению развитие мелких залежей ограничивается пологопадающим срывом 4, где оруденение сливается с пластообразными залежами рудоносной зоны 4. Только по основным тектоническим нарушениям (1А, 5А, 2А, 6 и 6А) оруденение в виде тонких жил развивается в породах туфогенно-осадочного комплекса и постепенно выклинивается. Осложнение формы рудных залежей происходит на участках их сближения и сочленения, а также на участках пересечения рудовмещающими нарушениями горизонтов туфов фельзитов и углистых туфопесчаников. При сближении рудных залежей в основании покрова фельзитов в пределах рудоносной зоны 2 образуются участки сплошного развития прожилково-вкрапленных руд размерами по длине и мощности до 25-30 м и по высоте от 30 до 85 м. При пересечении горизонтов туфов фельзитов и туфопесчаников в области развития пологопадающего срыва 4 за счет развития густой сети мелких оперяющих трещин для всех жилообразных залежей происходит увеличение их мощности.

Рудные залежи характеризуются рядовым качеством — среднее содержание урана в целом составляет 0,180% при колебаниях от 0,109% (рудоносная зона 1) до 0,230% (рудоносная зона 6). По отдельным пересечениям содержание урана в рудных залежах изменяется от 0,05 до 0,5%. Локальные участки богатого (более 0,3%) оруденения приурочены к осевым частям рудных залежей в нижней части покрова фельзитов и в верхней части туфогенно-осадочного комплекса.

Молибден в рудных залежах Первого рудоносного участка присутствует в незначительных количествах. Среднее содержание молибдена составляет 0,029%, и только в пределах рудоносной зоны 6 оно достигает 0,067%.

Второй рудоносный участок расположен в 350 м к северо-западу от Первого участка и в 750 м к юго-востоку от Тулукуевского месторождения и ограничен с юго-запада и северо-востока разломами 1А и 5А Тулукуевской зоны. Площадь участка (400x100 м) вытянута в северо-западном направлении. В отличие от Первого рудного участка, оруденение, локализованное в его пределах в жилообразных залежах, характеризуется большей компактностью и лучшим качеством.

Среднее содержание урана в крутопадающих рудных залежах составляет 0,327%, содержание молибдена — 0,080%. В пределах Второго рудоносного участка урановое оруденение локализовано в трех крутопадающих рудоносных трещинных зонах — 1, 5 и 2, а также в пологозалегающей зоне 4.

Рудоносные зоны 1 и 5 приурочены соответственно к разломам 1А и 5А северо-западного простирания и сопровождающим их зонам трещиноватости. Рудоносная зона 2

контролируется системой субмеридиональных нарушений, проявленной в полосе шириной 85-90 м между разломами 1А и 5А. В пределах рудоносных зон оруденение развивается только в нижней части покрова фельзитов и верхних горизонтах туфогенно-осадочных пород. В целом от горизонта углистых туфопесчаников и развитого по его контактам пологопадающего срыва 4 оруденение прослеживается в выше- и нижележащие породы на 30-40 м. В пределах всех крутопадающих рудоносных зон оруденение концентрируется в жилообразных залежах относительно простой морфологии. Всего выделено восемь залежей. Средние мощности залежей изменяются от 2,47 до 4,62 м. Максимальные увеличения мощности приурочены к участкам пересечения крутопадающих рудовмещающих нарушений с горизонтом углистых туфопесчаников и развитым по ним пологопадающим срывом 4.

Средние содержания урана изменяются от 0,196 до 0,473% при колебаниях по отдельным сечениям от 0,05-0,07 до 2,935%. Богатые руды в виде небольших по размерам гнезд и линз развиваются в центральных частях залежей.

В рудах всех залежей в значимых количествах присутствует молибден, его среднее содержание по залежам колеблется от 0,060-0,100 до 0,157%.

Рудоносная зона 4 контролирует положение пластообразного уранового оруденения, развивающегося на всей площади Юбилейного месторождения в пологозалегающем пласте углистых туфопесчаников третьего горизонта туфогенно-осадочного комплекса пород и в прилегающих к нему участках горизонта туфов фельзитов. Оруденение в туфопесчаниках непрерывно распространяется от крутопадающих рудных тел в виде пологозалегающих лент-залежей, более или менее постоянной мощности, вдоль основных крутопадающих рудоносных тектонических нарушений, связывая не только рудоносные участки, но и Тулукуевское и Юбилейное месторождения. Общая ширина развития пластообразного оруденения составляет 200-350 м, длина в пределах Юбилейного месторождения — 2100 м.

Вследствие последовательного смещения горизонта туфопесчаников по крутопадающим разрывам Тулукуевской зоны разломов и общего его погружения под углом 5-15° с северо-запада на юго-восток оруденение, локализованное в нем, располагается на различных гипсометрических уровнях (210-450 м от дневной поверхности). По мере удаления от крутопадающих разломов мощности залежей постепенно уменьшаются и промышленное оруденение сменяется забалансовым. Средние мощности залежей колеблются от 1,30 до 2,42 м. Содержание урана в рудах изменяется от 0,05 до 2,721% при среднем от 0,158 до 0,202%. Рудонасыщенность залежей высокая, коэффициент рудоносности изменяется от 0,86 до 1,0. В узлах сопряжения пологого нарушения с крутопадающими образуются участки уплощенной штокверкоподобной формы мощностью до 15-20 м. На юго-восточном фланге месторождения в результате загиба горизонта туфопесчаников по сместителю разлома 5А пластообразная залежь на протяжении 150 м имеет крутой угол падения (80-85°) и характеризуется очень высоким качеством. Среднее содержание урана на этом отрезке составляет 0,499%, а средняя мощность 3,39 м при колебаниях от 0,46 до 7,35 м.

В целом для пологопадающих рудных залежей характерно низкое содержание в рудах молибдена, составляющее в среднем 0,002%, и только на участках штокверкоподобной формы его содержание повышается до 0,019%.

Вещественный состав руд и околорудные изменения, геохимические особенности руд

Руды месторождения относятся к группе эндогенных низкотемпературных гидротермальных месторождений молибден-урановой формации. В целом по качеству руды являются рядовыми, среднее содержание урана составляет 0,212%. Более высоким качеством (среднее содержание урана 0,327%) характеризуются руды крутопадающих жилообразных залежей Второго рудоносного участка. Руды в основном первичные, незначительное количество окисленных руд отмечается в верхних частях рудных залежей. По размеру агрегатов и зерен урановых минералов руды являются мелкозернистыми (0,1-3 мм), реже — тонкозернистыми (0,015-0,1 мм), ограниченно развиты среднезернистые (3-25 мм) и эмуль-

сионные (0,001-0,015 мм). Как правило, совместно встречаются руды двух-трех разновидностей. Текстуры руд вкрапленные и прожилковые, в подчиненном количестве — брекчиевые, массивные и полосчатые. Все перечисленные текстуры руд встречаются совместно и характеризуются сложными взаимопереходами и сочетаниями.

Руды относятся к алюмосиликатному типу с небольшим содержанием карбонатов и сульфидов. Содержание кремнезема колеблется от 70 до 75,6%, окиси алюминия — от 9,7 до 14,6, окисного и закисного железа — от 0,9 до 2,2%. Оксиды калия и натрия присутствуют в количестве от 0,1 до 4,5%, содержание общей серы не превышает 0,3%. Содержание флюорита и карбонатов в рудах меньше количества, позволяющего выделить самостоятельные типы и сорта руд. В рудах повсеместно присутствует молибден, содержание которого колеблется от тысячных долей до целых процентов при среднем содержании 0,047%. Кроме урана и молибдена в рудах в незначительном количестве присутствуют BeO до 0,01%, Pb — в среднем 0,014%.

Главным рудным минералом является настуран, образующий метасоматические и прожилковые скопления. Метасоматический настуран образует тонковкрапленные (1-2 мм) скопления в пустотах породы, в биотите и титаномagnetите, а также гнездово-вкрапленные обособления на участках наибольшего развития микротрещиноватости. Совместно с метасоматическим настураном в незначительных количествах развит тонковкрапленный метасоматический молибденит. В ассоциации с метасоматическим настураном развиваются гидрослюда и гематит. Метасоматические скопления настурана пересекаются прожилками анкерита, друзовидного и мелкозернистого кварца и хлорита, с которыми ассоциирует прожилковый настуран и молибденит. Прожилки образованы путем выполнения полостей трещин, чем обусловлено образование прожилковых и брекчиевых текстур. Прожилки анкерита иногда пересекаются маломощными прожилками берtrandита, пигментированного гематитом, и сопровождаются скоплениями метасоматического анкерита, по которому иногда развивается тонковкрапленный самородный мышьяк. В зальбандах прожилков анкерита образовались друзы кристаллического кварца с включениями клейофана. С друзовидным кварцем ассоциирует темно-зеленый хлорит, к скоплениям которого приурочены включения клейофана и анатаза. Настуран в рудных брекчиях и прожилках в виде крупных (доли сантиметров) сферолитов нарастает на друзы кристаллов кварца или анкерита. Участками он дробится и цементируется молибденитом, скопления которого образуют довольно крупные агрегаты размером до 1 см. В свою очередь, крупносферолитовый настуран и молибденит дробится и цементируется лейстовидным кварцем с включениями клейофана, мелко агрегатного молибденита и с кристаллами галенита. Вся перечисленная минерализация цементируется или пересекается прожилками мелкосферолитового настурана (часто в ассоциации с гидрослюдами), которые часто пространственно совмещены с прожилками крупносферолитового настурана. Мелкосферолитовый настуран корродирует, интенсивно замещает мелкочешуйчатый молибденит, друзовидный кварц, анкерит и пересекается мелкозернистым галенитом и прожилками темно-фиолетового флюорита. В друзовидном кварце и флюорите присутствует мелкая редкая вкрапленность минералов меди: халькопирита, борнита, халькозина, блеклой руды. В рудных телах Первого рудоносного участка отмечаются редкие прожилки халькозина, в которых присутствуют тонкие ветвящиеся прожилки и вкрапленность самородного серебра. В центральной части прожилков флюорита выделяется крупнокристаллический кальцит, иногда с включениями белого барита. В кальците и флюорите в редких случаях встречены скопления настурана и молибдена, возможно, переротленные. В кальците по граням роста отмечаются тонкие пылевидные скопления киновари.

Минеральные комплексы дорудной стадии, слабо проявленной на месторождении, представлены в рудных телах криптокристаллическим кварцем, гидрослюдой, скоплениями сидерита, мелкоагрегатного пирита, арсенопирита, леллингита. Наибольшим развитием минералы дорудного комплекса пользуются в рудах, локализованных в туфогенно-осадочных породах и в нижней толще.

Минерализация пострудной стадии представлена в основном прожилками кальцита, реже — диккита. В фельзитах прожилки кальцита встречаются спорадически, наиболее

распространены они в средних и основных породах. Прожилки диккита и разноокрашенного флюорита встречаются крайне редко.

Зона окисления на месторождении проявлена слабо до глубины 60-80 м и только в редких случаях по крупным обводненным зонам тектонических нарушений опускается до глубины 250-300 м. В приповерхностной части минеральный состав зоны довольно однообразен: уранофан, отенит, ураноцирцит, гидроокислы железа и марганца. На глубоких горизонтах распространены новые урановые минералы: бариевые и кальциевые гидроокислы — баураноит и метакальцураноит. Гидроокислы урана встречаются в богатых урановых рудах с несколькими генерациями настурана. В зависимости от морфологии замещенных скоплений настурана гидроокислы урана образуют сплошные массы или прожилки, или гнездобразные обособления размером до 5-10 см в поперечнике. Маломощные (1-2 см) прожилки настурана замещаются гидроокислами полностью, в более крупных — сохраняются его реликты. Бариевые и кальциевые гидроокислы урана разобцены в пространстве, приурочены к различным тектоническим нарушениям. Баураноит развивается по настурану в брекчиевых рудах со скоплениями барита; более распространенные кальциевые разности образуются при замещении прожилков настурана. В участках более сильного окисления они замещаются зелеными силикатами урана (уранофан). Баураноит, кальцураноит и метакальцураноит образуют сплошные плотные мелкозернистые агрегаты. Дебаеграммы баураноита и метакальцураноита близки между собой и не имеют аналогов среди известных водных окислов урана, хотя обнаруживают большое сходство с рентгенограммами вельсендорфита, фурмарьерита.

Первичные ореолы урана и элементов-спутников

Слабое развитие сопутствующей рудной минерализации обусловило в целом незначительное распространение эндогенных ореолов Mo, Pb, As, Hg. Ореолы этих элементов вписываются в контур ореола аномальной радиоактивности. Широкое проявление окolorудных изменений и вкрапленности флюорита обусловили образование ореолов K, Na, F и Be.

Анализ корреляционных связей урана в рудах позволил выявить положительные ряды его связей с Mo, Pb, As, Sb, отрицательные с V, Ca, K, неустойчивые с Na и Fe⁺². Уран образует широкие протяженные ореолы, фиксируемые полями повышенной радиоактивности пород вдоль основных разрывов Тулукуевской зоны разломов. В разрезе вмещающих пород наибольшая ширина (до 200 м) ореола приурочена к фельзитам, где он непрерывно развит в блоке между основными разрывами 1А-5А, 6 Тулукуевской зоны. В породах туфогенно-осадочного комплекса (ниже горизонта углистых туфопесчаников) и нижней толщ (базальты, трахидацинты) ореол сужается, развиваясь в виде узких (10-20 м) полос вдоль основных рудовмещающих нарушений.

Молибден, свинец и бериллий образуют ореолы (интенсивностью более 0,005%), вписывающиеся в контур ореола урана. Наибольшая ширина (до 150-200 м) этих ореолов также приурочена к покрову фельзитов. В породах нижней толщ ореолы резко сужаются до 5-10 м и проявляются только вдоль зон основных рудовмещающих структур.

Мышьяк образует относительно небольшие маломощные (до 20-30 м) ореолы (интенсивностью более 0,005%), связанные с присутствием в рудах самородного As и тонкой вкрапленности леллингита, главным образом в породах нижней толщ.

Фтор образует ореол (интенсивностью более 4-6 · 10⁻³%) значительной протяженности (более 1500 м) и ширины (до 250 м), выходящий даже за контур ореола урана. Максимальную ширину ореол имеет в покрове фельзитов; в покровах нижней толщ, как и ореолы других элементов, он резко сужается и не выходит за пределы основных рудовмещающих нарушений.

Околорудные изменения вмещающих пород представлены альбитизацией, окварцеванием, гидрослюдизацией (серицитизацией), пиритизацией, хлоритизацией, гематитизацией, анкеритизацией и флюоритизацией. Альбитизация проявлена в зонах тектонических нарушений 1А-5А, 6 в породах нижней части разреза, а также в низах покрова фельзитов. Окварцевание и серицитизация вмещающих пород наиболее интенсивно проявлены

в породах фельзитового комплекса. В породах нижней толщи серицитизация сменяется гидрослюдизацией.

С рудной стадией минерализации связана хлоритизация, гематитизация, пиритизация и анкеритизация, которые более интенсивно проявлены в нижней части разреза. Характерной особенностью месторождения является более широкое, по сравнению с другими месторождениями Стрельцовского рудного поля, развитие пиритизации.

МАЛО-ТУЛУКУЕВСКОЕ

Мало-Тулукуевское урановое месторождение расположено в центральной части Стрельцовского рудного поля (см. рис. 13, 63, 155). На севере рудные залежи Мало-Тулукуевского месторождения примыкают к Мартовскому месторождению, в остальных частях границы месторождения определяются естественным выклиниванием оруденения. Рудоносный участок вытянут в северо-западном направлении на 3 км при ширине 0,3-0,8 км, площадь месторождения 1,5 км².

Первые признаки уранового оруденения на участке месторождения были установлены в 1971 г. партией № 32 Сосновской экспедиции при проведении буровых поисков на юго-восточном фланге Тулукуевской зоны разломов, в узле пересечения ее с Мало-Тулукуевским разломом. Первооткрывателями месторождения являются Б.В.Авдеев, Л.П.Ищукова, В.И.Пулин, Ю.Г.Рогов, В.А.Шлейдер. Приуроченность выявленного оруденения к пласту туфопесчанников, ранее детально изученному на Тулукуевском и Юбилейном месторождениях, позволила провести предварительную его разведку бурением с поверхности в течение 1972 г. [78ф]. В 1974-1975 гг. партией № 324 Сосновской экспедиции на участке были продолжены поиски бурением скважин. В результате выявлена новая рудоносная зона 4МТ, локализованная в трахидацитах на четвертом литолого-структурном уровне, существенно увеличившая общие запасы месторождения. Предварительная разведка рудоносной зоны 4МТ проведена в 1976-1977 гг. В целом месторождение определено как крупный по запасам урана промышленный объект с рядовыми и богатыми рудами. В 1978 г. начата, а в 1988 г. завершена детальная разведка месторождения с одновременной подготовкой его для промышленного освоения. Пройдены два шахтных ствола с четырьмя разведочными горизонтами. В процессе детальной разведки выявлены новые рудоносные зоны 5МТ и 6МТ [98ф].

Кроме первооткрывателей, в разведке и изучении месторождения принимали активное участие В.Г.Попов, В.П.Зенченко, Л.В.Малевич, Г.И.Щелчков, Р.Г.Карманов, М.Ф.Макушин, В.П.Гришин, Ю.П.Анисимов, Л.Н.Иванов, И.А.Карпенко, В.К.Овсов, И.А.Камышев, А.А.Колесник, И.А.Медведев, П.И.Гугович, Л.А.Миронова, М.В.Вампилов, Г.И.Кожевников, З.К.Гаученова, Т.Г.Саватеева и другие.

Геологическое строение месторождения

Мало-Тулукуевское месторождение урана находится в пределах крупной северо-восточной Аргунской зоны разломов, в узле пересечения Тулукуевской и Мало-Тулукуевской зон разломов соответственно северо-западного и меридионального простираний (см. рис. 155). Подавляющая часть оруденения локализуется в вулканогенных породах верхнего структурного этажа над валообразным выступом фундамента; в последнем выявлены лишь небольшие рудные залежи. Месторождение является скрытым, не выходящим на дневную поверхность. Верхние части рудных тел залегают на глубинах 200-400 м.

Вмещающие породы. Породы фундамента Стрельцовской кальдеры на Мало-Тулукуевском месторождении представлены позднепалеозойскими метасоматическими средне- и крупнозернистыми порфиroidными, реже — равнозернистыми лейкократовыми гранитами с признаками теневой гнейсовидной текстуры. Граниты содержат ксенолиты кристаллических сланцев, амфиболитов и раннепалеозойских гигантозернистых

гранитов с гнейсовидной текстурой, составляющие до 10% от общей массы породы. Наличие в гранитах гнейсовидных текстур, а также ксенолитов неассимилированных метаморфических пород с характерными постепенными взаимопереходами с лейкократовыми гранитами свидетельствует о метасоматическом гранитообразовании в связи с интенсивным кремнекальциевым метасоматозом. В позднепалеозойских гранитах отмечаются жилы аплитовидных гранитов и аплитов с четкими прямолинейными контактами, указывающими на интрузивно-анатектическое их образование.

Верхний структурный этаж на участке месторождения представлен покровными эффузивными и туфогенно-осадочными отложениями приаргунской и тургинской свит верховьями и нижнемелового возрастов. Разрез верхнего структурного этажа в северной, центральной и южной частях месторождения, разделенных эрозионно-тектонической палеодолиной в фундаменте, существенно различается как по составу пород, так и по мощности отдельных покровов и горизонтов. В северной и центральной частях месторождения представлен осадочно-вулканогенной толще представлен наиболее полно, мощность ее 400-700 м. Приаргунская свита сложена тремя покровами базальтов и двумя покровами трахидацитов, разделенных горизонтами туфов, туфопесчанников, конгломератов и алевролитов.

На породах приаргунской свиты с угловым несогласием залегают отложения тургинской свиты, в основании которых отмечается горизонт песчанников мощностью 1,5-3 м с линзами туфов, туфопесчанников и конгломератов. Выше лежит выдержанный горизонт вулканических гравелитов и конгломератов мощностью 60-90 м. Разрез тургинской свиты завершается мощным покровом фельзитов с осадочно-пирокластическим горизонтом в основании. Мощность покрова колеблется от 80 до 400 м. Осадочно-пирокластический горизонт вмещает пластообразные рудные залежи.

В южной части месторождения разрез верхнего структурного этажа более простой, в нем резко преобладают покровные фации вулканитов. Здесь граниты перекрываются мощным (300-350 м) покровом базальтов приаргунской свиты, в основании которого получили развитие трещинно-жилые рудные тела. На базальтах через маломощный горизонт конгломератов залегают нижний покров трахидацитов мощностью 30-50 м, выше с угловым несогласием — покров фельзитов тургинской свиты мощностью 60-150 м. Верхний покров трахидацитов, средний и верхний покровы базальтов и разделяющие их горизонты осадочно-пирокластических пород в разрезе отсутствуют.

Тектоника

Как отмечалось, в структурном плане Мало-Тулукуевское месторождение находится в узле пересечения Тулукуевской зоны разломов северо-западного простирания с Мало-Тулукуевской зоной субмеридионального направления в пределах крупной (1 порядка для рудного поля) Аргунской зоны субширотного северо-восточного простирания.

Основные тектонические нарушения были заложены в ранний этап позднепалеозойской активизации до излияния эффузивов приаргунской свиты, что подтверждается эрозионно-тектоническим рельефом фундамента кальдеры. На участке месторождения закартировано два валообразных эрозионно-тектонических выступа, вытянутых в меридиональном направлении и осложненных палеодолинами северо-западного и широтного простираний. Ширина палеодолины, разделяющей выступы, 500-600 м. Выступы фундамента находятся от дневной поверхности на глубине от 300 до 600 м, палеодолины — 800-1000 м. Тектонические подвижки продолжались и на протяжении всего периода формирования осадочно-вулканического комплекса. Наиболее существенные перемещения по ранее заложенным разломам, а также образование новых крупных разломов произошли в процессе кальдерообрушения. Тектонические подвижки, происходившие в процессе рудообразования и в пострудный этап, имели ничтожные амплитуды смещений и были обусловлены главным образом механическим воздействием высокогазонасыщенных гидротермальных растворов. Тектонические образования этих этапов отличаются развитием своеобразных брекчий в покровах эффузивов, особенно в трахидацитах и гранитах, менее в базальтах.

Длительность и многоактность интенсивных тектонических перестроек привели к образованию сложной блоковой структуры месторождения. В связи с падением большей части сместителей на запад, отмечается ступенчатое опускание западных блоков относительно восточных.

В обобщенном виде на месторождении выделяется четыре основных морфологических типа тектонических нарушений:

крупные протяженные разломы, выраженные сосредоточенными крутопадающими тектоническими швами, пересекающими всю толщу осадочно-вулканогенных пород и пород фундамента;

протяженные разрывные нарушения, образовавшиеся в виде тектонических швов, трещин только в породах верхнего структурного этажа, большая часть их является рудовмещающими — в них локализованы жильобразные рудные тела;

зоны крупнопадающей трещиноватости, развившиеся вдоль разломов, между разломами или на их выклинивании в породах, по физико-механическим свойствам наиболее склонным к трещинообразованию;

пологопадающие разрывные нарушения, образовавшиеся в связи со сбросо-сдвиговыми смещениями блоков; пологопадающее нарушение в основании покрова фельзитов является наиболее мощным, прослеживается на всей площади месторождения и вмещает пластообразные рудные залежи.

Тулукуевская зона на участке месторождения представлена крупными крутопадающими (70-85°) сквозными разломами 3 (300-310°) и 5а (280-300°), пересекающими толщу осадочно-вулканогенных пород и гранитоиды фундамента. На юго-восточном фланге они сочленяются, а к северо-западу расходятся на расстояние до 600 м. По разломам происходили сбросо-сдвиговые смещения блоков с амплитудами по вертикали и горизонтали до 400-500 м. Разломы представлены одним или несколькими швами-сместителями, плоскости которых выполнены глиной трения или дикситом мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Они сопровождаются мощными (5-25 м) зонами дробления и брекчирования боковых пород. Борозды и штрихи скольжения, наблюдаемые на поверхностях сместителей и ориентированные под углом 30-60° к горизонту, свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере перемещений блоков.

Мало-Тулукуевская зона субмеридионального простирания, образовавшаяся над валобразными выступами фундамента, прослеживается в виде сосредоточенных тектонических разрывов, которые по мере приближения к Тулукуевской зоне расщепляются, изгибаются и приобретают северо-западное простирание, в связи с чем на участке месторождения создалась сложная система разноориентированных разрывов, протяженных трещин и сопровождающих их зон сближенной трещиноватости более высоких порядков.

Наиболее крупными рудовмещающими тектоническими нарушениями северо-западного простирания второго порядка являются разломы 10 и 11, прослеживающиеся в центральной и северной частях месторождения. Выражены они мощными тектоническими швами, вдоль которых породы раздроблены нередко до образования брекчий и глинок трения, а в местах выклинивания они расщепляются на ряд маломощных швов, переходящих в зоны сближенной трещиноватости пород.

Субмеридиональные разрывные нарушения представлены тектоническими швами 6, 7, 9, 12, 41, 60 (рис. 175). Группа швов 6,7,9 развивается в виде диагональных трещин между разломами 3 и 11 и на всем протяжении является безрудной. Амплитуды смещений пород по этим разрывам не превышают десятков метров. Они выражены грубым дроблением и трещиноватостью пород на мощность 0,5-1 м, пересекают все породы в разрезе, а в нижних частях по падению причленяются к швам 3 и 11. Швы 12,60 и их кулисы развиваются на северном фланге месторождения в виде оперяющихся шва 10 и продолжения разлома 11. В нижнем покрове трахидацитов вдоль шва 12 развивается рудоносная зона трещиноватости.

Кроме крупных сосредоточенных швов-сместителей северо-западного меридионального простирания, на месторождении широко проявлены трещины более высоких порядков, группирующиеся в линейно вытянутые зоны крутопадающей трещиноватости, имеющие такое же направление, как и основные швы, и являющиеся основными рудовме-

щающими элементами. На участке месторождения трещинные зоны возникли на известных в Стрельцовском рудном поле 2-,4-,5- и 6-м литолого-структурных уровнях. Наибольшее распространение они получили в нижнем покрове трахидацитов на 4-м литолого-структурном уровне рудоформирования. Ширина трещинных зон колеблется от 70-150 до 450 м.

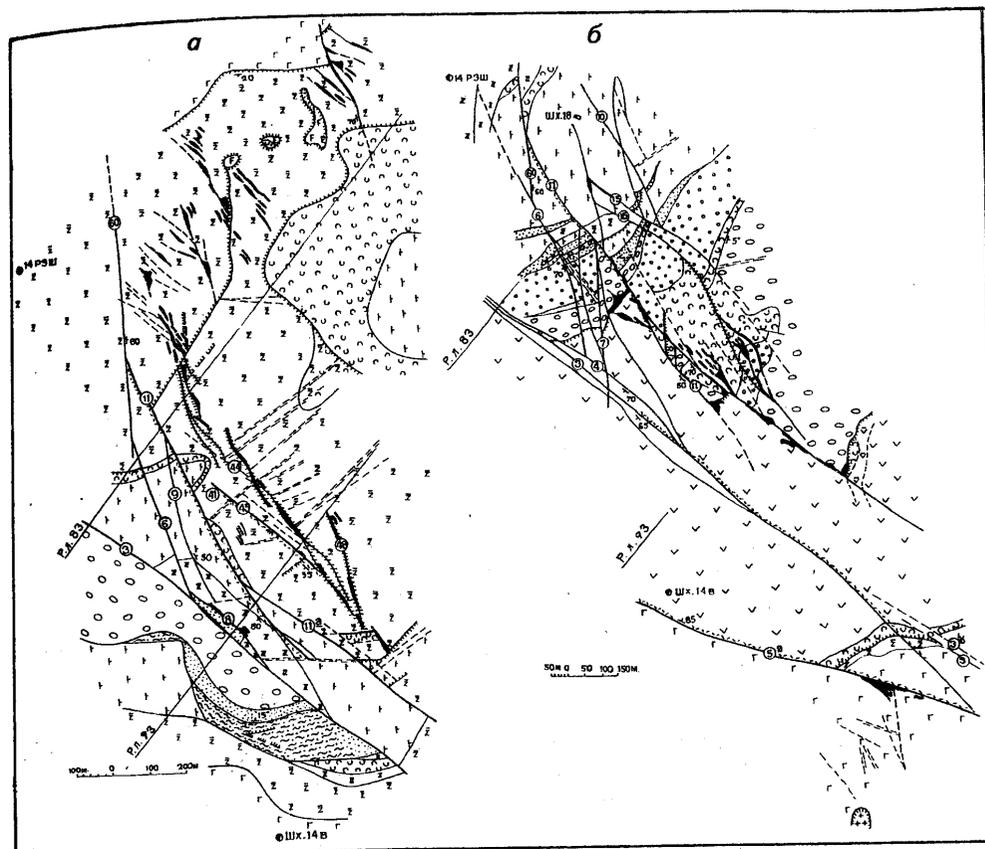


Рис. 175. Геологические разрезы горизонтов 282 м (а) и 427 м (б) месторождения Мало-Тулукуевское (условные обозначения см. на рис. 12)

Тектонические нарушения северо-восточного и субширотного простирания, характерные для Аргунской зоны разломов, на месторождении имеют подчиненное значение, но проявлены на всей ее площади и во всей толще разреза относительно равномерно. Это, как правило, короткие прямолинейные трещины, группирующиеся на отдельных участках в линейные зоны протяженностью от десятков до первых сотен метров. В плане такие зоны подчеркиваются образовавшимися вдоль них палеодолинами и палеорулами в рельефе фундамента. По некоторым из крупных трещин породы дроблены и брекчированы, очень редко отмечаются сбросо-сдвиговые смещения. Разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простирания играли экранирующую роль в процессе рудоформирования, ограничивая распространение гидротермальных растворов по простиранию рудовмещающих структурных элементов.

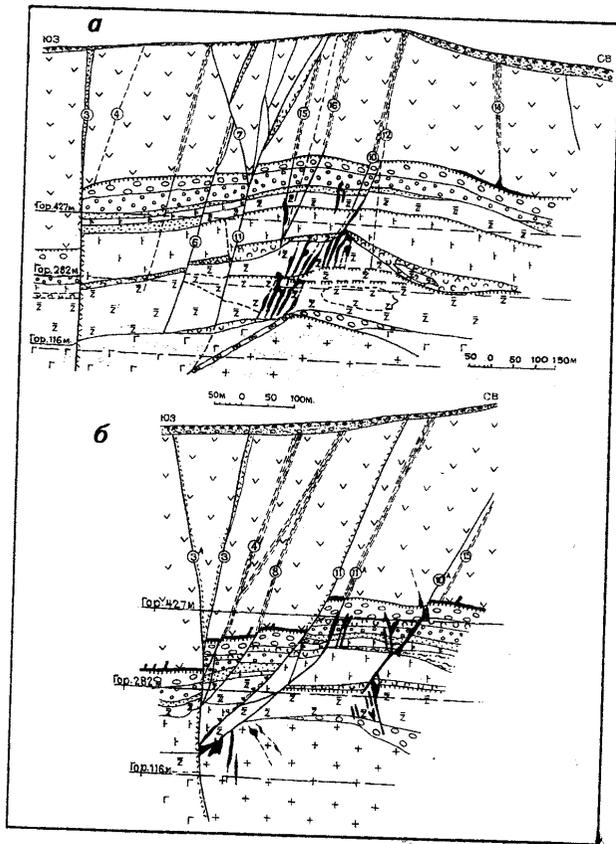


Рис. 176. Геологические разрезы по разведочным линиям 83 (а) и 93 (б) месторождения Мало-Тулукевское (условные обозначения см. на рис. 12)

Приконтактные срывы сопровождаются интенсивным дроблением, трещиноватостью, образованием глинки трения и зеркал скольжения. Основная роль пологопадающих нарушений в процессе рудообразования экранирующая. Пологопадающее нарушение в основании покрова фельзитов является рудовмещающим. Здесь образовались пластообразные рудные залежи, максимальная продуктивность которых отмечается вблизи основных крутопадающих разломов.

Тектонический план фундамента определяется разломами северо-восточного и субширотного простираний, входящими в систему Аргунской зоны в сочетании со сквозными нарушениями 3 и 5а Тулукевской зоны и фрагментами Мало-Тулукевской зоны северо-западного и меридионального направлений. Нарушения Аргунской зоны разломов в фундаменте представлены системами сближенных субпараллельных трещин, имеющими мощность до 20 м. По некоторым трещинным зонам отмечается молибденовая минерализация. Разломы меридионального простирания проявлены в фундаменте слабо, в виде серии мелких непротяженных трещин, урановое оруденение установлено в единичных трещинах на северном фланге.

Северо-западная система нарушений в фундаменте наиболее развита в узле сочленения швов 3 и 11. По падению шва 11 образуется крутопадающая зона трещиноватости шириной до 50 м, быстро выклинивающаяся по падению и простиранию. Эта зона является рудовмещающей.

Условия локализации и морфология рудных залежей

На Мало-Тулукевском месторождении урановое оруденение представлено всеми морфологическими типами рудных залежей, известными в Стрельцовском рудном поле. Выделены крутопадающие жильобразные, пологопадающие пластообразные, штокверкоподобные рудные залежи и тела сложного строения.

Как и в пределах Стрельцовского рудного поля в целом, пологие нарушения развиваются на контакте покрова фельзитов с подстилающими их породами, на контакте нижнего покрова трахидацитов с базальтами и на границе верхнего и нижнего структурных этажей (рис. 176).

Месторождение характеризуется многоярусным развитием оруденения. Устанавливается четыре литолого-структурных уровня рудолокализации — 2, 4, 5 и 6-й, им соответствуют рудоносные трещинные зоны 2МТ, 4МТ, 5МТ и 6МТ.

Рудоносная трещинная зона 2МТ образовалась в основании покрова фельзитов и в нижележащих конгломератах, гравелитах и базальтах среднего и верхнего покровов. Она развивается на большой площади и включает 61% запасов месторождения. В соответствии с особенностями внутреннего строения зоны в пологом срыве на контакте фельзитов с подстилающими породами сформировались пластообразные рудные залежи; в крутопадающих разрывах и трещинных зонах в конгломератах, гравелитах и базальтах локализуются жильобразные рудные тела, а на ограниченных участках — штокверкоподобные залежи.

Оруденение пластообразного типа развито в полосе северо-западного направления шириной от 50-100 м на южном фланге до 700 м на северном. Протяженность полосы 2,0-2,2 км. Залежи представлены большей частью узкими лентами шириной от 20 до 150 м и протяженностью от первых сотен метров до 800-1400 м. Пространственное положение залежей контролируется линиями сочленения крутопадающих швов-сместителей северо-западного простирания с пологим срывом в подошве покрова фельзитов. Залежи находятся на различных гипсометрических уровнях (от 300 до 420 м от дневной поверхности), что обусловлено смещениями пологопадающего нарушения по крутопадающим разломам, происшедшими до начала рудообразования (см. рис. 176,б). Ширина залежей определяется размерами блоков пород, заключенных между швами-сместителями, или же шириной пологопадающего нарушения, развивающегося вдоль крутопадающего разлома. В местах сочленения крутопадающих разломов с пологими нарушениями рудные залежи характеризуются максимальными мощностями и продуктивностью; по мере удаления от разломов мощности залежей постепенно уменьшаются и кондиционное оруденение смещается забалансовым. Мощности пластообразных залежей колеблются от 0,95 до 3,32 м.

Внутреннее строение пластообразных залежей западнее разлома 3 и в центральной части месторождения простое. Сплошность оруденения высокая, коэффициент рудоносности равен 1,0. Остальные пластообразные залежи более сложные за счет появления безрудных блоков или блоков с забалансовыми рудами.

Пластообразные залежи характеризуются высоким качеством руд: среднее содержание урана в целом по залежам составляет 0,191%, в отдельных залежах — 0,25-0,28%. Пластообразные залежи представлены настуран-коффинитовыми рудами. В богатых рудах, в узлах сочленения пласта с крутопадающими залежами, преобладает настуран, доля коффинита до 20%. В пласте содержание коффинита увеличивается до 40-50%. Рудоносность пласта различна. Наиболее продуктивными являются туфопесчаники и туфы фельзитов, в меньшей степени — черные углистые туфопесчаники. В конгломератах наиболее насыщенными рудными минералами являются периферические части крупных галек гематитизированного и хлоритизированного кирпично-красного липарита. Они контрастно выделяются на черном фоне цемента. В цементе настуран и коффинит образуют полные псевдоморфозы по пепловым частицам. В рудных сечениях пласта встречаются обугленные растительные остатки, содержащие густую тонкую вкрапленность урановых минералов. Для рудовмещающих пород характерна тонкодисперсная пиритизация и хлоритизация. Рудные минералы в основном равномерно распределены в породе, создавая тонковкрапленную и эмульсионно-вкрапленную текстуры руд. Вблизи крутопадающих рудовмещающих швов появляются прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные текстуры.

Жилеобразные тела в рудоносной зоне 2МТ образовались в пространственно обособленных крутопадающих крупных швах и трещинах северо-западного и субмеридионального простираний в осадочных породах, реже — в базальтах. Вдоль крупных швов 10 и 11 оруденение прослеживается в покрове фельзитов на высоту до 20-50 м. По падению большая часть рудоносных трещин не прослеживается до кровли нижнего покрова трахидацитов, а экранируется пачкой алевролитов и алевропесчаников, залегающих на среднем покрове базальтов (см. рис. 176,б).

Рудовмещающие трещины, как правило, субпараллельны основным сместителям, реже диагональные, с падением согласно швам. Форма и размеры жильобразных рудных

залежей predeterminedены внутренним строением рудовмещающих швов и сопровождающей их трещиноватостью. Залегание их крутое с падением под углами 60-80°; ограничиваются по простиранию крупными разрывами субширотного простирания. Ограничениями рудных тел в вертикальном разрезе являются контакты осадочных и эффузивных пород, но большей частью они естественно выклиниваются. Протяженность рудных тел от 50 до 750 м, средняя мощность составляет 2,33 м. Увеличение мощности рудных тел, образование раздувов и апофиз происходит на участках сопряжения разно ориентированных тектонических разрывов.

Жилообразные тела характеризуются высокими сплошностью оруденения и качеством руд. Содержания урана по отдельным телам колеблются от 0,086 до 0,465%, при этом на отдельных участках размером 30x120 м образуются скопления весьма богатых руд со средним содержанием урана 1,890%.

Штокверкоподобные залежи в пределах рудоносной трещинной зоны 2МТ получили ограниченное развитие и характеризуются низким качеством руд. Штокверкоподобная залежь, образовавшаяся в базальтах среднего покрова, контролируется полосой сближенной трещиноватости СЗ 300-320° простирания, субпараллельной крупному разлому 3. Мощность рудных залежей достигает 29,0 м, содержание урана 0,364%, мощность безрудных участков и забалансовых руд, разделяющих кондиционные руды, колеблется от 3,0 до 9,1 м. Рудонасыщенность высокая. Оруденение в крутопадающих и штокверкоподобных рудных залежах распределено неравномерно. Максимальные концентрации рудных минералов, образующие сложные линзовидные, прожилковые, прожилково-вкрапленные скопления, приурочены к сосредоточенным хорошо проявленным тектоническим швам. Вдоль швов оруденение развивается и во вмещающих породах. Руда в тектонических швах характеризуется брекчиевыми текстурами, в зальбандах — вкрапленными и эмульсионно-вкрапленными. Рудовмещающие породы аргиллизированы, пиритизированы и карбонатизированы. Рудная минерализация представлена настураном и коффинитом. В качестве попутного компонента присутствует молибден в форме молибденита и иордизита.

Рудоносная трещинная зона 4МТ развивается в нижнем покрове трахидацитов на всю его мощность. Протяженность зоны 1,4-1,6 км, ширина — от 100-150 до 450 м. Оруденение в пределах рудоносной зоны крайне неравномерное и продуктивность определяется степенью трещиноватости. Наиболее интенсивная трещиноватость и максимальная рудонасыщенность проявились над осевой частью выступа фундамента и над его крутым склоном.

Оруденение рудоносной зоны 4МТ представлено двумя структурно-морфологическими типами: жилообразными и штокверкоподобными урановорудными залежами. Некоторые залежи характеризуются сочетанием жилообразных и штокверкоподобных форм.

Штокверкоподобные залежи содержат 43% запасов урана рудоносной зоны. Наиболее протяженные и мощные залежи локализуются в местах сочленения крутопадающих нарушений и трещин субмеридионального и северо-западного простираний или вблизи экранирующих поверхностей. На выклинивании по простиранию или по падению штокверкоподобные залежи нередко имеют упрощенное строение за счет уменьшения количества и мощности рудоносных трещин и приобретают жилообразную форму.

Рудовмещающими в контурах штокверкоподобных залежей являются относительно крутые (60-80) трещины северо-западного и меридионального простираний. Ширина залежей колеблется от 10 до 45 м, протяженность — от 70 до 350 м, высота — от 10 до 140 м. Границами штокверкоподобных залежей по высоте служат пологопадающие внутриспоровые и межпластовые срывы, на отдельных участках происходит естественное выклинивание мелких рудовмещающих трещин. Протяженность основной массы рудных трещин не превышает первые десятки метров, иногда достигает 100-150 м; мощности рудных залежей колеблются от 0,3 до 17,3 м, а на участках сближенных рудоносных трещин достигают 42,7 м. Мощности безрудных интервалов или интервалов забалансовых руд не превышают 3,0-10,4 м. Залежи характеризуются преимущественно высокой рудонасыщенностью. Распределение урана в пределах отдельных рудных сечений относительно равномерное, содержание колеблется от 0,080 до 0,404%, преобладают рядовые руды.

Жилообразные рудные залежи содержат 57% запасов урана в пределах трещинной зоны 4МТ. Они локализованы в основном вдоль трещин северо-западного простирания на участках выклинивания штокверкоподобных залежей; кроме того, жилообразные тела образовались и вдоль меридиональных разрывов. В большинстве случаев установлено естественное выклинивание оруденения, реже отмечается ограничение оруденения пологопадающими внутриспоровыми срывами или контактами различных пород.

Жилообразные рудные тела характеризуются большой изменчивостью внутреннего строения. В одних случаях развивается серия субпараллельных рудоносных трещин, между которыми устанавливаются забалансовые руды и безрудные участки мощностью до 3-5 м, а рудные интервалы имеют суммарную мощность до 10-15 м, в других случаях с основными рудовмещающими швами сочленяется трещиноватость других направлений, образуя раздувы мощностью до 15 м. Сплошность оруденения высокая. Жилообразные тела характеризуются рядовыми рудами.

Рудоносная трещинная зона 5МТ развилась на 5-м литолого-структурном уровне в нижнем покрове базальтов. Она находится на южном фланге месторождения над выступом фундамента и контролируется швом 5а Тулукуевской зоны разломов. Зона характеризуется относительно слабым проявлением трещинной тектоники и низкой рудонасыщенностью. В ее пределах развиваются непротяженные (первые сотни метров) рудоносные разрывы северо-западной и субмеридиональной ориентировки, а также мелкие трещины. Верхней и нижней границами рудоносной трещинной зоны 5МТ являются кровля и подошва покрова базальтов. Оруденение локализовано в форме небольшой штокверкоподобной залежи и четырех жилообразных тел, которые составляют 2% запасов урана месторождения.

Штокверкоподобная залежь приурочена к узлу сочленения тектонических разрывов меридионального и северо-западного простирания и локализована в основном в нижней части покрова базальтов. Контур рудной залежи очень сложный и определяется в плане и в разрезе границами естественного выклинивания оруденения, лишь на северо-восточном фланге залежь ограничена тектоническим швом 5а. В верхней части залежь представлена штокверком, вытянутым вдоль разлома 5а, по падению часть рудовмещающих трещин выклинивается в 30-40 м от подошвы базальтов, а основная часть экранируется пологопадающим нарушением на контакте базальтов с гранитами фундамента, ниже этого нарушения оруденение отмечается только по разлому 5а в виде простой жилы. Штокверк характеризуется высокой рудонасыщенностью. В рудных сечениях обычно два-три интервала кондиционных руд мощностью от 0,6 до 23,2 м, разделенных интервалами забалансовых руд или пустых пород мощностью 3,1-11,6 м. Руды бедные и рядовые, содержание урана от 0,056 до 1,256%, среднее содержание урана по штокверку 0,131%.

Жилообразные рудные тела характеризуются небольшими размерами и в основном относительно простым строением. Локализуются они в крутопадающих тектонических нарушениях субмеридионального и северо-западного простираний. Средние мощности рудных тел от 0,71 до 5,79 м, средние содержания урана колеблются от 0,110 до 0,411%.

Рудоносная трещинная зона 6МТ сформировалась в нижнем структурном этаже (6-й литолого-структурный уровень) в гранитах. Оруденение распространено на глубину не более 50-100 м от поверхности фундамента. Рудонасыщенность трещинной зоны 6МТ крайне низкая. Оруденение в гранитах установлено лишь на локальных участках выступов фундамента и локализуется как вдоль самостоятельных "слепых" трещин, проявленных только в гранитах, так и вдоль "сквозных" трещин, прослеживающихся без нарушения сплошности оруденения в покров трахидацитов. Протяженность рудовмещающих трещин не превышает 50-100 м.

Промышленное оруденение в рудоносной зоне 6МТ установлено в центральной части и на южном фланге месторождения, оно сосредоточено в четырех рудных залежах и составляет лишь 2% от общих запасов урана Мало-Тулукуевского месторождения.

Наиболее крупная залежь приурочена к узлу сочленения тектонических нарушений 3 и 11 вблизи кровли гранитов на глубине 600 м от поверхности. Контролируется она зоной трещиноватости северо-западного (320°) простирания, развившейся на продолжении по падению нарушения 11. Протяженность залежи 120 м, ширина в наиболее рудонасыщен-

ной части достигает 45 м. Оруденение развивается на глубину 15-40 м от кровли гранитов. Залежь характеризуется сложным внутренним строением и представляет собой в плане вытянутый штотверк. Мощность рудных сечений достигает 10,3-21,1 м. В рудных сечениях отмечаются интервалы забалансовых руд и пустых пород мощностью до 9,8 м (коэффициент рудоносности 0,65). Преобладают рядовые руды, среднее содержание урана 0,201%. Урановорудная минерализация представлена браннеритом, коффинитом и уранинитом, последний преобладает. Текстуры руд гнездовокрапленные, прожилковокрапленные и брекчиевые. В руде наблюдаются маломощные прожилки друзовидного кварца, редко карбонатов, флюорита и сульфидов. Околожильные изменения представлены гематитизацией, окварцеванием, гидрослюдизацией и альбитизацией пород. Молибденовое оруденение проявлено слабо и пространственно обособлено от уранового. Молибденит локализуется в маломощных крутопадающих трещинах в виде не протяженных линзообразных скоплений. Остальные три рудных тела имеют сложную жилобразную форму, локализируются вдоль трещин северо-западного и субмеридионального простираний. Руды преимущественно рядовые, иногда высокого качества. Среднее содержание урана по рудным телам составляет 0,09, 0,133 и 0,201%, максимальное содержание достигает 3,373%.

На северном фланге месторождения в рудоносной трещинной зоне 6MT в узле сочленения шва 8 меридиональной Мало-Тулукуевской зоны разломов с северо-восточной ветвью Тулукуевской зоны северо-западного простирания и нарушениями близширотного направления локализовано рудопроявление урана "Якорь". Рудное тело мощностью 9,9 м вскрыто в выступе гранитов на глубине 650 м. Содержание урана составляет 0,354%, молибдена — 0,145%. Рудоносная зона имеет северо-восточное простирание. Рудовмещающие граниты красновато-бурого цвета, слабо раздроблены, участками брекчированы, пиритизированы. Отмечаются альбит, шамозит и небольшое количество гидрослюды. Прожилки кварца и шамозита пересекают зонки дробления с альбитом. Урановая смолка и уранинит образуют прожилки небольшой (1-2 мм) мощности, без четких зальбандов. Молибденит в виде крупночешуйчатых выделений проявлен локально. Обычно присутствует в наиболее крупных прожилках урановой минерализации, во вкрапленных рудах отсутствует.

Околорудные изменения

Мало-Тулукуевское месторождение относится к молибден-урановой формации, молибденит-коффинит-настурановому (с незначительной примесью браннерита и уранинита) минеральному типу, а по характеру гидротермальных изменений — к месторождениям, локализованным в аргиллизитах гидрослюдистой и монтмориллонитовой фаций. Низкотемпературный гидротермальный процесс, сформировавший урановое оруденение, проявился в нескольких последовательных стадиях: аргиллизации (фации монтмориллонитизированных и гидрослюдизированных пород), криптокварц-карбонат-сульфидной, основной рудной-кварц-молибденит-коффинит-настурановой, пострудной-кальцит-флюорит-диккитовой.

На месторождении проявлен низкотемпературный тип гидротермальных изменений; высоко-, среднетемпературные новообразования не получили широкого развития, они установлены главным образом в породах фундамента. Основные изменения вмещающих пород происходили в прерудную стадию гидрослюдизации. Форма ореолов измененных пород соответствует морфологии рудных залежей и зависит от внутреннего строения тектонических зон. Гидротермальные изменения пород развиваются как вдоль крупных нарушений, так и по многочисленным трещинам.

Зоны измененных пород имеют сложное внутреннее строение и характеризуются телескопированием ряда последовательных метасоматических процессов. В составе ореолов гидрослюдизации выделяются периферийная, промежуточная и внутренняя зоны. В периферийной зоне (мощность первые метры) наряду с новообразованиями гидрослюды и карбонатов отмечается в значительном количестве ранний гематит. Породы промежуточной зоны (ореолы мощностью от 1 до 10 м, нередко до 50 м) содержат реликты раннего гематита, наряду с гидрослюдой и карбонатом появляется хлорит. Особенно чет-

ко эта зона выделяется в трахидацитах. Внутренняя зона характеризуется интенсивным развитием гидрослюды в ассоциации с карбонатами, пиритом, хлоритом, кварцем и другими минералами. Мощность этой зоны от нескольких сантиметров до первых метров.

Результаты дифрактометрического определения глинистой фракции измененных пород показывают, что состав глинистого компонента измененных пород варьирует в зависимости от температурных условий минералообразования, состава вмещающих пород и проявленности стадий аргиллизующего процесса.

Околорудные изменения пород верхней рудоносной зоны (2MT) относятся преимущественно к гидрослюдисто-монтмориллонитовому типу. Расположенная ниже рудоносная трещинная зона 4MT характеризуется развитием ореола гидрослюдизации. Состав ореола преимущественно гидрослюдистый; кроме того, в пределах зоны широко развита слабая по интенсивности хлоритизация (шамозит). Ореолы смешанослойного гидрослюдисто-монтмориллонита в трахидацитах проявлены в стороне от рудных тел, на их выклинивании по простиранию в виде прерывистых линз. В рудоносной зоне 5MT состав ореолов гидрослюдизации более сложный. В периферийной зоне ореола, в первых метрах от рудных тел, проявлен ранний монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит и смешанослойный гидрослюдисто-монтмориллонит (Г — 60%). Ближе к рудным жилам в структуре смешанослойного минерала количество пакетов гидрослюды увеличивается до 75-85%. Зона 6MT характеризуется преимущественным распространением ореолов гидрослюды или смешанослойного минерала с количеством пакетов гидрослюды до 95%. Отмечаются зоны интенсивной поздней каолинизации.

Среди низкотемпературных минеральных комплексов, кроме метасоматических и прожилковых выделений гидрослюдисто-монтмориллонита, широкое развитие получили окварцевание, карбонатизация, шамозитизация, флюоритизация, рудосопровождающая гематитизация II, почти не выходящая за пределы контуров рудных тел.

Особенностью месторождения является локальное распространение на нижних горизонтах альбитизации, предшествующей отложению урановых минералов. Окварцевание метасоматическое и прожилковое. Широкое распространение, особенно в трахидацитах и гранитах, получили микробрекчии с красновато-сургучным, серым и черным криптокварцем в цементе. Черный криптокварц характеризуется повышенным содержанием пирита и кристичешуйчатого молибденита. Отмечается окварцевание в фельзитах и туфах, в базальтах оно проявлено в меньшей степени. В окварцованных породах присутствуют сульфиды (пирит, молибденит, реже галенит), образующие рассеянную вкрапленность, маломощные прожилки, нередко жилы, гнезда, цемент брекчий. Заметно проявленная на месторождении хлоритизация образует маломощные прожилки и метасоматические обособления. Ранний кристичешуйчатый хлорит замещается гидрослюдой, более поздние генерации хлорита (шамозит) пересекают минералы рудной стадии. Отмечается хромсодержащий хлорит-кочубейт. Карбонаты, развитые в виде прожилков и жил, довольно широко распространены на месторождении. Жилы пластинчатого кальцита чаще встречаются в рудоносных трещинных зонах 4MT и 5MT в трахидацитах, базальтах и осадочных породах.

Флюорит в виде метасоматической вкрапленности крутопадающих жил, прожилков, цементирующей массы брекчий наиболее развит вдоль рудоносных трещин в пределах зон 4MT, 5MT, и 6MT. Выделяется флюорит двух генераций — более ранний, иногда содержащий включения коффинита и настурана, и поздний, относящийся к пострудным образованиям. Флюорит отложился в основном в контурах урановорудных залежей и иногда лишь распространяется на небольшое расстояние за их пределы.

Непромышленные проявления бериллия представлены бертрандитом, образующим в трахидацитах, базальтах и осадочных породах редкие микропрожилки и метасоматическую вкрапленность в ассоциации с кальцитом и шамозитом.

К поздним образованиям, проявленным в контурах урановорудных тел, относятся также прожилки пострудных кальцита и кварца, барит, киноварь, пирит и диккит. Барит и киноварь отмечены в виде мелких зерен в кальцитовых прожилках. Прожилково-метасоматические образования диккита в большей степени проявлены в гранитах.

На месторождении проявлены собственно урановый и комплексный молибден-урановый промышленные типы руд. Руды в основном первичные, окисленные руды имеют локальное распространение.

Собственно урановые руды характерны для пластообразных залежей. Штокверкоподобные залежи и жиллообразные тела представлены как собственно урановыми, так и комплексными молибден-урановыми рудами. Последние составляют около 70% от общей их массы.



Рис. 177. Радиография образца гематитизированного и пиритизированного базальта Мало-Тулукуевского месторождения; прожилково-брекчиевая текстура руды (уменьшено в 2 раза; экспоз. 6 сут)

Промышленным типам руд соответствуют следующие природные разновидности: настуран-коффинитовая, коффинит-настурановая, молибденит-коффинит-настурановая. В настуран-коффинитовых рудах молибденит, как правило, не образует промышленных концентраций.

В жиллообразных и штокверкоподобных залежах преобладают коффинит-настурановые руды, они составляют до 70% от рудной массы. В богатых частях рудных образований содержание настурана составляет около 70%. В комплексных рудах содержание молибденита менее 1%. В рядовых рудах этих залежей проявлена настуран-коффинитовая разновидность с содержанием коффинита от 50% и более. Эти руды в трахидацитах содержат примесь браннерита в количестве не более 5%. Руды с примесью браннерита составляют не более 1% от общего количества настуран-коффинитовых руд и наличие его не сказывается на технологических свойствах руд.

Минеральный состав руд пластообразных залежей на месторождении настуран-коффинитовый, в них коффинита более 50%, молибденит отсутствует.

По составу рудовмещающей массы руды относятся к алюмосиликатному типу; руды в базальтах характеризуются повышенным содержанием карбонатов.

Руды месторождения характеризуются разнообразием текстурно-структурных особенностей (рис. 177, 178). Для богатых и рядовых руд наиболее характерными являются вкрапленные текстуры (густовкрапленные, эмульсионно-вкрапленные), реже прожилковые. В сложных тектонических узлах с богатыми рудами наблюдаются брекчиевые текстуры. В крутопадающих жилах чаще отмечаются прожилково-вкрапленные, вкрапленные и брекчиевые текстуры, в пластовых залежах — вкрапленные, эмульсионно-вкрапленные и вкрапленно-прожилковые.

Сопутствующая молибденовая минерализация бедная, молибденит-коффинит-на-

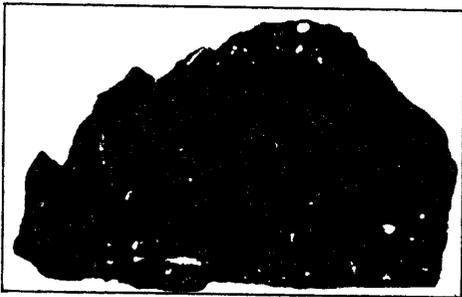


Рис. 178. Радиография образца гематитизированного и гидрослюдазированного туфа фельзита Мало-Тулукуевского месторождения (уменьшено в два раза; экспоз. 10 сут)

настурановая ассоциация наиболее характерна для рудоносных трещинных зон 4МТ и 6МТ. В редких случаях в маломощных рудоносных трещинах обнаружены повышенные концентрации: свинца — до 0,1%, меди — 0,05, серебра — 0,002, мышьяка — 0,3, цинка — 0,5, ртути — 0,1, сурьмы — 0,05, бериллия — 0,5%; золота — 0,32 г/т; они не имеют промышленного значения. Аномальные концентрации серебра ассоциируют с ураном, молибденем, свинцом и медью. Минералогическими исследованиями в урановых рудах установлена блеклая руда, чаще отмечающаяся в аншлифах, реже — микроскопически в прожилках мощностью 1-2 мм в виде вкрапленности, гнезд в парагенезисе с наиболее распространенными сульфидами — молибденитом, пиритом, галенитом.

В рудных телах месторождения прослеживается минеральная ассоциация: гидрослюда, гематит, хлорит, кварц мелкозернистый (лейстовидный), коффинит 1, настуран 1, молибденит, коффинит 2, кварц короткостолбчатый, настуран 2, пирит, шамозит, браннерит, флюорит, кальцит, браннерит (спорадический).

Настуран является основным рудообразующим минералом и представлен двумя генерациями — вкрапленной и жильной. Имеет место и более поздняя генерация — настуран 3, выполняющий пустоты друзовидного кварца, нередко он ассоциирует с флюоритом, галенитом и пиритом. Настуран выделяется в виде мелких (0,01-0,002 мм в диаметре) сферолитов, образующих колломорфные и скорлуповатые структуры. Реже размеры сферолитов достигают 1 мм в диаметре. Иногда он образует выделения неправильной формы. Настуран подвержен активной коррозии коффинитом, поэтому зерна настурана нередко имеют реликтовую форму выделений. В богатых настурановых рудах часто наблюдаются кокардовые текстуры. В них с настураном ассоциируют коффинит, браннерит, молибден, пирит, галенит, клейофан, марказит, блеклая руда, из нерудных минералов — хлорит (шамозит), гидрослюда, кварц, гематит, флюорит.

Коффинит, как уже отмечалось выше, тесно ассоциирует с настураном и распространен в рядовых и бедных рудах. Чисто коффинитовые руды имеют ограниченное распространение. На месторождении проявлено не менее двух его генераций. Не исключено развитие в туфах фельзитов гипергенного коффинита, ассоциирующего с минералами марганца (пиролозитом, псиломеланом) и окислами трехвалентного железа. Коффинит 1 встречается в виде выделений неправильной формы, часто замещает настуран 1, а также образует тонкоколломорфные корочки вокруг зерен пирита. Размеры выделений — сотые-десятые доли миллиметра в диаметре. Коффинит 2 сростается с настураном 2, форты-десятые доли миллиметра в диаметре. Коффинит 2 сростается с настураном 2, форты-десятые доли миллиметра в диаметре, часто цементирует глобулы настурана 2, реже образует обособленные выделения. В пластовых залежах коффинит слабеет вытянутые скопления (до 2 мм в длину) неправильной формы метасоматического происхождения, иногда замещает мелкие "рогульки" вулканопрожилковые выделения коффинита. В пласте отмечаются гнездово-метасоматические и микропрожилковые выделения коффинита.

Изучение на рентгеновском микроанализаторе показало, что для коффинита характерно переменное содержание кремнезема и урана. Кроме того, в химическом составе коффинита отмечается несколько повышенное содержание Al_2O_3 , CaO , ZrO_2 . Микронный рентгеноспектральный анализ (И.Н.Егоров, А.Н.Погибельный, ВНИИХТ) коффинита дал повышенное содержание P_2O_5 (до 5,04%), содержание кремния — 15,56%, что свидетельствует о проявлении в рудах наряду с коффинитом фосфорсодержащего компонента (нингюита).

Уранинит — наиболее распространенный минерал в рудоносной трещинной зоне 6МТ в гранитах. Он тесно ассоциирует с гидрослюдой, браннеритом, коффинитом и молибденитом. Идиоморфные кристаллы уранинита сохраняют кубическую форму, но нередко представлены округлым выпуклым каркасом вокруг граней куба. Размеры зерен уранинита составляют сотые-десятые доли миллиметра. Уранинит замещается коффинитом.

Браннерит, проявленный в незначительном количестве в трахидацитах и гранитоидах, образуется путем замещения титансодержащих минералов вмещающих пород. Наблюдается в виде скоплений мелких удлиненно-призматических, пластинчатых кристаллов или выделений неправильной формы. Обычно он ассоциирует с настураном, коффинитом, уранинитом, молибденитом, хлоритом (шамозитом), пиритом и другими минералами рудной стадии. Размер отдельных кристаллов по удлиненным граням 0,012-0,018 мм,

ширина их не более 0,004 мм. Результаты исследования браннерита на рентгеновском микроанализаторе показали, что количество урана и титана в нем близко к обычному.

Исследования урансодержащего темно-фиолетового флюорита показали, что в нем содержатся включения уранового минерала неправильной формы. Эти выделения представлены коффином с различными формами — от мелкозернистой присыпки до мелкопризматических кристаллов.

Процессы окисления первичных минералов на месторождении проявлены не широко, носят трещинный характер и наблюдаются до глубины 400-430 м от поверхности. В зону окисления в основном попадает верхняя часть жильобразных рудных тел, локализованных непосредственно под покровом фельзитов, на глубину не более 50-70 м от подошвы покрова. Даже в этих частях рудных тел окисленные руды составляют ничтожную долю. В пластообразных залежах рудоносной трещинной зоны 2МТ окисленные руды также отмечаются локально, лишь вблизи примыкания их к крупным разломам, связанным с поверхностью.

Преобладают гидроокисно-силикатные ассоциации гипергенных минералов, при этом намечается последовательная смена гидроокислов силикатами урана. Гипергенные урановые минералы представлены преимущественно уранофаном и β -уранотилом. Отмечается замещение настурана гидронастураном.

Характерно наличие марганцевой минерализации в оруденелых туфах фельзитов (пиролюзита, псиломелана), обусловившей интенсивную черную пропитку породы. Довольно широко развиты гидроокислы железа (лимонит).

В качестве попутного компонента в урановых рудах Мало-Тулукуевского месторождения присутствует молибден. Минеральными формами его являются мелкочешуйчатый молибденит и иордизит (по данным ВИМС и ВНИИХТ — фемолит). Молибден находится в тесной генетической связи с ураном и развивается обычно в контурах урановорудных залежей. В нижнем покрове трахидацитов и в гранитах молибденовое оруденение установлено и в отрыве от урановорудных залежей. В рудах молибденит и иордизит встречаются в виде метасоматической вкрапленности, реже — прожилково-вкрапленных и колломорфных скоплений скрытокристаллического и радиально-лучистого строения.

Комплексные руды распространены в центральной части месторождения, образуют относительно узкую полосу северо-западного направления, и составляют 17% от общих запасов руды.

Распределение молибдена в рудных зонах крайне неравномерное. Основная часть запасов его сосредоточена в трещинной зоне 4МТ. Среднее содержание молибдена в комплексных рудах (в трахидацитах) 0,07%. В рудоносной трещинной зоне 2МТ комплексные руды локализуются в основном в базальтах и туфах. Среднее содержание молибдена 0,036%. В рудоносной трещинной зоне 5МТ молибден развивается спорадически. В зоне 6МТ молибден установлен в центральной части месторождения, содержание его колеблется от 0,005 до 0,239%.

По сравнению с молибденитом других месторождений Стрельцовского рудного поля на Мало-Тулукуевском месторождении молибденит более раскристаллизован, но обнаруживает элементы нарушенной структуры. По данным рентгеноструктурного анализа (ЦАЛ СПГО) молибденит представлен гексагональным политипом 2Н с примесью ромбоэдрического 3R. Кроме того, отмечен и рентгеноаморфный иордизит. Результаты электронной микроскопии (В.Т.Дубинчук, ВИМС) показали, что крупные зерна молибденита гексагональной модификации перекристаллизовываются в кристаллы таблитчатой формы, иногда в ассоциации с вновь образованными выделениями молибденита проявлены кристаллы ларкеита.

В осевых частях рудовмещающих зон гидрослюдизации кроме урана происходит концентрация молибдена, лантана, ниобия, титана (кларк концентрации Кк больше 1). Некоторые геохимические особенности имеют и оруденелые породы различного состава. Так, в породах, вмещающих пластообразную рудную залежь, концентрируются сурьма, кобальт, никель, цезий, хром (10-100 кларков), молибден, уран (5-10 кларков). В базальтах Кк > 100 характерен для сурьмы, 10-100 кларков — для урана, молибдена. В трахидацитах Кк > 100 кларков концентрации молибдена и сурьмы, от 10 до 100 кларков урана, бора, свинец. В базальных конгломератах кларки концентраций кобальта, молибдена, хрома, урана, никеля составляют от 8 до 12. В гранитах высокий кларк концентрации (10-100) имеет молибден, более низкий — (от 5 до 10) уран, никель, кобальт.

В пределах месторождения отмечается различие в проявленности эндогенных геохимических ореолов по вертикали: надрудные части месторождения отмечаются широкими ореолами цинка и свинца, которые фиксируются вдоль рудоносных трещинных зон и на поверхности коренных пород; для рудных и подрудных частей характерны ореолы молибдена и лития. В плане в центральной части месторождения развиты ореолы сурьмы, мышьяка, которые не характерны для флангов рудоносных структур.

Форма эндогенных ореолов соответствует структурно-морфологическим типам уранового оруденения.

НОВОГОДНЕЕ

Новогоднее месторождение урана расположено в западной части Стрельцовского рудного поля, в левом борту пади Тулукуй, в 1 км к югу от Тулукуевского месторождения (см. рис. 13, 63). Рудоносный участок вытянут в субмеридиальном направлении на 2 км при ширине 250 м, площадь месторождения 0,5 км².

Месторождение открыто партией № 324 Сосновской экспедиции в 1965 г. в процессе оценки бурением радиоактивной аномалии интенсивностью 250 мкР/ч в делювии трещиноватых каолинизированных и лимонитизированных фельзитов. Скважина на аномалии было вскрыто балансовое урановое оруденение в зоне дробления на контакте фельзитов со сферолитовыми липаритами на глубине 170 м. Первооткрыватели месторождения — А.Д.Кустов, Л.П.Ищукова, В.В.Сухобрусова, М.А.Шаргаев.

Глубинные радиометрические поиски установкой СУГП-10 позволили в 1966 г. партией № 32 Сосновской экспедиции выявить на участке ряд эманационных (до 220 эман) и радиоактивных (до 100 мкР/ч) аномалий, приуроченных к тектоническим зонам дробления и гидротермального изменения пород. Оценка этих аномалий в 1967 г. бурением привела к выявлению новых рудных тел. Предварительная разведка бурением скважин с поверхности была закончена в 1969 г. Детальная разведка месторождения проведена в течение 1971-1972 гг. с применением подземных горных выработок на одном горизонте из ствола шахты глубиной 122 м в комплексе с бурением скважин из подземных выработок и с поверхности. В этой работе принимали непосредственное и активное участие Ю.Г.Рогов, Л.П.Ищукова, И.А.Карпенко, В.П.Зенченко, М.П.Кузнецов, В.Е.Вишняков, Б.В.Авдеев. Изучение вещественного состава руд и окорудных изменений выполнено В.П.Роговой [78ф].

Геологическое строение месторождения

Новогоднее месторождение урана находится в узле сочленения одноименного разлома субмеридиального простирания с тектоническими нарушениями северо-западного направления. Оруденение локализуется в осадочно-вулканогенных породах верхнего структурного этажа над валообразным выступом фундамента.

Вмещающие оруденение осадочно-вулканогенные породы слагают стратифицированную толщу мощностью от 300 до 500 м, залегающую на неровной поверхности палеозойского гранитного фундамента, геологическое строение которого на площади месторождения слабо изучено. Как и на всей территории Стрельцовской кальдеры, осадочно-вулканогенный комплекс подразделяется на две свиты — нижнюю (приаргунскую) и верхнюю (тургинскую).

Приаргунская свита на участке месторождения отличается относительно небольшой мощностью отдельных покровов и горизонтов, соответственно небольшой суммарной мощностью (150-200 м). В составе свиты выделяется три покрова базальтов, два покрова трахидацитов, а также разделяющие их маломощные горизонты туфогенно-осадочных пород. Базальты нижнего покрова нивелируют поверхность фундамента, повторяя очертания главнейших форм его рельефа (рис. 179).

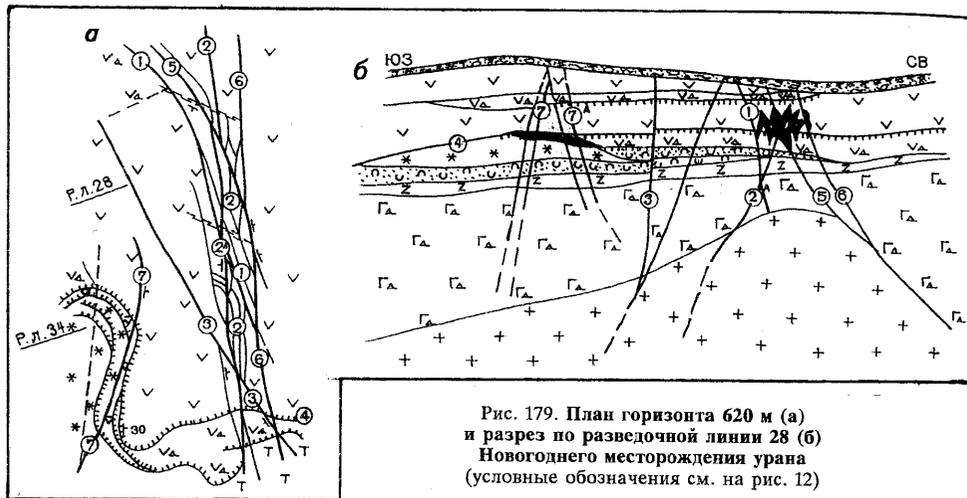


Рис. 179. План горизонта 620 м (а) и разрез по разведочной линии 28 (б) Новогоднего месторождения урана (условные обозначения см. на рис. 12)

Разрез тургинской свиты начинается горизонтом туфогенно-осадочных пород, которые залегают над трахидацитами верхнего покрова или над базальтами среднего покрова приаргунской свиты. Мощность горизонта туфогенно-осадочных пород от 20 до 70 м. В основании его залегают гравелиты с песчаным цементом и гранитным составом обломков. Выше в разрезе гравелиты сменяются туфогравелитами и гравийными витрокластическими туфами. Горизонт туфогенно-осадочных пород перекрывается покровом сферолитовых липаритов, отличающихся крайне неоднородным строением. Верхняя его часть сложена сферолитовыми разностями липаритов, в нижней части развиваются лавобрекчии сферолитовых липаритов, стекловатые и тонкополосчатые липариты с крутой флюидалностью и вулканические стекла. Покров в центральной части площади месторождения размывает и восточнее образовалась палеодолина, выполненная туфогенно-осадочными породами мощностью до 40 м, представленными конгломератами, гравелитами и туфопесчаниками. В восточной части они образуют единую пачку с гравелитами и туфогравелитами, подстилающими покров сферолитовых липаритов.

Верхняя часть разреза тургинской свиты представлена покровом массивных и слабо флюидалных фельзитов. Мощность покрова в центральной и северной частях месторождения составляет до 200-220 м, в южной и западной частях фельзиты выклиниваются. В составе покрова фельзитов установлены два согласных потока лавовых брекчий фельзитов: в основании покрова и на расстоянии 150-200 м выше его подошвы. Подавляющая часть запасов урана месторождения локализована в трещинной зоне в фельзитах между

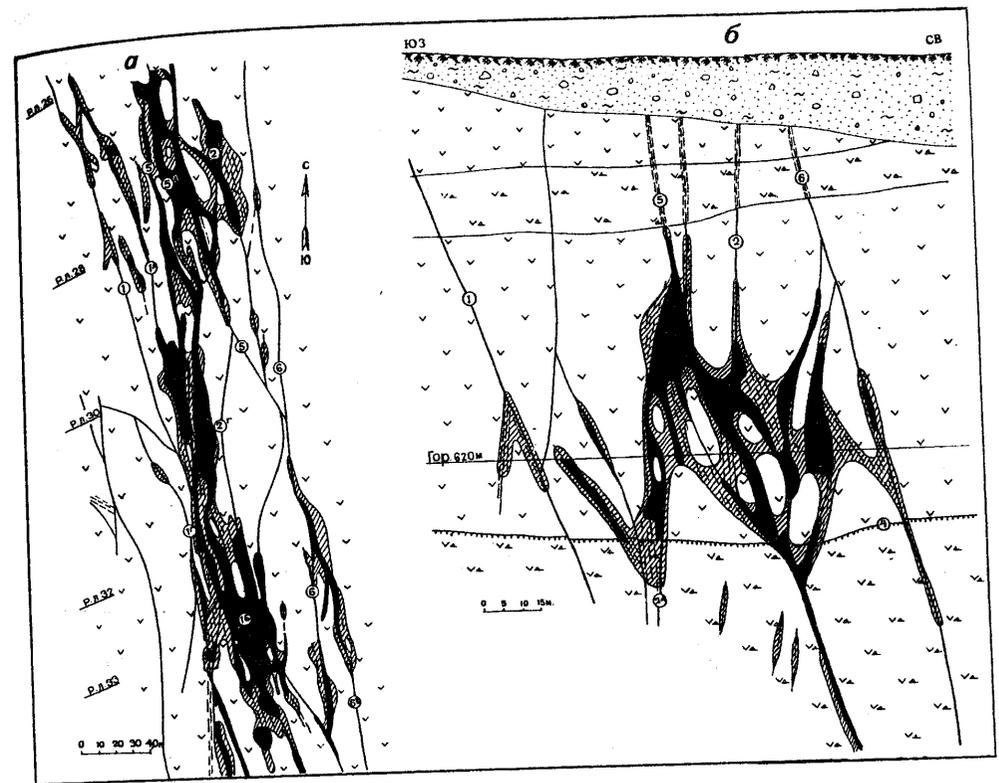


Рис. 180. Геологический план горизонта 620 м (а) и разрез по линии 28 (б) Новогоднего месторождения (условные обозначения см. на рис. 12)

потоками лавобрекчий; по отдельным тектоническим швам оруденение расположено выше подошвы верхнего потока и ниже кровли нижнего потока на расстоянии до 20-40 м (рис. 180).

Тектоника

Основу тектонического строения месторождения Новогоднего образуют крутопадающие разрывные нарушения субмеридионального и северо-западного простираний (см. рис. 180,а). Наиболее крупные нарушения характеризуются длительной историей развития и проявлены как в породах фундамента, так и в породах верхнего структурного этажа, обуславливая блоковую структуру участка.

Типичным для месторождения, как и для других месторождений Стрельцовского рудного поля, является положение месторождения над крутым (восточным) склоном эрозионно-тектонического валообразного поднятия фундамента, сформировавшимся в зоне субмеридиональных разломов на раннем этапе позднемезозойской активизации. Поднятие осложнено разломами северо-западного простирания.

Формирование осадочно-вулканогенного комплекса сопровождалось неоднократным возобновлением знакопеременных тектонических деформаций. В результате в верхней части разреза сформировалась сложная сеть взаимопересекающихся разрывных на-

рушений, характеризующихся в целом незначительными амплитудами перемещений даже по основным наиболее крупным сместителям.

В верхнем структурном этаже, кроме крутопадающих тектонических нарушений, на месторождении широко проявлены пологопадающие срывы по контактам горизонтов и покровов осадочно-вулканогенных пород с различными физико-механическими свойствами. Повсеместно развита мелкая секущая трещиноватость, сопровождающая основные разрывы, особенно на участках пересечения или сопряжения последних. Самостоятельную группу представляют проявленные в фельзитах трещины первичной отдельности, которые существенно влияют на морфологию рудных образований.

Основу тектонической структуры месторождения составляет система разрывных нарушений меридионального направления, названная Новогодним разломом. Это серия кулисообразно расположенных сближенных сложносопряженных субпараллельных разрывов, прослеженных в полосе шириной около 100 м на протяжении 3 км. Наиболее четко выделяются основной сосредоточенный шов 6 и сближенные разрывы 2 и 2А (см. рис. 179). Разлом 7 проявлен на западном фланге месторождения в 200-300 м от Новогоднего разлома и представлен серией сближенных швов близмеридионального простирания.

Тектонические нарушения северо-западного простирания распространены широко. Они развиваются параллельно древнему разлому в фундаменте и наиболее отчетливо проявлены на северном фланге и в центральной части месторождения. На северном фланге в пределах зоны нарушений северо-западного простирания шириной около 50 м выделяются два крупных шва (1, 5) и серия мелких. Швы 1 и 5 прослеживаются на протяжении более 2 км вплоть до сопряжения с Меридиональным разломом (см. рис. 180,а).

В 200-250 м к юго-западу от швов 1 и 5 прослежена параллельная зона нарушений шириной до 100 м, также прилегающая к Меридиональному разлому. Основой этой зоны является шов 3.

Субширотные тектонические разрывы на площади месторождения развиты практически повсеместно, но особенно широко в пределах покрова фельзитов. Концентрированные протяженные зоны разрывов этого направления встречаются редко.

Пологопадающие нарушения, представленные согласными межпластовыми срывами, широко проявлены на месторождении и развиваются повсеместно по контактам различных литологических разновидностей пород. Межпластовые срывы имеют слабоволнистую поверхность — согласно рельефу подошвы или кровли контактируемых пород — и сопровождаются зонами мелкой секущей трещиноватости в узлах пересечения с крутопадающими нарушениями, на участках усложнения рельефа их поверхности, а также зонами развалывания на контакте верхних базальтов с туфогенно-осадочными породами.

Наиболее детально на месторождении изучена межпластовая зона на контакте пород приаргунской и тургинской свит, являющаяся фрагментом тектонического нарушения 4, развитого на всей площади Стрельцовского рудного поля. Мощность зоны послонных деформаций и количество образующих ее срывов варьирует в значительных пределах и определяется количеством, составом и мощностью прослов пород, развитых между покровом липаритов и лавами фельзитов.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Урановое оруденение на Новогоднем месторождении локализовано на двух пространственно разобщенных участках: в зоне Новогоднего разлома и в узле пересечения крутопадающего разлома 7 с пологим межпластовым тектоническим нарушением 4 (см. рис. 179, 180).

В вертикальном разрезе оруденение располагается на верхнем литолого-структурном уровне в пределах выделяемой в Стрельцовском рудном поле рудоносной трещинной зоны 2 в нижней части покрова фельзитов (99,5% всех запасов месторождения).

Определяющим фактором в локализации оруденения является структурный. Наличие рудных скоплений, их качество и продуктивность, форма и размеры зависят от интенсивности деформаций отдельных блоков и морфологии рудовмещающих трещинных

зон. В свою очередь, проявленность тектонических деформаций в значительной степени определяется физико-механическими свойствами пород и относительной контрастностью последних в контактируемых горизонтах и покровах. Как показали проведенные исследования, на месторождении наиболее хрупкими породами являются фельзиты. Вследствие этого именно в покрове фельзитов максимально проявлено дробление и развитие зоны мелкой трещиноватости мощностью до 10 м, особенно вблизи швов крутопадающих тектонических нарушений. Фельзиты также характеризуются высокой пористостью и водопоглощением. Интенсивное развитие разрывных деформаций в сочетании с высокой пористостью создали в этих породах наиболее благоприятные условия для локализации прожилково-вкрапленной и вкрапленной минерализации.

В соответствии с пространственным положением и морфологическими типами основных рудовмещающих структурных элементов на месторождении выделяются две рудоносные зоны — Первая и Четвертая.

Первая рудоносная зона контролируется Новогодним разломом меридионального простирания и прилегающими к нему разрывами северо-западного направления. Протяженность рудоносной зоны в меридиональном направлении более 1700 м, ширина — от 50-70 до 100-150 м. Протяженность наиболее рудонасыщенной части зоны составляет 900 м. Основные запасы сосредоточены на трех участках, приуроченных к узлам сопряжения тектонических нарушений меридионального, северо-западного и субширотного простирания.

Вертикальная протяженность развития оруденения составляет 150-170 м. Выклинивание оруденения по восстанию происходит на глубине 20-30 м от современной поверхности, по падению — на глубине 220-230 м.

Урановорудные образования в Первой рудоносной зоне представлены двумя структурно-морфологическими типами — жильными крутопадающими и штокверкоподобными залежами. Положение первых контролируется тектоническими нарушениями (разлом 6, система разрывов 2) меридионального простирания и сопровождающими их зонами мелкой секущей трещиноватости. В системах нарушений северо-западного и субширотного простирания оруденение развивается только на участках их сопряжения с меридиональными разрывами. В местах сопряжения или пересечения разрывов различных направлений формируются штокверкоподобные залежи.

Пологие межпластовые срывы в пределах Первой рудоносной зоны не содержат уранового оруденения, хотя и влияют на морфологию рудных образований, ограничивая по падению и восстанию развитие рудовмещающих трещинных зон.

Наиболее крупное рудное тело, локализованное в Первой рудоносной зоне вдоль тектонического нарушения 2А (см. рис. 180,б), прослежено практически без перерывов на протяжении более 800 м при вертикальной протяженности 80 м. Мощности рудных тел колеблются от 0,4 до 12,7 м. На участках формирования штокверкоподобных залежей мощности рудного тела достигают 25-40 м.

Среднее содержание урана в рудах Первой рудоносной зоны составляет 0,280%, по отдельным пересечениям колеблется от 0,05 до 4,016%. Доля запасов богатых руд составляет 73,1% при среднем содержании урана в них 1,006%. Скопление богатых руд приурочено к местам сопряжения разноориентированных тектонических нарушений.

Выклинивание рудных залежей, как правило, постепенное: кондиционные руды переходят в забалансовые с сохранением мощности; редко оно ограничивается пологозалегающими послонными срывами или экранирующими крутопадающими трещинами субширотного простирания.

Четвертая рудоносная зона расположена в 200-300 м к западу от Первой. Урановое оруденение контролируется пологопадающими межпластовыми срывами тектонической зоны 4, в узле пересечения ее с крутопадающими разломами 7 и 7А субмеридионального простирания. В рудных залежах зоны сосредоточено 8% запасов месторождения.

Тектоническая зона 4 имеет ряд специфических особенностей в внутреннем строении, обусловленных главным образом наличием крутого склона палеодолины, ограничивающего покров сферолитовых липаритов. Вблизи крутого склона покрова липаритов наблюдается отсутствие в разрезе отдельных пластов в горизонте туфов или существенное

уменьшение их мощности. В результате отдельные межпластовые срывы сочленяются или сближаются, появляется большое количество диагональных трещин, образующих единую зону дизъюнктивных деформаций, имеющих мощность до 15-20 м. В целом эта зона расположена согласно склону палеодолины, а на участках наибольшей крутизны расщепляется на отдельные тектонические швы, которые косо пересекают кровлю липаритов и проникают в покров. Степень трещиноватости пород в тектонической зоне максимальная на участках пересечения ее крутопадающими разломами 7 и 7А. К этим участкам приурочено промышленное урановое оруденение.

Общая протяженность Четвертой рудоносной зоны 1300 м, ширина — до 1000 м. Наиболее изучен участок пересечения зоны 4 с разломом 7А. Оруденение здесь локализовано в двух сближенных линзообразных рудных залежах 4А и 4Б.

Рудная залежь 4А приурочена к кровле липаритов и располагается на глубине 130-180 м от поверхности. Основными рудовмещающими породами являются лавобрекчии сферолитовых липаритов и перекрывающие их туфы и эсплзивные разности фельзитов. Протяженность залежи по простиранию 290 м при ширине от 20 до 80 м (в среднем 30 м). Средняя мощность залежи 1,94 м, среднее содержание урана 0,185% при значительных колебаниях — от 0,054 до 1,161%.

Высокие концентрации урана приурочены к узлам сопряжения мелкой секущей трещиноватости и зон дробления с основными швами пологого срыва, где интенсивно развивается прожилково-вкрапленная минерализация. Кроме того, богатые руды локализуются в фельзитах, склонных к образованию густой сети мелкой трещиноватости на участках изгибов основных пологих швов по падению и простиранию.

Рудная залежь 4Б приурочена к зоне пологого срыва внутри покрова липаритов по контакту лавобрекчии и лав. Расположена она в 5-15 м ниже рудной залежи 4А. Протяженность залежи по простиранию около 240 м, ширина — колеблется от 10 до 45 м, средняя мощность — 7,92 м. Среднее содержание урана составляет 0,132%. Участки кондиционных руд приурочены к основным швам и сопровождающим их зонам мелкой трещиноватости, между которыми отмечаются блоки безрудных пород мощностью до 5 м.

К северо-западу от описанного участка в пределах Четвертой рудоносной зоны промышленное урановое оруденение установлено в узле пересечения пологой зоны тектонических нарушений 4 с крутопадающим разломом 7. Здесь происходит сближение (до 5-10 м) пологих межпластовых срывов, контролирующих положение рудных залежей 4А и 4Б, и урановое оруденение развивается преимущественно в покрове липаритов в зоне пологого срыва и в меньшей степени — на контакте липаритов с вышележащими фельзитами. Мощность рудной залежи составляет в среднем 1,66 м. Содержание урана колеблется от 0,052 до 1,272%, среднее составляет 0,121%.

Околорудные изменения и вещественный состав руд

Новогоднее месторождение относится к молибден-урановой формации, молибденит-настурановому минеральному типу. Низкотемпературный гидротермальный рудоформирующий процесс проявился в несколько телескопированных последовательных стадий, отвечающих общим закономерностям образования уранового оруденения в Стрельцовском рудном поле. В отличие от других месторождений на рассматриваемом объекте изменение вмещающих пород характеризуется интенсивной, хотя и локально проявленной альбитизацией.

Альбитизация вмещающих пород наиболее отчетливо проявлена на северо-западном фланге месторождения. В зонах альбитизации кислые эффузивы и их туфы приобретают кремовый оттенок. Альбит развивается по основной массе пород и слагает тонкие (доли миллиметров) прожилки, в которых центральные части выполнены кварцем.

На альбитизированные породы накладывается метасоматическое окварцевание, особенно интенсивное в сферолитовых липаритах, а также в лавобрекчиях фельзитов на юго-восточном фланге месторождения.

Вмещающие породы в зонах тектонических нарушений интенсивно гидрослюдизируются. Контуры ореолов гидрослюдизации и других гидротермальных изменений повторяют контуры рудовмещающих трещинных зон. Мощность ореолов гидрослюдизации колеблется от 10 до 20-30 м, редко достигает 50 м. В центральных частях зон гидрослюдизации развивается тонкодисперсный метасоматический настуран, сопровождающийся геалитизацией пород, придающий последним кремово-красноватый цвет. В осевых частях рудовмещающих тектонических нарушений брекчированные измененные породы с метасоматическим настураном спементированы анкеритом, друзовидным кварцем, настураном, молибденитом, иногда флюоритом и кальцитом, которые слагают прожилки и выполняют пустоты. В некоторых зонах дробления были обнаружены брекчии и прожилки, состоящие из фосфата (типа франколита), содержащего уран. Хлоритизация в рудовмещающих породах пользуется ограниченным распространением. В породах основного и среднего составов нижней части разреза она развивается более интенсивно.

По вещественному составу руды месторождения принадлежат к алюмосиликатному типу с небольшим содержанием карбонатов и сульфидов. По составу полезных компонентов они разделяются на собственноурановые и комплексные молибден-урановые.

Собственно урановые руды характерны для Четвертой рудоносной зоны, содержание молибдена в них не превышает 0,012%.

Молибден-урановые руды слагают крутопадающие жильные тела и штокверкоподобные залежи Первой рудоносной зоны. Содержание молибдена в этих рудах изменяется от тысячных долей до целых процентов, составляя в среднем 0,073%.

Основным рудообразующим минералом на месторождении является настуран. По размерам агрегатов и зерен уранового минерала выделяются руды мелкозернистые и тонкозернистые; ограниченным развитием пользуются среднезернистые и эмульсионные. Как правило, совместно встречаются руды двух-трех разновидностей.

Текстуры руд вкрапленные, прожилковые, реже брекчиевые со сложными взаимоотношениями.

В рудах Новогоднего месторождения в небольшом количестве проявлены прожилки друзовидного и мелкозернистого лейстовидного кварца, в центральных частях которых развит крупнокристаллический темно-фиолетовый флюорит. К участкам проявления друзовидного кварца приурочены прожилки настурана и скопления молибденита. В прожилках отмечаются как ранние генерации настурана с молибденитом, так и поздние, представленные только мелкоферролитовым настураном. Прожилки кальцита пересекают все выделенные только минералы и их ассоциации и завершают гидротермальный процесс.

Все руды месторождения находятся ниже зоны окисления, которая развивается до глубины 60-80 м от поверхности. По отдельным крупным тектоническим нарушениям зона окисления опускается до глубины 100-120 м. Незначительное окисление руд наблюдается в верхних частях рудных залежей Первой рудоносной зоны. Гипергенные минералы представлены гидроокислами железа и марганца, а вторичные урановые минералы — уранофаном, отенитом, ураноцирцитом. Изредка в зонах крупных тектонических нарушений в богатых урановых рудах настуран замещается бариевыми и кальциевыми водными окислами урана оранжевого и бурого цветов. В целом доля окисленных руд не превышает 1-2%.

Кроме урана и молибдена, в рудах присутствуют в незначительных количествах бериллий (0,006%) и свинец (0,034%), не представляющие промышленной ценности. Содержание флюорита также низкое и не превышает 1,15% при среднем значении 0,203%.

Геохимия руд и вмещающих пород

Уран и элементы-примеси в рудах Новогоднего месторождения образуют за пределами рудных залежей окаймляющие их эндогенные геохимические ореолы. Для руд месторождения характерен обычный для Стрельцовского рудного поля устойчивый набор элементов: уран, молибден, свинец, мышьяк.

Уран — основной элемент руд в первичном ореоле — может быть охарактеризован эквивалентной ему радиоактивностью, так как в рудах нет смещения радиоактивного равновесия. Почти на всей площади месторождения по данным гамма-каротажа скважин коренные породы под наносами характеризуются повышенной радиоактивностью от 42 до 50 мкР/ч при фоновых значениях для фельзитов 25-37 мкР/ч. В разрезе ореол повышенной радиоактивности развивается по восстанию зон рудовмещающих тектонических нарушений над рудными телами на 100-120 м и выходит на поверхность коренных пород, по падению прослеживается с резким уменьшением мощности (до 15-20 м) на 200 м ниже подошвы основных рудных тел.

Молибден образует самостоятельные минералы — молибденит и иордизит, а также присутствует в виде примесей в дорудном кварце, кальците, флюорите, пирите и галените. Фоновое содержание молибдена во вмещающих породах месторождения составляет $0,2 \cdot 10^{-3}\%$, превышая кларк его в два раза. Контуры первичных ореолов молибдена вписываются в ореолы повышенной радиоактивности и местами выходят под наносы. Над рудными телами (до 100-120 м выше границы развития оруденения) в зонах повышенной трещиноватости в фельзитах фиксируются ореолы с содержанием молибдена $0,7-10 \cdot 10^{-3}\%$. С глубиной ореолы молибдена резко выклиниваются.

Свинец концентрируется в урановых рудах в форме галенита, а также в виде примесей в настуране, молибдените и анкерите, образует эндогенные ореолы около рудных тел.

Наибольшие концентрации свинца ($20-100 \cdot 10^{-3}\%$) приурочены непосредственно к минерализованным зонам. Ореол с содержанием свинца $5-10 \cdot 10^{-3}\%$ распространяется на 100-120 м над рудными телами и резко выклинивается по падению ниже уровня оруденения. В центральной части месторождения ширина ореола достигает 80-100 м, на флангах он распадается на узкие (15-20 м) полосы вдоль отдельных тектонических нарушений.

Бериллий в рудах месторождения образует самостоятельный минерал — берtrandит — и присутствует в виде примеси в настуране, флюорите, криптоварце, галените, молибдените. Первичный ореол бериллия с содержанием металла $0,3-1,0 \cdot 10^{-3}\%$ выходит за контур уранового оруденения и вытягивается вдоль зоны Новогоднего разлома при ширине от 100 до 150 м. Более высокие концентрации бериллия (до $10 \cdot 10^{-3}\%$) тяготеют к рудным телам, выходя за их контуры не более чем на первые метры. В фельзитах в верхней части разреза ореол бериллия выходит под наносы, а на глубину в базальтах резко выклинивается.

Мышьяк присутствует в рудах в содержаниях от сотых до десятых долей процента и концентрируется в арсенидо-леллингите и в примесях (до первых процентов) в настуране, галените, молибдените, пирите; кроме того, в рудах обнаружен самородный мышьяк. Около основных рудных залежей месторождения мышьяк образует прерывистые ореолы интенсивностью $5-10 \cdot 10^{-3}\%$, тяготеющие к крупным протяженным разрывам и не выходящие под наносы.

В разрезе ореолы фтора фиксируются только в покрове фельзитов и выходят на поверхность коренных пород под наносы.

В целом в распределении элементов-спутников на месторождении устанавливается отчетливая вертикальная зональность: наибольшая интенсивность ореолов радиоактивности и молибдена характерна для интервала глубин 50-250 м от поверхности. Ореолы свинца и фтора проявлены более контрастно в верхней части разреза и выклиниваются на глубину. Мышьяк накапливается обычно в подрудных частях залежей, а также присутствует в рудах. Бериллий распределяется равномерно по рудным залежам, в надрудной части разреза интенсивность ореола уменьшается постепенно, в подрудной части — резко.

Месторождение Весеннее расположено в 600 м к юго-западу от Тулукуевского месторождения и в 500 м к северо-западу от Новогоднего. Площадь его составляет около $1,5 \text{ км}^2$ и охватывает левый борт пади Тулукуй (см. рис.63).

Урановое оруденение выявлено партией № 32 в марте 1968 г. при оценке бурением скважин на безрудность площадки под отвал карьера "Тулукуй", вскрышные работы на котором были начаты в мае 1969 г. Поисково-оценочные работы с бурением скважин на месторождении проведены в 1968 г. и первой половине 1969 г., по результатам которых месторождение определено как мелкое по запасам. Первооткрыватели месторождения — Ю.Г.Рогов, В.И.Пулин, А.Д.Кустов, И.А.Карпенко. В изучении месторождения принимали участие В.П.Рогова, Л.Л.Богданова [78ф].

Геологическое строение месторождения

Особенности геологического строения месторождения обусловлены его положением в узле пересечения тектонических нарушений меридионального простирания, развитых в лежачем боку Меридионального разлома, с системой разрывов северо-западного простирания, развитых параллельно Тулукуевской зоне разломов.

Вмещающие породы

В целом разрез вмещающих пород Весеннего месторождения имеет черты сходства с разрезом осадочно-вулканогенных образований восточной части Стрельцовой кальдеры. В то же время имеются и некоторые отличия.

Фундамент месторождения сложен палеозойскими метасоматическими розовато-серыми крупнозернистыми нередко порфиробластовыми биотитовыми гранитами. В центральной части месторождения граниты слагают эрозионно-тектонический выступ северо-западного простирания, имеющий рудоконтролирующее значение. Сводовая часть выступа имеет ширину 100-300 м и расположена выше участка Тулукуевского месторождения на 400-500 м. Выступ фундамента имеет асимметричное строение — западный и юго-западный склоны его пологие ($10-15^\circ$), северо-восточный — тектонический — относительно крутой (30° и более). В продольном направлении также устанавливается пологое погружение оси выступа от центральной части на северо-запад и юго-восток. Соответственно особенностям строения фундамента общая мощность осадочно-вулканогенной толщи изменяется от 250-300 м в центральной части месторождения до 400-450 м на его флангах. Максимальная мощность разреза установлена в восточной части месторождения и составляет 700 м. Общее простирание расслоенной осадочно-эффузивной толщи северо-восточное с пологим падением на юго-восток под углом $5-10^\circ$.

Разрез пород верхнего структурного этажа начинается базальными конгломератами, образующими маломощный (5-7 м) невыдержанный горизонт. Нижняя часть разреза (приаргунская свита) так же, как и на Тулукуевском месторождении, сложена переслаивающимися покровами трахидацитов, базальтов, включающими маломощные прослои туфогенных образований и разделяющиеся горизонтами алевролитов, песчаников и гравелитов.

На размытой поверхности верхнего покрова базальтов залегает пачка туфогенно-осадочных пород довольно пестрого состава, залегающая в основании разреза тургинской свиты. Общая мощность их от 15-40 до 60-80 м. В основании пачки залегает горизонт сероцветных среднезернистых песчаников, который вверх по разрезу сменяется горизонтом гравелитов, обломочный материал которых представлен преимущественно сферолитовыми липаритами. Гравелиты перекрыты выдержанным горизонтом туфов кислого состава мощностью 3-10 м. Выше туфов залегает горизонт разногальчатых конгломератов с галькой липаритов, базальтов, трахидацитов и гранитов. В верхней части пачки туфоген-

но-осадочных пород залегают горизонт (5-10 м) среднезернистых серых, зеленовато-серых, темно-серых песчаников с примесью туфового материала и углефицированных растительных остатков.

Разрез толщи пород верхнего структурного этажа завершается комплексом фельзитов, выходящим под наносы на всей площади месторождения. В основании фельзитового комплекса на пачке туфогенно-осадочных пород залегают маломощный (5-10 м) горизонт туфов фельзитов. Основная масса покрова фельзитов представлена флюидальными разностями, слагающими верхнюю часть разреза. Эксплозивные брекчии фельзитов залегают в нижней части покрова фельзитов. Другое тело эксплозивных брекчий мощностью около 10 м установлено в верхней части покрова фельзитов в юго-восточной части месторождения.

Коренные породы на участке месторождения повсеместно перекрыты современными отложениями мощностью от 10-25 до 35 м и представлены глинисто-щебенистым материалом, буровато-красной глиной и суглинком.

Тектоника

Участок Весеннего месторождения расположен в области пересечения тектонических нарушений меридионального и северо-западного простираний. Основные нарушения пересекают всю толщу вмещающих пород и при этом они более интенсивно проявлены в низах разреза над центральной частью выступа пород фундамента.

Площадь Весеннего месторождения с запада ограничена основным швом Меридионального разлома, представленного, по данным бурения, зоной интенсивно дробленных, брекчированных, развальцованных и гидротермально измененных пород. Западный — висячий бок разлома — является относительно опущенным, амплитуда сбросовых перемещений составляет не менее 200 м, достигая на отдельных участках 400 м и более. По Меридиональному разлому фельзиты приведены в соприкосновение со сферолитовыми липаритами.

Непосредственно на площади месторождения развиты меридиональные нарушения, оперяющие Меридиональный разлом. Они представлены в южной и центральной частях площади короткими тектоническими швами с небольшими (5-10 м) амплитудами перемещений сбросового характера. В северной части площади проявлены более мощные разрывы с амплитудами до 80-100 м, сопровождающиеся зонами неравномерного дробления и брекчирования пород и ореолами гидрослюдизации, хлоритизации, лимонитизации, пиритизации, флюоритизации и карбонатизации.

На месторождении преобладают тектонические нарушения северо-западного (320-340°) простирания. Они прослеживаются субпараллельно Тулукуевской зоне разломов и на северо-западном фланге причленяются к Меридиональному разлому. В центральной части месторождения нарушения северо-западного простирания концентрируются в тектоническую зону мощностью от 40 до 90 м, ограниченную двумя наиболее крупными субпараллельными крутопадающими тектоническими швами, между которыми развита серия кулисообразно расположенных параллельных и диагональных нарушений более высокого порядка. Простирание зоны северо-западное (320°), на северо-западном фланге при приближении к Меридиональному разлому простирание их меняется на субмеридиональное. Падение зоны в целом на юго-запад под углом 80-85°. Вдоль слагающих зону тектонических швов породы неравномерно дроблены и гидротермально изменены. За пределами этой основной тектонической зоны на флангах месторождения развивается серия разрозненных мелких нарушений северо-западного простирания. По нарушениям основной тектонической зоны, развитой над сводовой частью выступа фундамента, в результате последовательного перемещения мелких блоков нижний контакт комплекса фельзитов оказался поднятым в целом на 20-30 м относительно среднего уровня.

Довольно широко на месторождении проявлены пологозалегающие тектонические нарушения, представляющие собой послонные срывы в туфогенно-осадочных породах на контактах базальтов с трахидацитами и фельзитов с нижележащими породами. Наруше-

ния представлены зонами развальцевания, глиной трения и зеркалами скольжения на поверхностях пологих трещин.

Нарушения северо-восточного (60-70°) простирания входят в состав Аргунской тектонически ослабленной зоны и проявлены на месторождении зонами линейной трещиноватости.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Урановое оруденение на Весеннем месторождении локализовано в тектонической зоне дробления северо-западного (320-340°) простирания, проявленной вдоль выступа фундамента и прослеженной на 1200 м при мощности от 40 до 90 м. По положению в разрезе осадочно-эффузивного комплекса оруденение развивается, как и на Тулукуевском, Юбилейном и Новогоднем месторождениях, на втором литолого-структурном уровне и приурочено к наиболее тектонически нарушенной нижней части покрова фельзитов и подстилающей его пачке туфогенно-осадочных пород. Урановое оруденение в пределах основной рудовмещающей тектонической зоны прослежено на 500 м и в юго-восточном направлении не оконтурено. Ширина развития оруденения соответствует мощности тектонической зоны и составляет 40-90 м. По вертикали оруденение развивается в интервале глубин 10-170 м от дневной поверхности. Наиболее благоприятной для рудоотложения явилась нижняя часть покрова фельзитов вместе с эксплозивными брекчиями и туфами фельзитов (70-150 м от поверхности). В этом интервале сосредоточено около 70% запасов урана Весеннего месторождения.

Оруденение концентрируется в виде серии сближенных субпараллельных кулисообразно расположенных рудных тел жилкообразной формы. Рудные тела приурочены либо к основным тектоническим швам, либо к оперяющим и диагональным трещинам более высокого порядка в блоках между ними. При этом к системам мелких оперяющих нарушений приурочены наиболее мощные рудные тела с высокими содержаниями урана. Размеры отдельных рудных тел по простиранию колеблются от 100 до 300 м, по падению — от 25-40 до 100-130 м, мощность изменяется от первых десятков сантиметров до 7,0 м, составляя в среднем 2-3 м. Максимальные мощности рудных залежей отмечаются вблизи основания покрова фельзитов — в туфах и лавовых брекчиях. По падению и восстанию за пределами благоприятных для развития оруденения комплексов пород рудные тела постепенно выклиниваются. В целом распределение рудных тел в основной рудоносной зоне неравномерное. За ее пределами в результате бурения скважин установлено несколько небольших линзообразных рудных тел с убогим оруденением. Руды, локализованные в основной зоне, характеризуются весьма неравномерным содержанием урана, которое изменяется от 0,03-0,04 до 1,119%. При этом по ряду пересечений выделяются участки рудных тел мощностью в несколько десятков сантиметров, по которым содержание урана достигает 2-3%. Среднее содержание урана в рудах месторождения составляет 0,1%.

Околорудные изменения, вещественный состав и геохимические особенности руд

Для околорудных изменений вмещающих пород Весеннего месторождения характерны общие для всех месторождений Стрельцовского рудного поля закономерности. Отличительной особенностью является более широкое, по сравнению с прочими месторождениями, проявление процесса хлоритизации пород и слабое развитие альбитизации.

В зависимости от состава вмещающих пород изменяется и характер гидротермальных изменений: в фельзитах в верхней части разреза преобладают процессы гидрослюдизации и флюоритизации в туфогенно-осадочных породах, в эффузивах среднего и основного состава наиболее развиты гидрослюдизация, анкеритизация, хлоритизация и пиритизация.

Ореолы гидрослюдизации шириной до 100-150 м в фельзитах сопровождаются образованием в их центральных частях зон окварцевания. Над рудными телами в зонах гидрослюдизации развиваются ореолы тонкорассеянного флюорита. На глубину происходит уменьшение мощности ореолов. В нижних частях разреза мощность ореолов гидрослюдизации зависит от мощности зон трещиноватости и не превышает первых десятков метров.

На ореолы гидрослюдизации накладываются ореолы анкеритизации, наиболее интенсивно проявленные в базальтах, где они значительно шире первых. В трахидацитах ореолы анкеритизации вписываются в ореолы гидрослюдизации.

Хлоритизация вмещающих пород на месторождении развита наиболее интенсивно и приурочена к тектоническим зонам в породах нижней части разреза. По наиболее крупным нарушениям ореолы хлоритизации прослеживаются до основания эффузивной толщи и проявляются в гранитах фундамента. Характерна приуроченность большинства рудных тел к центральным частям зон хлоритизации. Пиритизация вмещающих пород проявлена локально вдоль крупных тектонических швов, ограничивающих основную рудноносную зону. Она развивается в породах нижней части разреза, реже — в низах покрова фельзитов. Пиритизированные разности пород оказываются наиболее благоприятными для локализации уранового оруденения.

По минеральному составу руды месторождения относятся к молибден-урановому типу и в отличие от руд других месторождений характеризуются незначительным развитием минеральных комплексов дорудной и пострудной стадий и малым количеством жильной минерализации, ассоциирующей с настураном. Первая дорудная стадия представлена маломощными (до 0,5 см) прожилками криптокристаллического кварца в породах нижней части разреза. Криптокварц пересекается тонкими прожилками мелкоагрегатного пирита. Минеральные комплексы второй стадии — рудной — представлены метасоматическим тонковкрапленным дисперсным настураном, образующим участками прожилки замещения. Настуран ассоциирует с гидрослюдами и сопровождается интенсивной гематитизацией вмещающих пород. Размер выделений настурана от долей миллиметра до 2-3 мм. Изредка с настураном ассоциирует метасоматический мелкочешуйчатый молибденит; другая рудная и жильная минерализация практически отсутствует. Метасоматические руды образуют гнездовообразные скопления в зонах микротрещиноватости и отличаются рядовым содержанием урана.

Отдельные рудные тела месторождения характеризуются преобладанием настурана третьей стадии, образующего тонкие (2-3 мм) ветвящиеся прожилки или цементирующего рудные брекчии. С настураном ассоциирует галенит (редкие кристаллы) и мелкочешуйчатый молибденит. Прожилки настурана пересекаются маломощными (3-4 мм) прожилками темно-фиолетового флюорита с включениями пирита, клейофана, халькопирита. Прожилковый настуран слагает рудные тела и линзы небольшой мощности с высокими содержаниями урана. Кроме урана в таких рудах в повышенных содержаниях концентрируются свинец, цинк, реже бериллий. Наиболее богатые руды образуются в участках телескопирования метасоматического и прожилкового настурана.

Развитие минеральных комплексов пострудной стадии минерализации в рудах месторождения зависит от состава вмещающих пород. В верхней части разреза, в низах покрова фельзитов, развиваются редкие прожилки друзовидного кварца, разноокрашенного флюорита, диккита. В трахидацитах проявлены также прожилки кальцита, количество которых заметно увеличивается в базальтах нижнего покрова — особенно на северо-западном фланге месторождения.

Урановое оруденение Весеннего месторождения характеризуется набором элементов-спутников, типичным для большинства месторождений Стрельцовского рудного поля: молибден, свинец, бериллий, мышьяк.

Уран в первичном ореоле развивается практически на всей площади месторождения. Коренные породы под наносами характеризуются повышением радиоактивности до 42-52 мкР/ч на фоне 35-37 мкР/ч. Ореол такой радиоактивности выходит за пределы площади и сливается с ореолом Тулукуевского и Новогоднего месторождений. Непосредственно над основной рудоносной зоной развит ореол радиоактивности 52-77 мкР/ч (с отдельными аномалиями до 90 мкР/ч), протяженность его 1100 м при ширине 100-150 м. В

разрезе ореол с глубиной значительно сужается и в породах нижних покровов над фундаментом по отдельным тектоническим нарушениям выклинивается.

Молибден образует значительно меньшие по сравнению с ураном первичные ореолы. Повышенные концентрации молибдена (до $5 \cdot 10^{-3}\%$) установлены в отдельных скважинах. На северном фланге месторождения зафиксирован ореол молибдена с содержанием $0,7-1,0 \cdot 10^{-3}\%$ шириной не более 50 м и протяженностью 200 м. В разрезе ореолы молибдена тяготеют к толще фельзитов (средняя часть покрова) и приурочены к рудо-вмещающей зоне дробления.

Свинец развит более широко относительно молибдена и образует в северо-западной части месторождения протяженный непрерывный ореол (300x30 м) с содержанием до $5-7 \cdot 10^{-3}\%$. В разрезе ореол свинца приурочен к покрову фельзитов и выклинивается в нижележащих породах. Особенностью поведения свинца в первичных ореолах является концентрация его на флангах месторождения, где развиты более широкие сплошные ореолы, и локальный характер их проявления в пределах основной рудоносной зоны.

Ореолы бериллия совпадают с ореолами свинца, несколько уступая им по размерам. В северной части месторождения установлен ореол бериллия протяженностью 300 м при ширине 150 м с содержанием $0,3-1,0 \cdot 10^{-3}\%$. Над основной рудоносной зоной бериллий фиксируется лишь в узких ореолах по зонам тектонических нарушений.

Мышьяк в относительно высоких концентрациях ($5-7 \cdot 10^{-3}\%$) развивается в породах нижней части разреза, не выходя в покров фельзитов.

Анализ рассчитанной продуктивности эндогенных ореолов элементов-спутников показывает, что высокие концентрации молибдена, свинца и бериллия преобладают в интервале глубин 100-200 м от поверхности, а мышьяк концентрируется под рудными телами на глубинах 200-250 м.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ

Месторождение урана Юго-Западное расположено в юго-западной части Стрельцовского рудного поля в пределах вулканического аппарата, вмещающего и рудопроявление урана Широкое. Рудоносный участок составляет 6 км^2 , охватывает склоны пади Талан-Гозагор и водораздел падей Тулукуй и Талан-Гозагор (см. рис. 13, 63).

Первые признаки уранового оруденения на участке были установлены партией № 324 Сосновской экспедиции в период 1963-1965 гг. при проходке канав и поисково-картировочного бурения с целью оценки радиоактивных аномалий, выявленных шпуровыми и глубинными (СУТП-10) поисками. В 1970-1972 гг. партией № 32 Сосновской экспедиции в зоне прибортового разлома разведано урановое оруденение, характеризующееся улучшением параметров на глубине. Проведенные партией № 324 в 1977-1978 гг. поисково-оценочные работы позволили дать прогнозную оценку ресурсов урана и перевести изучавшийся рудный объект в разряд месторождения, получившего название Юго-Западное. Первооткрыватели месторождения — Л.П.Ищукова и А.Д.Кустов. В этот же период было выявлено рудопроявление урана Широкое, локализованное в разломах меридионального простирания на северном фланге участка. Работы на участке периодически возобновлялись в 1979-1988 гг., с каждым этапом поисков и оценки ресурсы урана увеличивались, производилось наращивание запасов по категории C_2 , в итоге Юго-Западное месторождение определено как среднее по запасам. Рудопроявление Широкое признано непромышленным [32ф, 33ф, 34ф, 39ф, 49ф, 51ф].

Геологическое строение месторождения

Месторождение Юго-Западное включает одноименный вулканический аппарат трещинно-конусного типа в прибортовой части Стрельцовской кальдеры. Границами его являются: на востоке — Меридиональный разлом, на западе и юге — Западно-Тулукуевская

система кальдерных разломов, на севере — юго-восточные ветви Аргунской зоны. Субвулканические и жерловые образования вулкана прослеживаются среди пород фундамента в виде узкого тела сложного петрохимического состава, вытянутого в северо-западном субмеридиональном направлении более чем на 2 км, слоистые стратифицированные образования приаргунской и тургинской свит развиты весьма ограничено. В верхней части вулканической постройки объем жерловых фаций кислых эффузивов существенно увеличивается и вместе с липаритами и сиенит-порфирами они образуют конусообразный нект.

Породы нижнего структурного этажа, слагающие борта вулканического аппарата, представлены каледонскими порфировидными гранитами, содержащими ксенолиты орговикованных амфиболитов и кристаллических сланцев, менее распространены среднезернистые граниты варисского цикла. Граниты подверглись кремнещелочному метасоматозу, вдоль зон разломов микроклинизированы, слабо альбитизированы и грейзенизированы.

Граниты нижнего структурного этажа по периферии вулканической постройки в различной степени перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями приаргунской и тургинской свит.

Породы верхнеюрской приаргунской свиты распространены на фундаменте не повсеместно. Базальный горизонт конгломератов мощностью до 20 м фрагментарно картируется лишь в восточном борту вулкана. Базальты нижнего покрова обрамляют борта жерловины, в юго-западной части они выходят на поверхность и имеют мощность до 150 м. Чередование потоков лав массивных и мидалекаменных базальтов, их лавовых брекчий свидетельствует о проявленности нескольких фаз излияний, сформировавших покров мощностью до 400 м. В ряде случаев базальты прослеживаются вдоль системы бортовых разломов в виде узколинейного тела от поверхности до глубины 400-500 м, в связи с чем можно предположить о наличии пространственной сопряженности покрова с субвулканическими фациями и рассматривать их как комагматические породы. Трахидациты встречаются только в северо-западной части участка, где они через горизонт конгломератов залегают на нижнем покрове базальтов. Мощность трахидацитов не превышает 50 м. Иногда в верхней части покрова трахидацитов залегают их туфы мощностью до 20 м. Завершается разрез приаргунской свиты маломощным (до 15 м) горизонтом алевролитов.

После значительного перерыва в раннем мелу возобновляется активная вулканическая деятельность, на рассматриваемом участке проявившаяся в функционировании Юго-Западного вулкана, давшего в первой фазе излияния стекловатые полосчато-флюидальные липариты. Жерловые фации стекловатых липаритов вытягиваются в северо-западном близмеридиональном направлении вдоль борта вулкана на 2000 м в виде некта шириной 50-200 м и характеризуются крутой флюидальностью. В приконтактных частях образуются лавовые брекчий, содержащие обломки пород различного состава. Полосчатофлюидальные липариты выходят на дневную поверхность вдоль юго-западного борта вулканического аппарата. В последующую (вторую) фазу функционирования Юго-Западного вулкана происходили выбросы туфового материала и излияния лав сферолитовых липаритов, образовавших покров на значительной площади. Северная граница распространения сферолитовых липаритов совпадает с юго-восточными ветвями Аргунской зоны разломов, к востоку от Меридионального разлома через горизонт туфов липаритового состава мощностью 20-40 м они залегают на полосчато-флюидальных липаритах. После второй фазы извержения произошло обрушение вулканической постройки, о чем свидетельствуют образование глубокой впадины проседания в жерловой части вулкана, наличие блоков пород покровных фаций среди жерловых, наличие перемещенных к поверхности блоков фундамента и пород нижней части разреза осадочно-вулканогенной толщи. При излиянии лав в позднюю фазу вулканизма покровные образования мелко-крупновкрапленниковых липаритов заполнили впадину проседания. Мощность покрова в центре впадины достигает 300-400 м. В основании покрова залегает маломощный (до 30 м) невыдержанный горизонт лавовых брекчий и туфов. В липаритах иногда проявлена флюидальность, не повсеместно развиты линзовидные тела вулканических стекол и стекловатые разности липаритов, с которыми связана цезиевая минерализация. Жерловые фации липаритов представлены лавовыми брекчиями и дайковыми телами, развитыми вдоль зон бортовых разломов. Образование дайкообразных тел порфировых липаритов и сиенит-порфиров относится к завершающим фазам вулканизма. Мелкопорфировые липариты обычно образуются в эндоконтакте тел сиенит-порфиров и редко внутри последних.

Основное развитие дайки получили вдоль юго-западного тектонического борта вулканического аппарата, в ряде случаев они выходят за пределы вулкана в гранитное обрамление на первые десятки метров. В экзо- и эндоконтактах тел липаритов и сиенит-порфиров широко развиты зоны эруптивных брекчий. В центральной части вулкана при бурении глубоких скважин в нектообразном теле сиенит-порфиров встречено урановое оруденение. Контакты сиенит-порфиров с вмещающими липаритами эффузивных фаций осложнены тектоническими подвижками, сопровождающимися интенсивным дроблением и осветлением пород.

Тектоника

Тектоническое строение участка очень сложное. Это обусловлено его положением в блоке между крупными глубинными магмоподводящими Западно-Тулукуевским и Меридиональным разломами, пересеченном тремя мощными зонами широтных разрывов. Основные швы перечисленных систем тектонических нарушений являются сквозными, проявлены как в фундаменте, так и в породах верхнего структурного этажа; в эффузивах на различных литолого-структурных уровнях они сопровождаются зонами крутопадающей трещиноватости.

Западно-Тулукуевский разлом, ограничивающий с юго-запада и запада вулканический аппарат, сопровождается серией субпараллельных разрывов с крутым падением на северо-восток-восток. Меридиональный разлом, образующий восточный борт вулкана, на верхних горизонтах (до 500 м) имеет пологое падение на запад, затем оно постепенно переходит в вертикальное. Система нарушений меридионального простираения пересекает весь участок, она состоит из нескольких тектонических швов, проявленных интенсивно разрушенными и развальцованными породами; перемещения блоков по основным швам имели сбросово-сдвиговый характер, амплитуды вертикальных составляющих достигают 400-600 м и более. Нарушения высокого порядка меридионального простираения являются на участке продолжением рудоконтролирующих разломов Флюоритового, Краснокаменского, Пятилетнего (см. рис. 13) и контролируют положение субвулканических тел мелкокрапленниковых липаритов и сиенит-порфиров.

Разломы широтного, субширотного простираений и сопровождающие их трещинные зоны группируются в три основные полосы, имеющие важнейшее рудоконтролирующее значение. В северной части участка выделяется полоса, входящая в систему Аргунской зоны разломов. Крупные тектонические нарушения здесь ограничивают выступы пород фундамента и нижнего покрова базальтов. В верхней части разреза они проявлены трещинными зонами. На юге участка широтные разломы второй полосы осложняют юго-западный борт кальдеры, формируя его блоковое строение, перемещения по ним фиксируются большеамплитудными (до 100-200 м) горизонтальными подвижками в зоне Меридионального разлома. В центральной части участка прослеживается третья полоса широтных разломов, сбросово-сдвиговые перемещения по которым наиболее проявились в породах фундамента. В верхней части вулканогенной толщи над ними образовались зоны крутопадающей трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираений, создающие благоприятные обстановки для локализации оруденения.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Особенности локализации оруденения на месторождении определяются его положением в вулканическом аппарате среди пород жерловых и субвулканических фаций, приуроченном к тектоническому узлу с чрезвычайно сложным каркасом разрывных нарушений различных порядков, направлений и морфологии.

На месторождении выделены три рудоносные трещинные зоны сложного строения, проявленные южнее основных рудоподводящих разломов Аргунской зоны: Прибортовая, Северная и Юго-Восточная. Наибольшей рудонасыщенностью в пределах перечисленных трещинных зон характеризуются узлы пересечения тектонических швов Краснокаменского и Пятилетнего разломов с нарушениями широтного простирания; в узлах на разных гипсометрических уровнях возникли сложные зоны крутопадающей трещиноватости, явившиеся благоприятными структурными ловушками в период рудоформирования.

Прибортовая рудоносная зона контролируется Западно-Тулукуевским разломом северо-западного простирания. Протяженность зоны около 2 км, ширина — 60-140 м, оруденение по падению прослежено до 450 м от поверхности и не оконтурено. В зоне выделяется три рудонасыщенных участка, приуроченных к узлам сочленения нарушенного северо-западного, субширотного и субмеридионального простираний. Оруденение локализовано в приконтактных частях пород жерловых фаций, в гранитах и в базальтах. Рудные залежи имеют сложную штокверкоподобную, чаще жилообразную (рис. 181) формы. Мощность отдельных рудных интервалов колеблется от 0,3 до 13,0 м, содержание урана — от 0,05 до 0,22%. Глубина залегания рудных залежей 40-450 м от поверхности. Кроме урана в рудах устанавливается молибден, содержание которого составляет первые сотые доли процента.

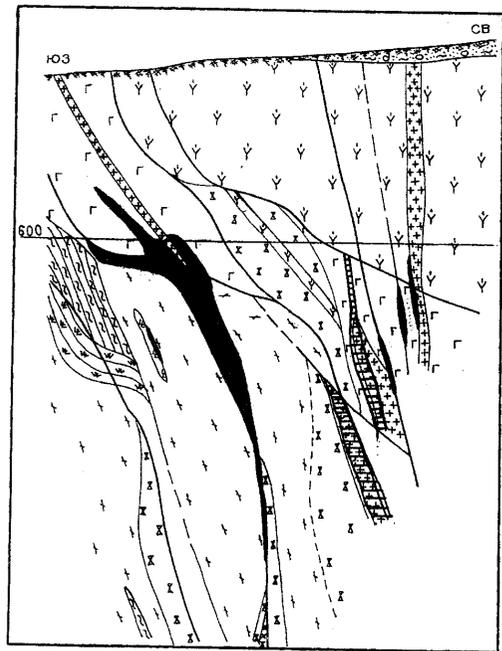


Рис. 181. Геологический разрез по разведочной линии 125+25 месторождения Юго-Западное (условные обозначения см. на рис. 12)

Северная рудоносная зона расположена в центральной части участка, контролируется меридиональными нарушениями, входящими в системы Краснокаменского и Пятилетнего разломов, прослежен-

на по простиранию на 1000 м широкой (от 300 до 600 м) полосой трещиноватых пород. На севере эта полоса примыкает к разломам Аргунской зоны, на юге — ограничивается субширотными трещинными нарушениями более высокого порядка. Наиболее рудонасыщенные участки приурочены к узлам сочленения разнонаправленных разрывов; рудовмещающими являются крутопадающие трещины высоких порядков, преимущественно северо-восточного простирания, оперяющие крупные разрывы и образующие мощные трещинные зоны, не имеющие четких ограничений. Оруденение локализовано в липаритах, сиенит-порфирах и гранитах на глубинах 450-700 м от поверхности. Маломощные рудоносные трещины достигают глубины 900 м. Размах оруденения по вертикали до 300 м. Рудные залежи имеют сложную штокверкоподобную форму и неравномерную рудонасыщенность. В целом для рудоносной зоны характерны бедные и рядовые руды с содержаниями урана от 0,05 до 0,25% на мощность от 0,3 до 9,0 м, реже встречаются богатые руды с содержаниями урана 0,46-0,50% на мощность 2,3-4,9 м.

На глубине 50-250 м от поверхности в Северной рудоносной зоне установлена рудовмещающая трещинная полоса северо-восточного простирания протяженностью более 150 м (на флангах не оконтурена) с бедным и забалансовым оруденением. Содержаниями урана в бедных рудах составляют 0,052-0,086% на мощность до 11,5 м. Мощность ореола забалансового оруденения достигает 56 м. В экструзивном некке оруденение комплексное — уран-молибден-полиметаллическое. В рудах и околорудных метасоматитах установлены

высокие концентрации цинка, свинца, мышьяка (до 1-3%), сурьмы (0,15), меди (0,03), молибдена (0,5%), серебра (до 40 г/т).

Юго-восточная рудоносная зона сформировалась вблизи Меридионального разлома в узлах сопряжения крупных широтных разрывов и северо-западных трещинных зон на глубине 130-550 м от поверхности. Прослежена она на 400 м при ширине от 40 до 300 м. На южном фланге рудоносная зона постепенно выклинивается, на севере — ограничивается разрывами субширотного направления. Установленный вертикальный размах оруденения 70-300 м. Оруденение локализовано в липаритах жерловой фации ниже подошвы покрова мелкокрапленниковых липаритов и приурочено к зонам брекчирования и трещиноватости. Мощность сосредоточенных зон брекчирования и трещиноватости достигает 90 м, в их пределах урановая минерализация образует прожилковидные скопления, в своей совокупности представляющие штокверкоподобную залежь с неравномерной рудонасыщенностью: интервалы с балансовыми рудами разделены забалансовым оруденением и пустыми породами. Мощность рудных интервалов от 0,6 до 6,8 м, содержание урана 0,054-0,234%, мощность интервалов забалансовых руд и пустых пород достигает 6,0-6,5 м.

Околорудные изменения и вещественный состав руд

Минералого-геохимическое изучение Юго-Западного месторождения позволило выявить характерные особенности, свойственные для урановых месторождений западной части Стрельцовского рудного поля: преимущественное развитие в рудовмещающих вулканитах монтмориллонита, каолинита и смешанослойного хлорит-монтмориллонита по сравнению с гидрослюдами в восточной части; более широкое, чем в восточной части, проявление пострудных гидротермальных процессов и их продуктов.

Изучение метасоматитов с применением рентгенодифрактометрического, оптического и иммерсионного методов определения глинистых минералов показало, что наиболее широкие ореолы в вулканитах (на всю ширину вскрытого разреза) образуют каолинит и монтмориллонит, часто присутствующие в глинистой фракции в соотношении 1:1. Хлорит-монтмориллонит локально проявлен в липаритах, заметнее — в базальтах и гранитах. Липариты с прожилками корренсита характеризуются повышенными (до 0,145%) содержаниями Li_2O (ЦАЛ, СГП).

В зонах интенсивных изменений, вмещающих рудные тела, иногда пространственно совмещена с каолинитовыми и монтмориллонитовыми изменениями гидрослюдазация. Гидрослюда, реже смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит неравномерно распределены в метасоматитах, составляют в глинистой фракции проб по данным полуколичественного анализа от 4 до 30%, редко 50-80%. Содержание гидрослюдяных пакетов в смешанослойном гидрослюда-монтмориллоните колеблется от 50 до 85%. Более заметно гидрослюдазация проявлена в породах фундамента. Для рудовмещающих зон характерен также и каолинит-шамозитовый состав метасоматитов.

По данным оптического изучения в каолинизированных и монтмориллонитизированных липаритах и сиенит-порфирах проявлены метасоматическое окварцевание, слабее карбонатизация.

В разрезе метасоматитов отмечаются элементы зональности, образовавшейся, вероятно, при телескопировании разновозрастных образований: монтмориллонит-каолинитовые изменения, пространственно совмещенные с гидрослюдизитами, сменяются в периферических частях ореолов на каолинитовые, а в зонах наиболее пронизываемых нарушений — каолинит-шамозитовыми, последние, возможно, являются пострудными. В зонах, где отсутствуют поздние каолинит-шамозитовые изменения, вблизи рудоносных нарушений в вулканитах в составе глинистой фракции резко преобладает (до 83%) смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит типа ректорита. В периферических частях ореолов глинистая фракция представлена либо каолинитом, либо каолинитом и монтмориллонитом.

Дорудные гидротермальные изменения в гранитах также представлены каолинит-монтмориллонитовой фацией. Более локально около рудных тел отмечаются смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит и шамозит. Монтмориллонитизированные граниты имеют грязно-зеленую окраску, в зонах локализации — белесо-светло-зеленую; ореолы изменений достигают 300 м мощности. Ранние изменения в гранитах представлены слабой серицитизацией и альбитизацией 1, микроклинизация практически не проявлена.

Петрографическое изучение зон в прозрачных шлифах показывает наличие двух генераций каолинита. Каолинитовые псевдоморфозы по вкрапленникам полевого шпата в сиенит-порфирах пересекаются прожилками кварца и настурана, эти прожилки, в свою очередь, дробятся и пересекаются поздними прожилками диккита (каолинита-2) и кварц-пирит-диккитового (каолинитового) агрегата.

Немаловажной особенностью месторождения является широкое развитие пострудного окварцевания в виде прожилков и цемента брекчий. Мощность зон окварцевания иногда достигает 100-200 м. Кварц проявлен несколькими генерациями: сургучным, серым до темно-серого с сульфидами, друзовидным и поздним мелкозернистым, ассоциирующим с диккитом и флюоритом. Реже отмечаются прожилки кальцита, флюорита, адуляра. В пострудном комплексе распространены кварц-флюоритовая и пирит-клеюфан-диккитовая минеральные ассоциации. Мощный ореол пострудного преобразования вмещающих пород в значительной степени затрудняет изучение предрудных и рудосопровождающих процессов, а также и самих урановорудных ассоциаций.

Вещественный состав руд Юго-Западного месторождения характеризуется рядом особенностей. В рудных пересечениях преобладают забалансовые, бедные и рядовые руды преимущественно с тонковкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурами. В липаритах локально проявлены руды с прожилковой текстурой, в базальтах развита дисперсная текстура руд.

Урановые руды месторождения представлены преимущественно коффинитом, реже настураном, и относятся к кварц-молибденит-настуран-коффинитовому минеральному комплексу. В бедных и забалансовых рудах в составе рудных минералов преобладает коффинит, развитый в виде тонкой вкрапленности (первые сотые доли миллиметров) неправильной формы и дисперсных выделений. Реже он отмечен в тонких (мощностью до 0,1 мм) прожилках кирпично-красных гематитизированных, иногда окварцованных, шамозитизированных липаритах и сиенит-порфирах. Микроскопическим рентгеноспектральным анализом (И.Н.Егоров, ВНИИХТ) установлен состав коффинита, проявленного в гранитах. Отражательная способность коффинита низкая — от 7,4 до 7,6%. В богатых и рядовых рудах содержится до 70% настурана, количество коффинита снижается до 30%. Для малых руд характерны прожилково-вкрапленные зонки, локальные тонкие прожилки мощностью до 0,3 мм и брекчиевые текстуры. Настуран образует скопления размером до 1 мм в диаметре иногда с колломорфным строением. Отмечены совместные вкрапленные выделения настурана и пирита размером до 0,8 мм в диаметре с коррозией пирита настураном. Отражательная способность настурана 9,4-15,5%. Настуран подтвержден рентгеноструктурным анализом, параметры его элементарной ячейки — $a = 5,39$ и $5,37$ Å.

В рудах наблюдаются прожилки, состоящие из сургучно-красного мелкозернистого кварца в ассоциации с гематитами, золотосодержащим пиритом, галенитом, образующими в кварце тонкую вкрапленность и просечки. В зальбандах этих прожилков устанавливаются симметричные тончайшие полоски, представленные зернами клеюфана (сотые доли миллиметров в поперечнике), корродированными настураном и коффинитом. Настуран и коффинит просекаются поздним пиритом. Настуран в прожилках часто "растает" и наблюдается в виде обломков, сцементированных агрегатом мелкозернистого кварца и гематита. Мощность прожилков не превышает 1 см.

С настураном и коффинитом часто ассоциирует молибденит. Он проявлен неравномерно, плохо раскристаллизован, имеет мелкочешуйчатое или аморфное (иордзит) строение, обволакивает и слабо корродировывает коффинитоподобные минеральные выделения. Комплексные руды обычно бедные, имеют черный и бархатно-черный цвет, тонковкрапленную и тонкопрожилковую текстуры.

По результатам полного спектрального анализа штуфных минералогических проб в рудах и в околорудных метасоматитах выявлены повышенные содержания халькофильных и других элементов (в %): цинка — 0,08-1, свинца — до 0,5, сурьмы — до 0,15, ртути — до 0,04%, меди — до 0,1, мышьяка — до 0,2, кадмия — до 0,02, лития — 0,03-0,05, фосфора — 0,1-0,5, титана — 0,5, никеля — до 0,01, вольфрама — до 0,05, ниобия — 0,015, стронция — 0,2, рубидия — 0,06, цезия — 0,09, олова — 0,03, марганца — 0,3; золота — 0,1-1,0 г/т, серебра — до 40 г/т.

В аншлифах руд установлена сопутствующая сульфидная минерализация, образующая мелкую и тонкую вкрапленность: мышьяковистый пирит нескольких генераций, арсенопирит, халькопирит, клеюфан нескольких генераций (в том числе ртуть и кадмий-содержащий), галенит, марказит, блеклая руда (в том числе серебросодержащая), сафлорит, раммельсбергит (?).

Повышенные содержания золота зафиксированы в пробах "сургучного" крипто-микрозернистого кварца с гематитом и пиритом. Максимальные содержания серебра (до 20-40 г/т) отмечены в пробах оруденелых липаритов с сульфидами и блеклой рудой. Мышьяк, цинк, свинец, медь связаны с сульфидами, стронций, рубидий, цезий — со стеклом основной массы липаритов. Марганец присутствует в виде гидроокислов по трещинам стекловатых липаритов, кроме того, в крупносферолитовых липаритах, где он окрашивает монтмориллонит в бело-розовый цвет. Обращает на себя внимание повышенное содержание олова. На южном фланге месторождения в пробах с забалансовым урановым орудением отмечено повышенное содержание бериллия (0,015%).

Зона окисления на месторождении проявлена слабо. Отмечены минералы из группы скूपит-ургита. По отдельным трещинам вторичные минералы встречены на глубинах 350-400 м от поверхности.

К элементам, образующим наиболее широкие эндогенные геохимические ореолы, относятся: уран, молибден, свинец, цинк, мышьяк, сурьма. В повышенных содержаниях отмечаются серебро и литий. По мере убывания мощности ореолов элементы составляют ряд: цинк, мышьяк, уран, молибден, свинец. Аномальные содержания цинка образуют ореол мощностью более 700 м при коэффициенте сплошности 0,9, внутреннее аномальное поле с содержанием цинка более 0,1% имеет мощность 180 м. Для надрудных частей месторождения характерны ореолы радиоактивности, цинка, мышьяка. Ореолы молибдена и свинца наиболее характерны для центральных и нижних уровней развития орудения. Весь комплекс ореолов имеет наибольшую мощность около центральных частей рудных залежей. Сурьма и серебро встречаются по всему разрезу.

КРАСНЫЙ КАМЕНЬ И ПЯТИЛЕТНЕЕ

Месторождения урана Красный камень и Пятилетнее расположены в западной части Стрельцовского рудного поля, в пределах Краснокаменского вулканического аппарата. Рудоносная площадь составляет около 3 км² и охватывает левый склон пади Тулукуй в районе слияния с падью Сухой Урулюнгуй (см. рис. 13, 63).

Месторождения выявлены партией № 324 Сосновской экспедиции. Месторождение Красный Камень открыто в 1963 г. Зафиксировано оно по повышенной радиоактивности в норах грызунов до 170-400 мкР/ч. Радиоактивность на поверхности коренных пород в зоне дробления с отенитом среди аргиллизированных и хлоритизированных фельзитов составила 3500-4000 мкР/ч. Первооткрыватели месторождения — В.М.Кузнецов и В.В.Сусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова. Месторождение Пятилетнее выявлено в 1964 г. при оценке бурением шпурохобрусова.

Месторождение Красный Камень. Первооткрыватели месторождения — Л.П.Ищукова, Ю.Г.Рогов, В.И.Пулин, содействовали открытию — В.В.Сусова и В.И.Мельников. Месторождение Красный Камень разведано бурением скважин с поверхности в 1965 г. и проходкой подземных горных выработок из шурфа глубиной 40 м в 1966 г. В 1969-1972 гг. партией № 32 Сосновской экспедиции проводится предварительная разведка месторождения.

дения Пятилетнее бурением скважин с поверхности. В результате установлены незначительные масштабы оруденения и низкое качество руд. В 1977-1984 гг. партией № 324 выполнена детальная разведка месторождения подземными горными выработками и подземным бурением скважин с горизонта 374 м шахты, а также бурением скважин с поверхности. Объект определен как один из наиболее мелких в Стрельцовском рудном поле [32ф, 33ф, 78ф, 99ф, 102ф].

В изучении характеризуемых месторождений непосредственное участие принимали Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер, В.А.Солодовников, В.К.Овсов, Р.Г.Карманов, Ю.Г.Рогов, И.А.Карпенко, М.П.Кузнецов, В.Г.Миронов, Л.В.Малевиц, М.В.Вампилов, В.П.Рогова, Г.И.Кожевников, Л.А.Миронова.

Геологическое строение месторождения

Особенности геологического строения месторождений Красный Камень и Пятилетнее обусловлены их находением в пределах вулканического аппарата, приуроченного к опущенному блоку Стрельцовой кальдеры в Аргунской зоне разломов между Меридиональным и Флюоритовым разломами, где широким развитием пользуются жерловые, субвулканические экструзивные и дайковые фации вулканических пород, а также покровы кислых эффузивов.

Вмещающие породы

Вмещающими породами месторождений являются вулканогенные образования верхней части разреза верхнего структурного этажа. Строение последнего в общих чертах соответствует стратиграфическому разрезу, установленному в остальной части кальдеры. Общая мощность его достигает 1200 м, преобладают породы тургинской свиты.

Нижняя — приаргунская свита — представлена невыдержанным маломощным (до 50-60 м) горизонтом базальных конгломератов, тремя покровами базальтов и их лавовых брекчий мощностью от 20 до 200 м, двумя покровами флюидалных трахидацитов мощностью от 30 до 200 м с горизонтами литовитрокластических туфов и туфогенно-осадочных пород мощностью от 5 до 55 м в основании и кровле покровов. Завершается разрез приаргунской свиты пачкой осадочных пород мощностью от 20-50 до 200-300 м, представленных разногалечными конгломератами, гравелитами, реже песчаниками и алевролитами.

Тургинскую свиту слагают кислые и субщелочные эффузивы. Мощность свиты превышает 600-800 м. Нижняя часть разреза свиты представлена фельзитами, получившими широкое распространение на всей площади участка месторождений. В составе покрова фельзитов не наблюдается характерной для восточной части Стрельцовой кальдеры последовательной смены массивных, флюидалных разновидностей на туфолавы кварцевых порфиров и вулканические стекла. Отличаются они крутой (50-80°) флюидалностью, часто изогнутой, вихреватой, имеют более стекловатый облик, иногда брекчиевую текстуру. Петрографические, структурно-текстурные особенности и особенности условий залегания обусловлены пространственной связью фельзитов с вулканическим аппаратом. Экструзивный тип фельзитов подчеркивается и наличием в них обломков вмещающих пород (гранитов, базальтов, трахидацитов). Среди фельзитов выделяется несколько разновидностей: тонкофлюидалные (стекловатые), флюидалные "пятнистые", грубофлюидалные, брекчиевидного облика.

Разрез тургинской свиты завершается мощным (до 200 м) покровом сферолитовых липаритов. В основании покрова залегает горизонт туфов мощностью до 200 м. Породы на контакте туфов с нижележащими фельзитами развальцованы, брекчированы. Туфы на мощность 10-20 м имеют стекловатый облик, характерный для игнимбригов. Сферолитовые липариты слагают большую часть поверхности месторождений, представлены

двумя разновидностями — массивными и полосчато-флюидалными. Массивные разновидности слагают внешние части покрова.

Широкое распространение в пределах участка месторождений получили породы дайковой и субвулканической фаций, завершающих вулканическую деятельность. Субвулканическая серия представлена сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами. Морфология тел довольно сложная, контакты их прихотливо изогнутые. Обычно это вытянутые или изометричные тела размером до нескольких сотен метров по длинной оси. Некоторые обособленные на поверхности тела на глубине объединяются в единый интрузив, уходящий корнями в центральную часть вулканического аппарата.

Воздействие субвулканических тел на вмещающие породы выражено метасоматическим окварцеванием. Эндоконтакты апикальных частей тел насыщены ксенолитами фельзитов. В базальтах и трахидацитах образуются маломощные зоны ороговикования.

Среди субвулканических пород по структурно-текстурным особенностям выделяются мелкопорфировые, крупнопорфировые, пегматоидные разновидности.

Породы дайковой серии представлены однообразными по составу мелкокрапленниковыми липаритами. Строение тел липаритов сложное — это мелкие штоки, столбобразные дайки, усложненные апофизами. Протяженность даек от нескольких десятков до 800 м, мощность — от долей метра до 20-40 м. Строение даек зональное. Внутренние их части представлены кремово-серыми, буровато-серыми липаритами, эндоконтакты — интенсивно развальцованными липаритами зеленовато-серого цвета, содержащими обломки фельзитов, экзоконтакты — развальцованными эруптивными брекчиями серой, желтовато-серой, зеленовато-серой окраски. Мощность зон эндоконтактов от первых десятков сантиметров до 2 м. Особенно мощная полоса эруптивных брекчий липаритов прослеживается вдоль Флюоритового разлома, ширина ее достигает нескольких сотен метров. Местами дайки сопровождаются интенсивной криптокварцевой минерализацией.

Породы фундамента представлены палингено-метасоматическими интрузивно-анатектическими гранитоидами каледонского и варисского циклов.

Каледонские граниты имеют крупнозернистую порфировидную структуру и гнейсовидную текстуру. Содержат большое количество не полностью ассимилированных ксенолитов метаморфических пород. Варисские интрузивно-анатектические граниты представлены средне-, крупнозернистыми разновидностями, пересечены жилами пегматитов и мелкозернистых аплитовидных гранитов.

Тектоника

Месторождения Красный Камень и Пятилетнее расположены в висячем западном крыле Меридионального разлома, в пределах сильноэродированного Краснокаменского вулканического аппарата. Тектонический блок, вмещающий вулканический аппарат, имеет сложное строение, обусловленное пересечением крупных зон разрывных нарушений меридионального, северо-восточного и субширотного простираний (см. рис.13). Дифференцированные перемещения по различно ориентированным разрывам привели к тому, что глубина залегания пород фундамента колеблется от 150-200 до 600-800 м и более (по данным гравиразведки максимальная мощность осадочно-вулканогенных образований в северной части участка месторождений достигает 900-1000 м). В результате приведены в соприкосновение различные по положению в стратиграфическом разрезе комплексы, покровы и горизонты.

Основные черты структуры участка определяются проявлением тектонических нарушений меридионального простирания. Наиболее крупными разломами данной системы являются Флюоритовый и Меридиональный, прослеживающиеся соответственно в западной и восточной частях участка. Флюоритовый разлом проявлен довольно выдержанным тектоническим швом, выполненным брекчией с кварцевым и кварц-флюоритовым цементом. Местами брекчия метасоматически замещена кварц-флюоритовым материалом. В лежащем (западном) боку разлома в окварцованных красно-бурых лавовых брекчиях фельзитов развита система маломощных коротких оперяющих трещин северо-восточного

простирается. Висячем боку разлома в кремнистых эруптивных брекчиях липаритов проявлены крутопадающие параллельные ему оперяющие нарушения, сопровождающиеся зонами дробления небольшой мощности, и система пологопадающих нарушений, сопряженных с основным разломом. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений по Флюоритовому разлому составила 300-400 м. Меридиональный разлом относительно полого (50-60°) имеет падение на запад, с глубиной крутизна падения постепенно увеличивается. В северной части разлом смещается крупным широтным нарушением, ограничивающим площадь Пятилетнего месторождения с севера. Горизонтальная амплитуда смещения по широтному разлому достигает 160 м. Вертикальная амплитуда по Меридиональному разлому 500-600 м. Со стороны висячего бока разлом осложнен серией оперяющих разрывов северо-восточного простирания с крутым падением на северо-запад, сопровождающихся зонами дробления и брекчирования значительной (10-30 м) мощности. По швам отмечаются ступенчатые перемещения пород. Амплитуда смещений составляет 40-100 м.

Флюоритовый и Меридиональный разломы совместно с Аргунской зоной, связанные с глубинными магматическими очагами — источниками рудообразующих растворов в период гидротермальной деятельности, являлись основными рудоподводящими каналами. Между Флюоритовым и Меридиональным разломами проявлена серия меридиональных разрывных нарушений меньшего масштаба, контролирующая положение даек липаритов, тел сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров; вдоль них проявились и более поздние движения, сопровождавшиеся формированием минеральных ассоциаций гидротермального процесса. К системе этих нарушений относится разлом в центральной части площади, контролирующей положение рудной залежи месторождения Красный Камень. В северной части месторождения по этому разлому внедрилось вытянутое тело сиенит-порфиров, сопровождающееся дайками мелкопорфировых липаритов. На юге, за пределами площади месторождения, разлом не представляет собой сосредоточенного нарушения, а проявлен среди эруптивных брекчий и сферолитовых липаритов в виде серии мелких зон дробления с образованием брекчий, тектонической глины по трещинам и широкой полосы гидротермального изменения пород. Вдоль швов наблюдаются многочисленные прожилки кварца с флюоритом, породы пиритизированы и аргиллизированы. Вдоль основного сместителя западный блок фельзитов опущен относительно восточного не менее чем на 100 м. Другой разлом меридионального простирания прослежен по выходам раздробленных пород восточнее, вдоль левого борта пади Тулукуй. В северной части он контролирует положение тела сиенит-порфиров, а на юге значительно осложнен разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний и подчеркивается апофизой дайки мелкокрапленниковых липаритов.

Наиболее крупные разрывные нарушения северо-западного простирания входят в систему Тулукуевского разлома, прослеженного севернее площади месторождений Красный Камень и Пятилетнее. Непосредственно на месторождениях тектонические нарушения этого направления широкого развития не получили. Интенсивней проявлены более пологопадающие разрывы и зоны трещиноватости северо-восточного и близширотного простираний; они являются основными рудовмещающими структурными элементами на Пятилетнем месторождении. Среди крутопадающих нарушений северо-восточного (30) простирания наиболее значительными являются разломы 1 и 11. Разлом 1 проходит в западной части месторождения Пятилетнее, является долгоживущим, неоднократно подновлявшимся в течение всего периода формирования Стрельцовской кальдеры. Разлом проявлен полосой интенсивно дробленных, развальцованных пород мощностью 5-10 м и сопровождается зоной аргиллизации. Вдоль шва прослеживаются тела сиенит-порфиров и мелкокрапленниковых липаритов и их эруптивных брекчий. По Меридиональному разлому и разлому 1 происходили основные блоковые смещения. Породы со стороны висячего (северо-западного) блока сброшены на 400-500 м. По тектоническим швам отмечаются и сдвиговые перемещения небольшой (10-40 м) амплитуды. В отдельных случаях тектонические нарушения, оперяющие разлом 1, контролируют развитие уранового оруденения, локализованного в более мелких трещинах. Разлом 11 прослежен на горизонте подземных горных выработок. В центральной части месторождения Пятилетнего он фиксируется отчетливо проявленным сосредоточенным швом; на северном фланге при пе-

ресечении зоны трещиноватости северо-восточного (70°) простирания шов расщепляется на ряд мелких трещин, образующих зону кулисообразной трещиноватости. Осевая часть разлома 11 выполнена мелко дробленным фельзитовым материалом, спемментированным продуктами рудной стадии — темно-фиолетовым флюоритом и мелкозернистым кварцем с сульфидами. В приконтактных частях отмечается маломощная (1-3 см) зона брекчирования с темно-серым сульфидированным криптокварцевым цементом. На тектонических плоскостях фиксируются зеркала скольжения сдвигово-сбросовых подвижек. На южном фланге разлом 11 разветвляется на ряд мелких трещин и смещается по горизонтали на 30-40 м пологим северо-западным разрывом.

Следует отметить, что вся площадь месторождений находится в пределах системы мощных и протяженных разрывных нарушений северо-восточного — близширотного (70°) направления, являющихся фрагментами Аргунской зоны разломов. Узлы пересечения близширотных трещинных зон с разрывами других направлений являются наиболее благоприятными для рудоотложения. Серия зон дробления близширотного простирания наиболее отчетливо проявлена в северной части участка месторождений, в основном по контакту пород фундамента с фельзитами. Во многих местах в зоне образовались сиенит-порфиры, по контактам которых с гранитами образовались зоны дробления, развальцевания и аргиллизации пород; амплитуды вертикальных смещений отдельных блоков достигают 900 м.

Крупному нарушению близширотного простирания соответствует тектонический срыв, развившийся по контакту эруптивных брекчий с фельзитами в центральной части участка. В этом же направлении к востоку от выходов эруптивных брекчий прослеживаются вытянутые тела лавовых брекчий фельзитов, сферолитовых липаритов и серия мелких тектонических зон.

Значительное распространение на месторождениях Красный Камень и Пятилетнее получили пологозалегающие межпластовые срывы и зоны мелкой трещиноватости, развившиеся в связи с тектоническими движениями по крутопадающим разрывам. Благоприятным условием для их образования явилось чередование в слоистой среде комплексов пород, различных по физико-механическим свойствам. Часть пологозалегающих нарушений возникла, по-видимому, вблизи центров извержений в процессе вулканических взрывов, а также в апикальных частях крупных тел сиенит-порфиров как трещины отдельности.

Со стороны лежащего бока к Флюоритовому разлому причленяется пологое нарушение, выходы которого закартированы на дневной поверхности. Крупное пологопадающее нарушение вскрыто в висячем боку Флюоритового разлома. Нарушение контролирует пологую дайку мелкокрапленниковых липаритов, по контактам которой развивается мощная зона интенсивного развальцевания с глиной трения и зона окварцованных брекчий. Подобное же нарушение установлено в восточной части месторождения Красный Камень на контакте фельзитов с подстилающими их базальтами, трахитами и конгломератами. Мощность зоны интенсивного дробления и развальцевания пород достигает 30-40 м. В центральной части месторождения выявлена серия пологозалегающих разрывных нарушений в зоне рудоконтролирующего разлома меридионального простирания. В большинстве случаев это невыдержанные тектонические трещины, сопровождающиеся глиной трения или маломощными зонами брекчий, ориентированные согласно флюиальности. Вблизи крутопадающих нарушений мощность пологих зон значительно увеличивается. На северном фланге рудоконтролирующего разлома одно из пологих нарушений сопровождается зоной гидротермальных изменений — аргиллизацией и обильной флюоритизацией.

На участке месторождений Красный Камень и Пятилетнее, как и на всей площади Стрельцовской кальдеры, в основании покрова фельзитов развилась ограниченная по высоте зона крутопадающей трещиноватости, которая является основным рудовмещающим структурным элементом на характеризуемых объектах. Интенсивность трещиноватости резко возрастает в местах сближенного расположения крупных разрывов, пересекающих всю толщу пород. На месторождении Красный Камень наиболее хорошо эта зона проявлена между меридиональным разрывом 1 и нарушением северо-восточного простирания по южному контакту тела сиенит-порфиров. Между этими тектоническими

поверхностями в полосе шириной 150-200 м развиты как параллельные им, так и диагональные оперяющие мелкие разрывы. Они представлены относительно короткими открытыми трещинами, реже маломощными зонами брекчий. Среди них имеется несколько более выдержанных по простиранию и падению разрывов (швы 2, 3, 4) субмеридионального простирания, вдоль них образовались глинки трения мощностью до нескольких десятков сантиметров. Наиболее густая сеть трещин развита в фельзитах в непосредственной близости от контакта с сиенит-порфирами и в последних, в зоне шириной 50-100 м (рис. 182). В южном направлении зона трещиноватости погружается согласно контакту и постепенно выклинивается путем уменьшения плотности трещин, в северном направлении она выходит на поверхность коренных пород. Восточным ограничением зоны трещиноватости является меридиональный шов 4, высота зоны от 50 до 200 м. На месторождении Пятилетнем наиболее крупная пологая зона трещиноватости развита со стороны лежачего бока разлома 11 в тонкополосчатых флюидальных фельзитах. Мощность зоны 50-80 м. Она представлена невыдержанными тектоническими трещинами, сопровождающимися оперяющими трещинами более высокого порядка и маломощными зонами брекчий с криптокварцевым и кварц-флюоритовым цементом. Среди нарушений, образующих пологую зону, выделяется наиболее крупная сосредоточенная трещина 20, являющаяся основным рудовмещающим структурным элементом. Со стороны лежачего бока трещины развито брекчирование на мощность 1,0-1,5 м. Брекция представлена остроугольными обломками фельзитов, сцементированными серым и темно-серым криптокварцевым и кварц-флюоритовым материалом. С висячего бока трещину сопровождает зона интенсивной трещиноватости, представляющая собой систему мелких трещин скола и отрыва, развитых вдоль нарушения 20 на мощность 0,5-3,0 м.

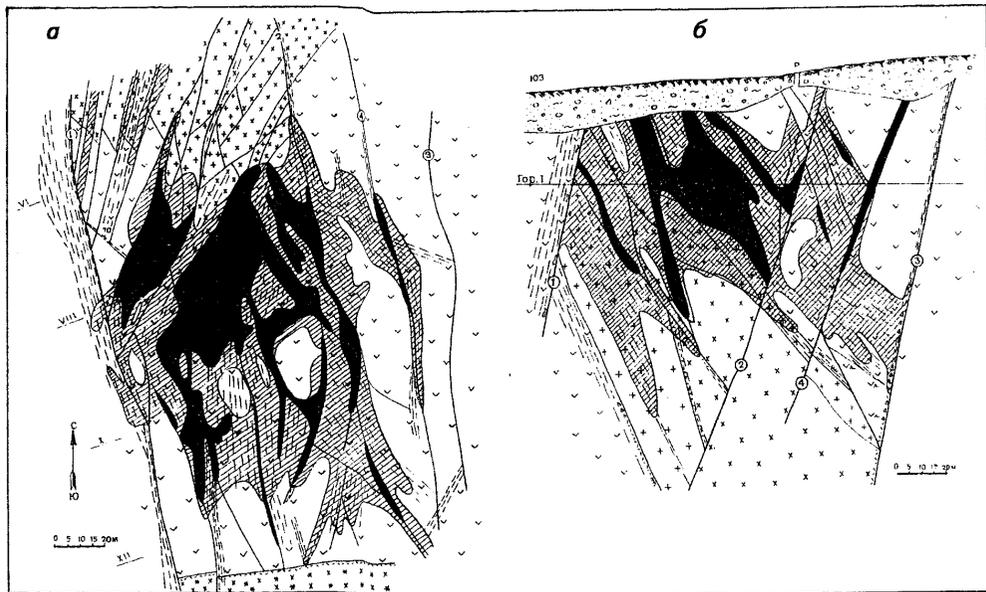


Рис. 182. Геологический план горизонта I (а) и геологический разрез по линии VIII (б) месторождения Красный камень (условные обозначения см. на рис. 12)

Существенное влияние на развитие зон пологой трещиноватости оказывают элементы протектоники (флюидалность, трещины отдельности). В период тектонических

подвижек по крупным разрывным нарушениям происходило подновление протектонических трещин с образованием зон пологой трещиноватости.

В отличие от флюидальных фельзитов в туфах сферолитовых липаритов пологая трещиноватость вдоль крутых трещин значительного развития не получила. Обычно с обоих боков крутых трещин наблюдаются слабо выраженные маломощные зоны пологой трещиноватости и отдельные непротяженные послойные трещины, выполненные кварцем, флюоритом, диккитом. Такие структурные элементы сопровождаются, как правило, широкими ореолами забалансовых руд.

Условия локализации и морфология рудных залежей

Особенности локализации уранового оруденения определяются положением месторождений Красный Камень и Пятилетнее в пределах Краснокаменского вулканического аппарата, в узлах пересечений разнонаправленных разрывных нарушений, где породы оказались наиболее раздробленными и по условиям проницаемости создались благоприятные предпосылки для гидротермальной проработки блоков и рудоотложения. Наличие рудных скоплений, их качество, форма и размеры, а также количество и конфигурация безрудных участков полностью зависят от интенсивности развития и морфологии тектонических нарушений. По расположению в разрезе Стрельцовской кальдеры рудоконтролирующие трещинные зоны рассматриваемых месторождений отвечают второму литолого-структурному уровню рудоформирования.

Месторождение Красный Камень находится в центральной части аппарата. Урановое оруденение образует небольшую по размерам штокверкоподобную залежь в зоне трещиноватости в фельзитах между разломами 1 и 4 близ меридионального простирания и выступом тела сиенит-порфиров на севере. Наряду с этим морфология залежи усложнена приповерхностными процессами окисления, в результате которых закономерности распределения первичных руд искажены перераспределением вторичных минералов урана.

Рудная залежь вытянута в меридиональном направлении на 200 м, ширина ее 80-100 м, высота — 55-160 м. Развитие оруденения в западном и восточном направлениях ограничивается протяженными тектоническими швами 1 и 4. Северная и южная границы залежи менее четкие и обусловлены положением рудовмещающих нарушений по отношению к контакту фельзитов с сиенит-порфирами. Большая часть оруденения локализована в фельзитах в непосредственной близости от контакта с сиенит-порфирами. Последние являются менее оруденелыми. Центральная часть рудной залежи с наиболее богатым оруденением залегает над пологой частью контакта экструзива с фельзитами, где, кроме зон крутопадающей трещиноватости, проявлена серия относительно пологих (40-50°) тектонических нарушений, ограничивающих развитие оруденения на глубину. Нижняя граница залежи здесь находится на глубине 85-100 м от дневной поверхности; в южной части, вслед за погружением контакта экструзива, оруденение постепенно выклинивается вдоль отдельных разрывных нарушений как на глубину, так и по простиранию. Нижняя граница оруденения опускается на 160-190 м от дневной поверхности. Верхней границей оруденения в северной части залежи являются рыхлые отложения, мощность которых колеблется от 3-5 до 20 м.

Внутреннее строение залежи характеризуется наличием сближенных скоплений рудной минерализации сложной морфологии. Оруденение приурочено к многочисленным крутопадающим диагональным трещинам, развивающимся в блоках между пологозалегающими разрывами. Последние оруденения не содержат и являются рудовмещающими лишь в непосредственной близости с крутыми рудоносными трещинами. Оруденелыми обычно являются зоны брекчирования и интенсивной трещиноватости, которые прослеживаются на небольшие (50-75, реже 100 м) расстояния, сменяясь по простиранию и падению рудовмещающими структурными элементами другого плана.

Рудоносность залежи неравномерная. Безрудные участки и интервалы забалансового оруденения, разделяющие кондиционные руды, имеют размеры 50-100 м по простиранию и 40-70 м по падению. В центральной части залежи большая часть мелких рудных

скоплений сливается и образует единое крупное тело сложной конфигурации. Положение рудного тела в целом контролируется четырьмя грубо параллельными опережающими нарушениями в всiachем боку тектонического шва 2, осложненными серией пологозалегающих диагональных нарушений на глубинах 30-50 м от поверхности. Раздвиг рудного тела в средней части до 30-40 м обусловлен влиянием пологих нарушений, в блоке между которыми интенсивно развиты благоприятные для рудоотложения трещины северо-западного и близмеридионального простирания. Сами пологие нарушения ограничивают распространение оруденения по восстанию и падению. За пределы оруденелого блока прослеживается только несколько рудных апофиз, имеющих мощность от 2 до 10 м. Два из них выходят под наносы. Лежачий контакт основного рудного тела ограничивается минерализованной зоной брекчирования.

Рудные тела, локализованные в основных тектонических швах 1, 2, 3 и 4, близмеридионального простирания, имеют ограниченные размеры. Обусловлено это интенсивным развальцеванием пород, предопределившим притертый характер швов. Оруденение приурочено лишь к участкам тектонических брекчий, развившихся либо в изгибах нарушений по простиранию и падению, либо в сочленениях основных швов с опережающими. Мощность рудных тел составляет первые метры, по простиранию и на глубину они выклиниваются на расстоянии нескольких десятков, реже 100-150 м. Более мелкие нарушения близмеридионального простирания в пределах рудоносной трещинной зоны содержат лишь прерывистые линзы забалансовых руд.

Таким образом, основная масса уранового оруденения месторождения Красный Камень локализована в опережающих нарушениях, развитых в блоках между основными неравномерно минерализованными тектоническими швами 1, 2, 3 и 4.

В северной части месторождения обособленное крутопадающее рудное тело локализовано в сиенит-порфирах и мелкопорфировых липаритах. Протяженность его 60 м, мощность колеблется от 5 до 17 м, выклинивается оно на глубине 95 м от поверхности. Лежачий бок рудного тела контролируется выдержанным нарушением северо-восточного простирания по контакту фельзитов с сиенит-порфирами, опережающим основной тектонический шов 1. В всiachем боку рудное тело ограничивается системой трещин северо-западного простирания с бедным оруденением. Наиболее богатое оруденение концентрируется в верхней части рудного тела до глубины 40 м. Приурочено оно к лежачему боку, где интенсивно проявлена система разнонаправленных трещин высокого порядка.

В южной части месторождения оруденение отличается значительно меньшими масштабами. Крупная рудная залежь, слагающая центральную часть месторождения, в южном направлении расщепляется на ряд апофиз, разделенных безрудными блоками или участками с забалансовым оруденением, имеющим мощность от 10 до 30 м. Апофизы приурочены к диагональным опережающим нарушениям в блоке между тектоническими швами 1 и 2 и представляют собой маломощные, большей частью короткие, быстро выклинивающиеся по падению и по восстанию рудные линзы. Мощность линз колеблется от 1,5 до 6,0 м, протяженность по простиранию — от 20 до 60 м, по падению — не превышает 70 м.

Содержание урана по отдельным рудным пересечениям в контурах залежи изменяется в широком диапазоне — от 0,03 до 0,5-2,0%. Среднее содержание урана по рудной залежи составляет 0,181%. Преобладают рядовые руды, содержащие 0,1-0,2% урана. Богатые руды со средним содержанием урана 0,58% составляют 18% запасов месторождения.

Большая часть оруденения представлена окисленными рудами, в которых вторичное перераспределение урановой минерализации создало относительно равномерную насыщенность ураном как непосредственно рудовмещающих тектонических швов, так и трещиноватых вмещающих пород. Резкое повышение концентраций урана характерно для тех участков рудной залежи, где сохранилось первичное оруденение. Наиболее высокие содержания урана отмечены в изгибах шва 2 и на участках его сочленения с опережающими трещинами, где содержания урана достигают 0,5-2,0% (выделяется сечение мощностью 0,8 м с содержанием урана 23,8%). Заметное повышение содержаний урана наблюдается в рудовмещающих трещинах на отрезках пересечения ими покрова фельзитов с хорошо выраженной шаровой отдельностью. Здесь урановые минералы развиваются

по сферолитовым стяжениям фельзитов, иногда замещая их целиком. На участках наиболее интенсивного замещения содержание урана достигает 2%.

Месторождение Пятилетнее находится в Восточной части вулканического аппарата, в пределах тектонического блока площадью около 1,2 км², образованного системой разрывных нарушений северо-восточного, меридионального и субширотного простираний, которые в совокупности с многочисленными пологозалегающими трещинными зонами и срывами предопределили закономерности размещения рудных залежей.

Основная рудоносная трещинная зона прослеживается в северо-восточном направлении на 800 м при ширине от 50 до 300 м. На северном фланге рудоносная зона ограничивается крупным разломом 3 субширотного простирания, на южном фланге наблюдается постепенное уменьшение интенсивности трещиноватости и соответственно снижение рудонасыщенности. Западная граница зоны определяется положением разлома 1, являющегося своеобразным экраном на пути движения рудоносных растворов. Оруденение "слепое", верхняя граница его развития проходит в 200-250 м от дневной поверхности, нижняя граница определяется в основном положением кровли пологой иньекции сиенит-порфиров. Рудовмещающими являются разрывы северо-восток-субмеридионального простирания. На сочленении рудовмещающих разрывных нарушений с зонами трещиноватости северо-восток-субширотного простирания оруденение развивается и вдоль западного простирания. Руды локализованы главным образом во флюидальных фельзитах, в которых содержится 77,4% запасов урана. Сиенит-порфиры и разногалечные конгломераты вмещают 7,6 и 5,0% запасов соответственно. Распределение оруденения по простиранию зоны крайне неравномерное. Основная часть руд приурочена к узлу пересечения северо-восточных, меридиональных и субширотных зон разрывных нарушений, пространственно приуроченному к валообразному выступу кровли сиенит-порфиров. Высота развития оруденения по вертикали составляет 500 м. Максимальная рудонасыщенность отмечается в пределах абсолютных отметок 330-500 м во флюидальных фельзитах.

На месторождении проявлены три структурно-морфологических типа рудных залежей — жилообразные, штокверкоподобные и пластообразные, содержащие соответственно 4,5, 42,0 и 13,5% суммарных запасов урана.

Жилообразные залежи отличаются простым строением, образуются вдоль отдельных линейно вытянутых разрывов и опережающих трещин. Наиболее крупные жилообразные залежи локализованы в пределах пологопадающей трещинной зоны.

Штокверкоподобные рудные залежи сформировались в узлах сочленения зон пологой трещиноватости с крутопадающими разрывами. На пространственное положение таких структурных элементов в фельзитах существенным образом повлияла морфология пологого тела сиенит-порфиров, которое в зоне субширотных нарушений образует валообразный выступ кровли, имеющий высоту до 140 м. Над выступом создавались наиболее интенсивные деформации в толще вышележащих флюидальных фельзитов, выразившиеся в формировании густой сети сравнительно коротких извилистых тектонических трещин вблизи зон крупных крутопадающих разрывов. На таких участках отмечается максимальная рудонасыщенность, происходит усложнение морфологии рудных залежей. Сложное внутреннее строение штокверкоподобные залежи имеют также в зонах интенсивной трещиноватости, экранируемых субширотными нарушениями.

Большая (до 500 м) мощность фельзитов, высокая их проницаемость, а также отсутствие экранирующих поверхностей по восстанию рудоподводящих разломов обусловили развитие в пределах рудоносной зоны бедного и рядового уранового оруденения, сопровождающегося, в отличие от других месторождений Стрельцовского рудного поля, широким ореолом забалансовых руд.

В сиенит-порфирах и в мелкокрапленниковых липаритах урановое оруденение локализуется в зоне межформационного срыва на контакте с фельзитами, образуя пластообразную залежь. На северном фланге месторождения вдоль крутопадающих нарушений 5 и 11 в сиенит-порфирах развиваются жилообразные залежи.

В толще гравелитов и разногалечных конгломератов локализована сложно построенная пластообразная залежь, приуроченная к зоне пологого тектонического срыва. На месторождении в целом существенно преобладают рядовые и бедные руды.

На месторождениях Красный Камень и Пятилетнее рудные залежи не имеют четко выраженных контактов, они, как правило, окаймляются менее раздробленными породами, также несущими урановое оруденение. Приконтактные зоны залежей постепенно, через широкие ореолы забалансовых руд, переходят в безрудные породы.

Околорудные изменения и вещественный состав руд

Основной особенностью участка месторождений Красный Камень и Пятилетнее является значительное развитие процессов низкотемпературного окварцевания, каолинизации (наряду с каолинитом проявлен диккит) и флюоритизации, что является характерным для месторождений западной части Стрельцовского рудного поля. Среднетемпературные метасоматические преобразования в вулканитах проявлены слабо, они наиболее типичны для пород фундамента.

В слабо измененных кислых вулканитах по отдельным пробам отмечается резкое преобладание калия над натрием (K_2O до 6-7% при содержании Na_2O до 0,5-1,0%), что позволяет рассматривать эти образования как калишпатовые метасоматиты, возникшие в процессе кремнекальевого метасоматоза в период позднемезозойской активизации.

В гидротермальном низкотемпературном процессе, проявленном на месторождениях, выделяются следующие стадии минерализации:

аргиллизации — с широким развитием каолиновой фации и резко подчиненным распространением монтмориллонита и гидрослюда (предрудная);

криптокварц-сидерит-сульфидная (дорудная);

настуран-титанатовая — 1-я рудная;

кварц-молибденит-коффинит-настурановая — 2-я рудная (главная);

кварц-флюорит-диккитовая — пострудная.

Наиболее широко проявились метасоматические процессы, связанные с предрудной стадией. Как уже отмечалось, среди них доминирующее место занимает каолинизация. Мощность ореолов каолинизации варьирует от десятков до сотен метров. Вместе с тем следует отметить неконтрастный характер каолинизации, которой подверглись большие объемы пород, что связано с преобладанием в них инертных в аргиллизирующем процессе минералов кварца и калишпата. Характерна также нечетко проявленная метасоматическая зональность. Фельзиты менее всего затронуты каолинизацией по основной массе, в то же время линзы и шилеры, в которых раскристаллизация породы более полная, каолинизированы в большей степени. Липариты, сиенит-порфиры и эруптивные брекчии каолинизированы интенсивнее, их полевошпатовая часть нередко нацело замещается каолинитом и более поздними глинистыми минералами.

Раннее метасоматическое окварцевание обычно развивается по всей массе породы, при этом наблюдается пространственное совмещение зон окварцевания с зонами интенсивной каолинизации. Ореолы метасоматического окварцевания достигают мощности от десятков до сотен метров и нередко криптокварц распространен более широко, чем ореолы каолинизации. Ранний кварц образует также прожилки и гнезда, является цементом брекчий, он имеет бурый цвет и находится в тонком срастании с гематитом.

Ореолы окварцевания, характеризующиеся развитием друзовидного кварца, имеют значительно меньшую мощность по сравнению с ореолами раннего окварцевания. Мощность их варьирует от нескольких сантиметров до первых метров. Еще меньшее распространение имеет халцедоновидный кварц, отнесенный к пострудной стадии.

Широкое развитие в дорудную стадию получили метасоматические и прожилковидные выделения бурого сидерита, иногда ассоциирующего с анкеритом. Мощность прожилков до 0,8-1,0 см. Они пересекаются прожилками мелкоглобулярного и гипидиоморфнозернистого пирита, реже отмечаются выделения доломита.

Сульфиды дорудной стадии представлены главным образом пирит-марказит-клеюфановой ассоциацией, реже проявлен галенит, отмечаются единичные находки халькопирита. Для зерен сульфидов характерны коррозионные границы. Этой стадии присущи повышенные концентрации серы — от 0,1 до 0,5% и выше. Главным сульфидным минералом является пирит, который образует ряд генераций. Он развит обычно в виде прожилков мощностью не более 1 см, метасоматических гнезд и вкрапленности, замещает породообразующие и гидротермальные минералы. Вкрапленность клеюфана отмечается в прожилках анкерит-сидеритового состава, но чаще клеюфан встречается в сростках с пиритом и настураном, который замещает его. Клеюфан также тесно ассоциирует с пострудными минералами — флюоритом и диккитом — и содержит в повышенных количествах ртуть. Галенит образует мелкие выделения в сростках с пиритом и клеюфаном.

По данным электронной микроскопии, проведенной в ВИМСе (В.Т.Дубинчук), выделены теллуриды золота, которые, по-видимому, образуются в дорудную криптокварц-сульфидную стадию в виде тончайших пленок на зернах пирита и ассоциируют с настураном.

Отличительной особенностью месторождений Красный Камень и Пятилетнее является отсутствие альбита 2. Наиболее распространенными минеральными ассоциациями рудной стадии являются кварц-молибденит-коффинит-настурановая и гидрослюдисто-настурановая, менее проявлены пирит-коффинитовая, флюоритовая, пирит-шамозитовая, кварц-сульфидная (с пиритом, марказитом, ртутьсодержащим клеюфаном и галенитом). С первой ассоциацией рудной стадии связано развитие микрозернистого, зернистого и друзовидного кварца, который нередко находится в тесном срастании с настураном, коффинитом, молибденитом, что затрудняет выяснение возрастных соотношений между ними. И вместе с тем в шлифах видно четкое пересечение всеми разновидностями зернистого кварца зон раннего криптокварца. Повсеместно в рудовмещающих породах проявлена околорудная гематитизация (покраснение пород). Интенсивность околорудной гематитизации зависит от степени рудонасыщенности, в богатых рудах она значительнее, в бедных — проявлена слабо. Мощность зон гематитизации от нескольких сантиметров до первых метров. Пирит-шамозитовая ассоциация проявлена в основном в контуре рудных залежей и широкого распространения не имеет. В этой ассоциации пирит часто переходит в мельниковит-пирит и явно преобладает над шамозитом.

В пострудном комплексе можно выделить следующие минеральные ассоциации: кварц-флюоритовую, пирит-марказитовую, кальцитовую, диккитовую (часто с ртутьсодержащим клеюфаном). Менее распространены киноварная и антимонитовая ассоциации.

Характерной особенностью месторождений является широкое развитие во всех разновидностях пород флюорита, фарфоровидного кварца (смесь флюорита и кварца) и диккита. Обычно флюорит имеет фиолетовую окраску, реже отмечается медово-желтый флюорит, образующий прожилки и цемент пострудных брекчий. Вблизи рудных залежей часто отмечается темно-фиолетовый флюорит, слагающий мономинеральные ветвящиеся прожилки мощностью до 1,5-2,0 см. В рудах с брекчиевой текстурой он цементирует обломки пород, содержащие метасоматическую вкрапленность урановых минералов. Прожилки флюорита сопровождаются ореолом вкрапленного мелкокристаллического более светлого по окраске флюорита, который развит в основном в контурах рудных залежей. В надрудной и подрудной частях месторождений флюорит менее проявлен. По данным спектрального анализа мономинеральных проб флюорит содержит элементы-примеси: молибден, сурьму, мышьяк, цинк и др. Темно-фиолетовый флюорит часто ассоциирует с кристаллическим кварцем, адуляром и диккитом, образующимся в конце рудной стадии. Следует отметить, что кварц-адуляр-флюоритовая минерализация является характерной для промышленных флюоритовых месторождений района (Абагайтуйское, Уругуйское). Адуляр на рассматриваемых урановых месторождениях указывает на возрастающую роль калия в гидротермальных растворах в конце рудной стадии, а также свидетельствует в какой-то мере о генетической связи урановой и флюоритовой минерализаций. На это указывает и отмеченная на месторождениях ассоциация флюорита с одной из генераций настурана.

К пострудным образованиям относятся белые зоны диккитизации, пересекающие более ранние жильные образования. Диккит часто развивается в ассоциации с красно-

вато-бурым ртутьсодержащим клейофаном. Ореолы метасоматического диккита прослеживаются более четко в надрудной части месторождений и на уровне рудных залежей, меньше проявлены они на более низких уровнях.

На месторождении Пятилетнее проявлены два промышленных типа руд: комплексные уран-молибденовые и собственно урановые, на месторождении Красный Камень — урановые, отличительной их особенностью является интенсивное развитие процессов окисления.

Руды месторождения Пятилетнее по минеральному составу во многих чертах сходны с рудами других месторождений Стрельцовского рудного поля, но имеют и свои особенности.

Руды характеризуются относительным однообразием минерального состава. Гипогенные минералы представлены настураном и коффинитом, в незначительном количестве присутствуют титанаты урана. В результате неполного окисления первичных руд широкое развитие получили гидронастуран и урановые черны, что является существенным отличием руд месторождения Пятилетнее. Коффинит-настурановая минерализация проявлена довольно равномерно и устанавливается в основном в богатых и рядовых рудах. Титанаты урана обнаружены на глубоких горизонтах в бедных вкрапленных рудах. По соотношению минералов урана руды относятся к коффинит-настурановым, частично окисленным до гидронастурана-черней.

Жильная и сопутствующая минерализация довольно бедная, за исключением клейофана, пирита и флюорита. Руды бесториевые, в них обнаружены непромышленные концентрации свинца (до 0,5%), цинка (1,5-2,0), ртути (0,3), сурьмы (0,2), мышьяка (0,5). В северной и центральной частях месторождения в ассоциации с настураном и коффинитом довольно широкое развитие получил молибденит.

Настуран представлен в основном двумя генерациями — вкрапленной и прожилково-вкрапленной. В фельзитах настуран часто цементирует обломки породы, присутствует в виде вкрапленных метасоматических выделений, реже образует гнезда и прожилки мощностью не более 1-2 мм. В рудных брекчиях характер распределения настурана крайне неравномерен; цементирующая масса черного цвета содержит, кроме настурана, гидронастуран-черниевую минерализацию. В других случаях настуран образует гнездово-вкрапленные метасоматические выделения только в обломках породы, цементом же является темно-фиолетовый флюорит. По данным полного спектрального анализа мономинеральных проб и обогащенных фракций настуран содержит повышенные концентрации элементов-примесей (в %): иттрия — 0,1, церия — 0,08, ниобия — 0,08, циркония — 0,08, лантана — 0,5%, цинка, свинца, ртути, сурьмы. По всей видимости, ртуть, свинец, цинк и сурьма частично составляют механическую примесь в настуранах. Отражательная способность настуранов неоднородная. Более высокоотражающая фаза имеет отражательную способность до 14,2%, низкоотражающая — до 13,6%. Настуран выделяется в виде неправильных зерен размером 0,06-0,1 мм, нередко образует глобулы размером 0,002-0,01 мм и менее, редко — до 0,1 мм. Микротвердость минерала варьирует от 2120 до 5220 МПа.

Коффинит относится к числу менее распространенных гипогенных урановых минералов, чаще встречается в эмульсионно-вкрапленных рудах, замещает настуран и образует обособления в сростках с пиритом. Отражательная способность коффинита 8,9-9,0%, содержание SiO_2 — 12,33-12,95, Fe_2O_3 — 11,95, SO_3 — до 17,54. Кроме метасоматических выделений коффинит образует обособления в пустотах на друзовидном кварце. Браннерит встречается редко.

На месторождении Пятилетнее в зоне гипергенеза, носящей трещинный характер, широко развита гидронастуран-черниевая минерализация, являющаяся продуктом окисления и диспергирования настурана. В гипергенных зонах других месторождений рудного поля в основном проявлены гидроокислы и силикаты урана. Проникновение зоны окисления на рассматриваемом месторождении весьма значительное, гидронастуран и урановые черны часто отмечаются на глубинах более 300-350 м от дневной поверхности.

Урановые черны представлены рыхлым землисто-черным, сажистым, тонкодисперсным агрегатом. Они выполняют пустоты приоткрытых трещин и образуют пленочные налеты на первичных минералах урана. Часто наблюдается замещение пирита чернью.

Для руд наиболее характерно развитие эмульсионно-вкрапленных текстур, менее развиты прожилково-вкрапленные, брекчиевые и другие типы текстур. В распределении урановых минералов и текстур руд устанавливается слабо выраженная зональность, характеризующаяся преобладанием настурана в центральных наиболее богатых ураном частях залежей с вкрапленными, прожилкововкрапленными и брекчиевыми текстурами руд. Степень изменчивости минералов урана в сторону гидратирования прослеживается также от центральных частей к периферии — от настурана через гидронастуран к черням. Гидронастуран-черниевая минерализация соответствует рудам бедным и рядовым.

Методом электронной микроскопии (В.Т.Дубинчук, ВИМС) обнаружены мельчайшие призмочки казолита и кларкеита. Из других гипергенных минералов получили развитие гидроокислы железа и марганца, смитсонит, редко в пустотах выщелачивания и в приоткрытых трещинах отмечаются мелкие кристаллы гипса. Четко выраженной горизонтальной зональности в проявлении гипергенных минералов не установлено.

Молибденовая минерализация проявлена в комплексных молибденит-коффинит-настурановых рудах, которые получили развитие главным образом в верхних частях рудных залежей и интенсивнее проявлены в северной и центральной частях месторождения. Нередко содержание молибдена в таких рудах значительно превышает содержание урана. Основным минералом является мелкочешуйчатый, плохо раскристаллизованный молибденит. Макроскопически зоны с молибденитовой минерализацией представлены черной тонкозернистой массой в цементе брекчий, часто метасоматически замещающей вкрапленники породообразующих минералов и основную массу породы. По данным полного спектрального анализа мономинеральных проб и обогащенных фракций молибденит содержит повышенные концентрации таллия (0,4%), ртути (0,2), свинца (0,2), сурьмы (0,4).

Для руд месторождения Пятилетнее характерны минеральные ассоциации: пирит-клейофановая, реже пирит-галенитовая, пирит-мышьяковистая, в единичных сечениях отмечались халькопирит и антимонит.

Пирит является наиболее распространенным сульфидным минералом и сопровождает почти все стадии минералообразования. Он слагает маломощные прожилки, гнезда и вкрапленные метасоматические выделения. По времени образования и по морфологии пирит представлен тремя генерациями. Пирит друзного комплекса чаще встречается в форме мелких кубических кристаллов, нередко отмечаются и гипидио-морфнозернистые агрегаты, он ассоциирует с каолинитом, монтмориллонитом и кварцем. Пирит рудных скоплений выделяется в виде ксеноморфных мелкозернистых агрегатов, часто переходящих в мельниковит-пирит и тесно ассоциирующих с минералами урана. Наиболее поздние выделения пирита обрастают и корродируют минералы урана, часто образуют мелкоглобулярные оторочки вокруг них. Иногда видны сростания пирита с друзовидным кварцем. Полный спектральный анализ пирита устанавливает повышенные содержания мышьяка и цинка.

Значительное развитие на месторождении получил клейофан. Выделения клейофана в ассоциации с пиритом разъедаются коффинитом и настураном. Часто зерна клейофана отмечаются в тесной ассоциации с пострудными минералами — флюоритом и диккитом — и содержат ртуть. Вокруг зерен клейофана часто обнаруживаются узкие оторочки смитсонита.

Нередко с пострудными минералами ассоциирует киноварь в ассоциации с диккитом. Менее распространенный из сульфидов — галенит, часто ассоциирующий с пиритом, марказитом и клейофаном. Редко встречающиеся халькопирит и антимонит образуют мелкие выделения в галените или развиваются обособленно.

Флюоритовая минерализация получила интенсивное развитие и близко сопряжена с рудными залежами. Вблизи последних часто с друзовидным кварцем отмечаются прожилковидные выделения темно-фиолетового флюорита, иногда почти черного. Прожилки сопровождаются ореолами тонкокристаллического флюорита. Он слагает также цемент брекчий.

Руды месторождения Красный Камень относятся к настуран-слюдковому типу и представлены настураном, уранофаном, β -уранотилом, отенитом, ураношпатитом. Вмеща-

ющие породы — фельзиты и сиенит-порфиры метасоматически окварцованы, очень плотные и имеют красноватую окраску.

Наиболее развита из гипогенных рудных парагенетических ассоциаций гидрослюдисто-настурановая, которая и слагает подавляющую часть рудных тел. Настуран с гидрослюдой метасоматически и весьма неравномерно замещают породу. Он выделяется в виде мелкой вкрапленности (размером до 1 мм) и иногда развивается по метасоматическому настурану и имеет более высокую отражательную способность. В зоне гипергенеза окисление метасоматического настурана и замещение его уранофаном происходит гораздо интенсивнее, чем гипергенные преобразования позднего настурана. Параметры элементарной ячейки метасоматического настурана $\alpha = 5,385-5,408 \text{ \AA}$, прожилкового — $\alpha = 5,408-5,415 \text{ \AA}$. Кислородный коэффициент метасоматического настурана 2,47-2,60, прожилкового — 2,42-2,50 (по данным Г.А.Сидоренко).

Парагенетическая пирит-молибденитовая ассоциация проявлена весьма незначительно. Пирит встречается в виде мельчайших выделений округлой или идиоморфной формы и изредка оконтуривается тонкой (сотые доли миллиметров) оторочкой скрытокристаллического молибденита. Среднее содержание молибдена в рядовых рудах составляет 0,002% и не представляет практического интереса.

Пострудная пирит-флюоритовая минеральная ассоциация также проявлена локально и представлена в основном друзовидным кварцем в прожилках мощностью 0,5-0,7 см. Кварц содержит мельчайшие включения барита, пирита, флюорита; центральная часть прожилков выполнена кальцитом, в котором изредка присутствуют тончайшие выделения киновари. Флюорит на месторождении также распространен весьма ограниченно. Обычно он слагает тонкие, маломощные прожилки или образует скопления мелких кристаллов в друзовидном кварце. Более значительные проявления флюорита установлены в лавобрежчих фельзитах, где на отдельных участках обломки и цемент замещены мелкозернистым (почти фарфоровидным) белым, светло-фиолетовым флюоритом нескольких генераций. В пустотах фарфоровидного флюорита развивается диккит. Диккит на месторождении является гипогенным минералом. Он часто присутствует в зонах дробления, где слагает цемент мелкообломочных брекчий.

На месторождении Красный Камень, расположенном вблизи поверхности, преобладает гидроокисно-силикатная зона окисления. Значительное распространение гидроокислов железа на этом месторождении обусловлено окислением гипогенного железистого карбоната, сопровождавшего руды. Свообразная "железная шляпа" над рудным штоком представлена смесью гетита, гидрогетита, гизингерита, гидроокислов марганца с повышенными концентрациями Pb, Zn, As, Sb, Zr, Nb, Ce, La, P при содержании урана порядка $n \cdot 10^{-3}-10^{-5}\%$. В верхних частях месторождения, находящихся вблизи поверхности, преобладают силикаты урана и кальция (уранофан, бетта-уранотил, редко болтвудит) в ассоциации с гидроокислами железа — с тем же набором перечисленных выше элементов-примесей. Характерно увеличение концентраций фосфора до 0,11% и образование отенита. Повышенные концентрации фосфора установлены во всех месторождениях, локализованных в зонах Меридионального, Флюоритового и субпараллельных им разломов. Развитые вблизи поверхности силикаты урана с глубиной сменяются гидроокислами урана.

На месторождении Пятилетнее проявлены ореолы радиоактивности молибдена, свинца, мышьяка, бериллия, цинка.

Аномальное поле радиоактивности (55-65 мкР/ч на фоне 45-50 мкР/ч) фиксируется в фельзитах и имеет ширину более 1 км при коэффициенте сплошности 0,6. В виде линейно вытянутых полос шириной до 20 м ореол прослеживается по падению рудовмещающих зон от выклинивания оруденения в сиенит-порфиры и дациты, по восстановлению выходит на поверхность коренных пород под наносы. Общая протяженность ореолов по вертикали достигает 900 м. Поля с радиоактивностью более 65 мкР/ч незначительно превышают мощности рудных залежей, распространяясь в боковые породы до 15 м.

В центральной части месторождения в толще фельзитов широко проявлены ореолы молибдена с концентрациями металла $0,7-30,0 \cdot 10^{-3}\%$. Развиваются ореолы по основным рудовмещающим и рудоконтролирующим нарушениям 1, 4, 8. Под наносы ореолы молиб-

дена выходят в виде узких полос по тектоническим нарушениям 1 и 8. В подрудной части месторождения ореолы расщепляются на серию мелких лент. Поля с высокими содержаниями молибдена (более $30 \cdot 10^{-3}\%$) располагаются обычно в контурах рудных залежей. Общая ширина ореола в центральной части месторождения составляет 380-400 м, протяженность — 600 м.

Ореолы свинца распространены значительно слабее ореолов повышенной радиоактивности и молибдена. Они имеют форму отдельных линз и лент и развиваются в основном в контурах рудных залежей.

Ореолы мышьяка распространены в основном в низах толщи фельзитов, по размерам (в плане) они сопоставимы с ореолами молибдена, имеют общую ширину около 400 м и протяженность по вертикали 120 м. Ореолы большей частью приурочены к рудовмещающим нарушениям и "отходят" от рудных залежей во вмещающие породы на первые метры. Под наносами аномальные содержания мышьяка прослеживаются по тектоническому нарушению 15, по тектоническому нарушению 1 ореол фиксируется в подрудной части месторождения в сиенит-порфирах, а в узлах сочленения с оперяющими разрывами образует "раздувы", обусловленные дорудным мышьяковистым пиритом.

Ореолы бериллия уступают по размерам ореолам радиоактивности, молибдена и часто проявлены в отрыве от рудных залежей, развиваясь в основном в подрудных горизонтах месторождения. Выходы ореолов на поверхность коренных пород отмечаются на флангах месторождения.

Ореолы цинка развиваются по серии крутопадающих рудовмещающих нарушений в основном в низах толщи фельзитов. Ширина ореолов до 510 м, по падению они ограничены дайкой липаритов, по восстановлению от выклинивания урановорудных залежей ореолы поднимаются на расстояние до 140 м. К поверхности ореолы цинка выходят узкими полосами по швам 1 и 15. Максимальные концентрации цинка (более 0,1%) проявлены как в контурах рудных залежей, так и вне их по простиранию рудовмещающих нарушений.

Приведенный фактический материал позволяет сформулировать следующие выводы: основными элементами-индикаторами уранового оруденения в Краснокаменской вулканической структуре Стрельцовой кальдеры являются уран, молибден, свинец, мышьяк, бериллий, цинк, а также ртуть и сурьма;

элементы-индикаторы образуют достаточно широкие ореолы, обычно превышающие размеры рудных залежей в 1,5-3 раза;

по размерам ореолы образуют следующий ряд (от больших к меньшим): уран — молибден — цинк — мышьяк — бериллий — свинец; причем в большинстве случаев ореолы элементов-индикаторов находятся в контуре ореолов радиоактивности;

ореолы элементов-индикаторов в основном развиты в толще фельзитов и к поверхности прослеживаются по единичным нарушениям в виде узких полос;

в подрудных горизонтах ореолы проявлены слабо, наиболее характерны здесь бериллий и мышьяк.

АРГУНСКОЕ И ЖЕРЛОВОЕ

Поисковые работы в Западном блоке Стрельцовой кальдеры на участке месторождений начаты партией 324 Сосновской экспедиции в 1963 г. [31ф-34ф]. В 1964 г. были выявлены месторождения Красный Камень и Пятилетнее. Месторождение Жерловое выявлено экспедицией 324 в 1978 г., а Аргунское — в 1979 г. одновременно экспедицией 324 и геолого-разведочной партией Приаргунского горно-химического комбината (ПГХК). Первооткрывателями Аргунского месторождения от экспедиции 324 ПГО "Сосновгеология" являются Л.П.Ищукова, В.А.Шлейдер, В.И.Пулин, В.Г.Попов, от ПГХК — Б.Н.Хоментовский, В.А.Кузнецов, А.П.Семенов, С.А.Стремилев.

Предварительная разведка проведена в 1979-1982 гг. силами этих организаций.

Значительный перерыв во времени от начала поисков до открытия месторождений объясняется тем, что рудные залежи не выходят на дневную поверхность, залегая на глубине 140 м от поверхности, и локализованы в иной литолого-структурной обстановке,

не свойственной для других месторождений рудного поля. Основная часть запасов Аргунского месторождения сосредоточена в ксенолите карбонатных пород.

Детальная разведка Аргунского и Жерлового месторождений начата в 1984 г. и проводилась в два этапа. Первый включал разведку верхних частей месторождений с поверхности и с горизонта 374 м шахты 16, во второй этап разведаны нижние части месторождений с горизонтов 270 и 150 м шахты 20. Завершена детальная разведка в 1992 г. [103ф].

Подрудные части месторождений изучены бурением глубоких скважин до глубины 2500 м [55ф].

Геоструктурное положение участка месторождений

Месторождения Аргунское и Жерловое образовались в Западном литолого-геоструктурном блоке Стрельцовой кальдеры, характеризующемся рядом отличительных черт, определяющих особенности их геологического строения. Этот блок занимает осевую часть Аргунской магмо- и рудоконтролирующей зоны глубинных разломов. Узел пересечения ее с глубинным разломом меридионального простираения явился основным магмо- и рудоподводящим каналом, в нем расположены Краснокаменский и Юго-Западный вулканические аппараты, в связи с чем здесь в геологическом разрезе преобладают кислые эффузивы жерловых фаций. Другой особенностью этого блока является гетерогенный состав фундамента и наиболее интенсивно проявленные в нем неоднократные процессы кремнещелочного метасоматоза, кислотного выщелачивания и гидротермальных преобразований. В северной части этого блока на площади около 3 км², кроме Аргунского и Жерлового месторождений, размещаются месторождения урана Красный Камень, Пятилетнее, контролируемые теми же структурными элементами. Севернее Аргунского находится крупное месторождение флюорита Гозогор (см. рис.13, 63).

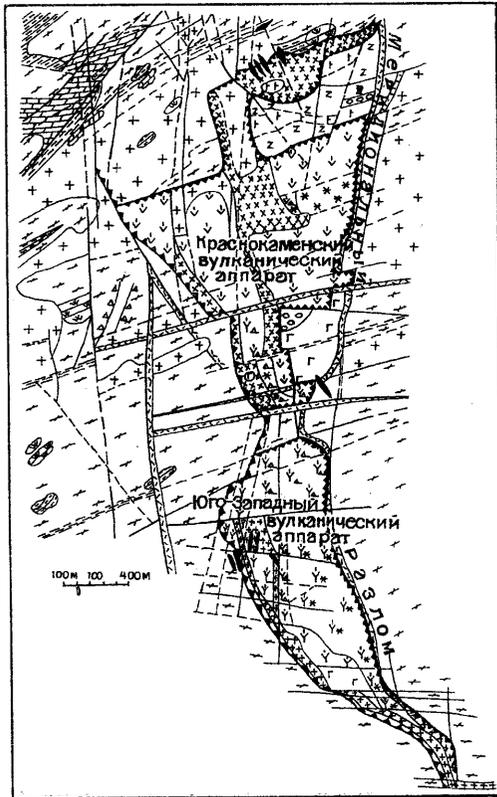


Рис. 183. Строение корневых частей Краснокаменского и Юго-Западного вулканических аппаратов на горизонте 0 м (Составила Л.П.Ищукова; условные обозначения см. на рис. 12)

Аргунское и Жерловое месторождения приурочены к северному крылу антиклинальной складки метаморфических пород, ядро и южное крыло которой интенсивно гранитизированы, и в результате последующего кремнещелочного метасоматоза породы превращены в метасоматиты, в которых содержатся ксенолиты неассимилированных замещаемых пород (рис. 183). Северное крыло складки сложено крутопадающей толщей мраморизованных доломитизированных известняков, прорванных со стороны висячего бока послонной интрузией габброидных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. На амфиболитах залегают раннепалеозойские гранитоиды, содержа-

щие ксенолиты гранитогнейсов и биотит-амфиболовых гнейсов. Со стороны лежащего бока толщи доломитизированных известняков развиты позднепалеозойские гранитоиды. В зоне лежащего контакта ксенолита доломитизированных известняков с гранитоидами локализовано Аргунское месторождение — одно из крупнейших в Стрельцовском рудном поле. Породы верхнего структурного этажа представлены на участке осадочно-вулканогенными слоистыми толщами приаргунской свиты и прорывающими их экстрезивными и жерловыми образованиями, слагающими Краснокаменский вулканический аппарат, в котором локализовалось Жерловое месторождение.

Краснокаменский вулканический аппарат, действовавший в поздние этапы мезозойской тектономагматической активизации, является северным в цепочке вулканов, прослеживающихся в меридиональном направлении на протяжении 4 км. Северным ограничением аппарата является долгоживущий кальдерный разлом, амплитуда обрушения по которому составила не менее 1000 м. Верхняя часть вулканической постройки, начиная с глубины около 0,8-1,2 км, имеет конусообразное расширение и выполнена фельзитами и сферолитовыми липаритами. Мощность фельзитов жерловой фации составляет 400-600 м. В заключительную фазу в жерловину внедрились экстрезии и дайки сиенит-порфилов, мелковкрапленниковых липаритов. Сиенит-порфиры в конусной части вулкана образуют штокообразное тело, от которого, наследуя крупные разломы субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений, отходят апофизы и дайкообразные тела, прорывающие гранитоиды и породы верхнего структурного этажа. Корневые части Краснокаменской вулканической постройки сложены неками мелковкрапленниковых липаритов, кварцевых сиенит-порфилов и сиенит-порфилов. В целом эта постройка многокорневая, основная часть некков имеет склонение в сторону Меридионального разлома, направленное в узлы сопряжения его с крупными субширотными разрывами, составляющими Аргунскую зону.

Вмещающие породы

Вмещающими Аргунского месторождения являются породы нижнего структурного этажа, представленные раннепротерозойскими метаморфическими образованиями и протерозой-палеозойскими гранитоидами, а Жерлового — экстрезивные и жерловые вулканы тургинской свиты нижнего мела.

Разрез метаморфических пород, воссозданный по разобренным, но довольно крупных размеров ксенолитам среди метасоматических гранитоидов, представлен снизу меланократовыми полнокристаллическими кварц-плагиоклаз-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами, среди которых установлены высокоглиноземистые метаалевролиты, метаалевропесчаники, содержащие андалузит, ставролит, силлиманит, кордиерит. Стратиграфически выше залегают мраморизованные доломитизированные известняки, мощность которых достигает 200-300 м. Ксенолит, слагающий северное крыло складки, вмещает основные залежи Аргунского месторождения. Угол падения пород на северо-восток 60-80°. Ксенолит имеет грубопластообразную форму и вытянут в субширотно-северо-западном направлении на 1,5 км. В плане он имеет дугообразную форму, слагая флексурную часть крыла складки.

Доломитизированные известняки имеют белый и серый цвет, характеризуются мелко-, среднезернистым сложением, массивной, реже параллельно-сланцеватой полосчатой текстурой, гетерогранобластовой структурой. Пачка карбонатных пород неоднородна по составу. В нижней части преобладают доломиты с маломощными прослоями в основании филлитовидных, кремнисто-слюдистых, графитовых сланцев. Средняя часть разреза представлена преимущественно доломитизированными известняками с прослоями кварц-слюдистых, кварц-биотит-амфиболовых гнейсов, сланцев. Верхняя часть пачки сложена в различной степени мраморизованными известняками. Карбонатные породы окварцованы, при этом наиболее интенсивно в лежащем боку — до кварцитоподобного состояния. Кварц представлен криптокварцем мелкозернистым и друзовидным.

Доломитизированные известняки прорываются послойной интрузией мощностью 200-400 м габброидных пород, интенсивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, вплоть до образования амфиболитов. Контакт ортоамфиболитов с известняками "рвущий", сложной конфигурации, особенно в нижней части разреза; здесь в ортоамфиболитах содержатся мелкие ксенолиты известняков. В приконтактных частях карбонатные породы представлены мраморами, содержащими офикальцит, скаполит.

Ортоамфиболиты весьма неоднородны по составу и текстурно-структурным особенностям. Главными компонентами являются плагиоклаз, роговая обманка, биотит, менее пироксен, количественные соотношения которых колеблются в широких пределах. Плагиоклаз соответствует андезину и лабрадору. Роговая обманка темно-зеленая, идиоморфна по отношению к плагиоклазу; биотит развивается нередко по роговой обманке; пироксен замещается роговой обманкой. Ортоамфиболиты интенсивно калишпатизированы, при этом кварц-калишпатовый агрегат развивается как в межзерновом пространстве, так и в виде линзовидных вытянутых по гнейсовидности породы кварц-полевошпатовых метасоматитов. В зонах интенсивного проявления кремнещелочного метасоматоза в амфиболитах, гнейсах, в карбонатных породах появляются гранат, флогопит, эпидот, щелочной пироксен.

В направлении на север в висячем боку складки известняки и амфиболиты сменяются протерозойскими мелкозернистыми гранитогнейсами; среди них распространены кварц-полевошпат-биотитовые гранитогнейсы, реже амфиболовые и прослои биотитовых сланцев.

Все породы в этом структурном узле интенсивно грейзенизированы и нередко превращены в кварц-слоистые метасоматиты. В северной части участка Жерлового на амфиболитах и гранитогнейсах залегают раннепалеозойские метасоматические гранитоиды, характеризующиеся крупнозернистыми гнейсовидными текстурами, порфириобластовой структурой, кучным расположением чешуй биотита и амфибола, наличием теневых структур и мелких скиалитов замещаемых метаморфических пород.

В лежачем борту северного крыла антиклинальной складки широко развиты позднепалеозойские гранитоиды, представленные как метасоматическими, так и интрузивно-анатектическими гранитами. Среди них преобладают средне-, крупнозернистые порфириобластовые лейкократовые и меланократовые разности с отчетливо проявленной гнейсовидностью. Гипидиоморфнозернистые структуры редки, преобладают бластмилонитовая, граноленидолобастовая и бластогранитная структуры. Калиевый полевой шпат — обычно ортоклаз — составляет 30-50%, плагиоклаз реликтовозональный — 20-30%, кварц — 40-60%, биотит — 1-5%, в меланократовых разновидностях количество биотита достигает 10%, при этом присутствует роговая обманка до 5%, замещающаяся биотитом.

В позднепалеозойских гранитах присутствует большое количество крупных ксенолитов и скиалитов метаморфических пород. В южном направлении их количество возрастает; они отмечаются как прослои биотит-амфиболовых гнейсов, метаэффузивов, гранитогнейсов; нередко ксенолиты раннепалеозойских гнейсовидных гранитов.

К позднепалеозойскому циклу гранитообразования относятся также многочисленные тела аплитов, имеющие аляскитовый состав, мелкозернистую, редко порфириовидную структуру.

Верхний структурный этаж на Аргунском месторождении имеет простое строение и представлен преимущественно эффузивными породами приаргунской свиты (J_3); менее распространены экструзивные тела сиенит-порфириров и липаритов, принадлежащих к образованиям тургинской свиты (K_1).

В основании приаргунской свиты залегают базальный горизонт осадочных пород, распространенный в понижениях палеорельефа фундамента. В наиболее крупной палеодолине, образовавшейся над амфиболитами, мощность осадочных пород составляет 70 м. В нижней части осадочных пород преобладают конглобрекчии, состоящие из обломков доломитизированных известняков, гранитов, реже кристаллических сланцев, амфиболитов. Выше залегают плохо сортированные песчаники с примесью пелито-алевролитового, а в верхних горизонтах и туфогенного материала. Повсеместно в базальном горизонте содержатся углефицированные растительные остатки. Основную часть разреза приаргун-

ской свиты на Аргунском месторождении составляет нижний покров базальтов, состоящий из массивных, реже миндалекаменных разностей, прослоев лавобрекчий и туфов. Покров базальтов согласно залегает на осадочных породах и выходит на дневную поверхность на большей части участка; мощность его изменяется с севера на юг от 20 до 400 м. На южном и юго-восточном флангах месторождения базальты перекрыты нижним покровом трахидацитов, имеющим мощность 100-200 м.

К образованиям верхнего структурного этажа к тургинской свите относятся экструзии и дайки сиенит-порфириров, мелкопорфирировых липаритов, вскрытые на максимальных глубинах в юго-восточной корневой части Аргунского месторождения. Тела сиенит-порфириров контролируются разломами субмеридионального и субширотного простираний; мощность тел от 20-40 до 140 м.

На площади Жерлового месторождения верхний структурный этаж представлен полным разрезом приаргунской и тургинской свит, имеющих мощность до 1110 м. Широко распространены наряду с покровными породы жерловых и экструзивных фаций, слагающие вулканическую постройку. Осадочно-вулканогенные образования приаргунской свиты в пределах вулканического аппарата разобщены в пространстве и слагают ряд блоков среди пород жерловых фаций, испытавших сбросо-сдвиговые смещения; при этом в северном борту аппарата они залегают под надвинутым блоком пород нижнего структурного этажа. Базальный горизонт осадочных пород залегают на разных уровнях. На базальных конгломератах залегают нижний покров базальтов мощностью 300 м. Стратиграфически выше залегает нижний покров флюидальных трахидацитов с прослоями литокристаллокластических туфов в основании и в кровле покрова; мощность покрова 40-200 м. Выше залегает средний покров массивных базальтов мощностью от 40 до 120 м, который перекрывается верхним покровом трахидацитов мощностью до 200 м и горизонтом туфов мощностью до 60 м. Залегающий выше верхний покров базальтов в большей части уничтожен экструзией сиенит-порфириров.

Образования тургинской свиты представлены экструзивными и жерловыми фациями кислых эффузивов, слагающими вулканическую постройку. Фельзиты жерловой фации в отличие от покровных характеризуются стекловатым составом, крутопадающей, нередко вихреватой, флюидальностью, часто лавобрекчиевым сложением, содержат обломки гранитов, базальтов, трахидацитов. Экструзивные тела сиенит-порфириров, мелкопорфирировых липаритов являются вмещающими урановое и молибденовое оруденение на Жерловом месторождении.

Сиенит-порфиры во внутренних частях тел имеют крупнопорфирировое сложение, а в периферийных — мелкопорфирировое. Количество кварца колеблется в пределах от 2 до 20% с переходами до граносиенит-порфириров. Кварц темно-серый. В породе присутствует биотит до 10-15%, в небольшом количестве пироксен. Вкрапленники полевых шпатов замещены каолином, монтмориллонитом с примесью карбонатов. Местами вокруг вкрапленников отмечаются каемки бурого криптоварца, образующего оvoidные структуры. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, анатазом.

Мелкопорфирировые липариты образуют рвущие дайки и слагают корневые части тел сиенит-порфириров.

Тектоника

Особенности тектонического строения Аргунского и Жерлового месторождений определяются расположением их в узле пересечения долгоживущих глубинных зон разломов — Аргунской, южной ветви Урулюнгуевской и Меридиональной, а также близостью вулканического центра, деятельность которого обусловила образование новых тектонических разрывов. Тектонические нарушения древнего заложения проявлены в породах фундамента в виде зон рассланцевания и бластомилонитов, согласных с элементами складчатости пород.

Процессы позднепалеозойской активизации района привели к развитию многочисленных разрывных нарушений различного порядка, и к началу рудообразования возникли

разломы меридионального, северо-западного субширотного и северо-восточного простираний, сопровождающиеся зонами трещиноватости на разных литологических уровнях.

Наиболее крупными являются северо-восточные и субширотные тектонические швы Аргунской зоны, Меридиональный разлом и оперяющие его субпараллельные Краснокаменский, Флюоритовый, Пятилетний, а также разрывы северо-западного простирания составляют Тулукуевскую зону. Часть разрывных нарушений наследует формы пликативных дислокаций и зоны милонитов.

Зоны крутопадающих нарушений состоят из нескольких тектонических швов-разрывов, вдоль которых породы на мощность 0,5-7 м раздроблены, трещиноваты, нередко брекчированы или развальцованы. Некоторые разломы выражены системой сближенных кулисообразных трещин, сопровождающихся дроблением и развальцеванием пород. На плоскостях трещин видны зеркала скольжения и штриховка сбросо-сдвиговых перемещений. Большая часть крутопадающих разрывов слабо проявлена на современной поверхности; в перекрывающих покровных базальтах они выражены дроблением или мелкой трещиноватостью.

Наиболее ранними по времени заложения являются разломы Аргунской зоны субширотного простирания. Из них тектонический шов 3 прослеживается фрагментарно на всем протяжении Стрельцовской кальдеры. На участке Аргунского и Жерлового месторождений он ограничивает с севера вулканический аппарат (рис. 184). В процессе кальдерообразования и последующих разнонаправленных подвижек вдоль него возникли чешуеобразные взбросо-надвиги древних пород фундамента на вулканиты жерловых и покровных фаций. Вдоль основного сместителя породы развальцованы до глинки трения на мощность 0,5 м; амплитуды вертикальных смещений достигают 500-600 м. Неоднократные перемещения вдоль разломов вызвали образование многочисленных субпараллельных и диагональных сколов в зоне общей мощностью до 120 м.

Основной тектонический шов и его оперяющие, являясь магмоподводящим каналом, контролируют неки сиенит-порфиров, липаритов и эруптивные брекчи.

Крупные разрывы меридионального и близмеридионального северо-восточного простирания, составляющие Краснокаменскую и Пятилетнюю зону разломов, образовались как оперяющие главного Меридионального разлома до возникновения вулканического аппарата. Впоследствии Меридиональный разлом и его оперяющие оказались разбиты и отдельные фрагменты их смещены по подновившимся субширотным разрывам.

Основным и важным рудоконтролирующим структурным элементом Краснокаменской зоны является тектонический шов 7, который горными выработками и скважинами прослежен более чем на 1 км по простиранию и на 900 м по падению. При пересечении с разломом 3 он изгибается и изменяет меридиональное простирание на северо-восточное (30°); угол падения его на восток 50-75°. Разлом 7 сопровождается оперяющими субпараллельными диагональными разрывами, образующими с ним в разрезе ступенчатые сбросы с амплитудой смещения 30-100 м. В целом, имея субмеридиональное простирание, оперяющие разломы, согласуясь с контурами крупного блока осадочно-вулканогенных пород, в центральной части участка изгибаются до северо-западного. Общая мощность зоны тектонического шва 7 и оперяющих его нарушений колеблется в пределах 40-90 м. Тектонические швы-сместители выполнены глиной трения мощностью до 10 см; вдоль сместителей породы трещиноваты, развальцованы на мощность до 2 м; зеркала скольжения на плоскостях трещин указывают на сбросо-сдвиговые перемещения блоков. В местах сопряжения основного и оперяющих швов образовались брекчи. Разрывные нарушения висячего бока шва 7 ограничиваются в верхних частях межформационным срывом, проходящим по контакту структурных этажей. Под этим тектоническим срывом в блоке гранитов и сиенит-порфиров, ограниченном разломами 7, 3а, 3б, образовалась штокерковая зона трещиноватости, вмещающая основную массу молибденовых и флюорит-молибденовых руд Жерлового месторождения.

Пятилетняя зона субмеридиональных северо-восточных разрывов 1, 2 образовалась восточнее Краснокаменской зоны в висячем боку Меридионального разлома. Они контролируют внедрение экструзивных тел сиенит-порфиров, липаритов и эруптивных брекчий. Вдоль разломов породы трещиноваты, раздроблены до состояния брекчий. По опе-

ряющим швам происходили сбросо-сдвиговые смещения небольшой амплитуды (10-40 м), а по основному разлому 1 со стороны лежащего бока породы сброшены на 400-500 м.

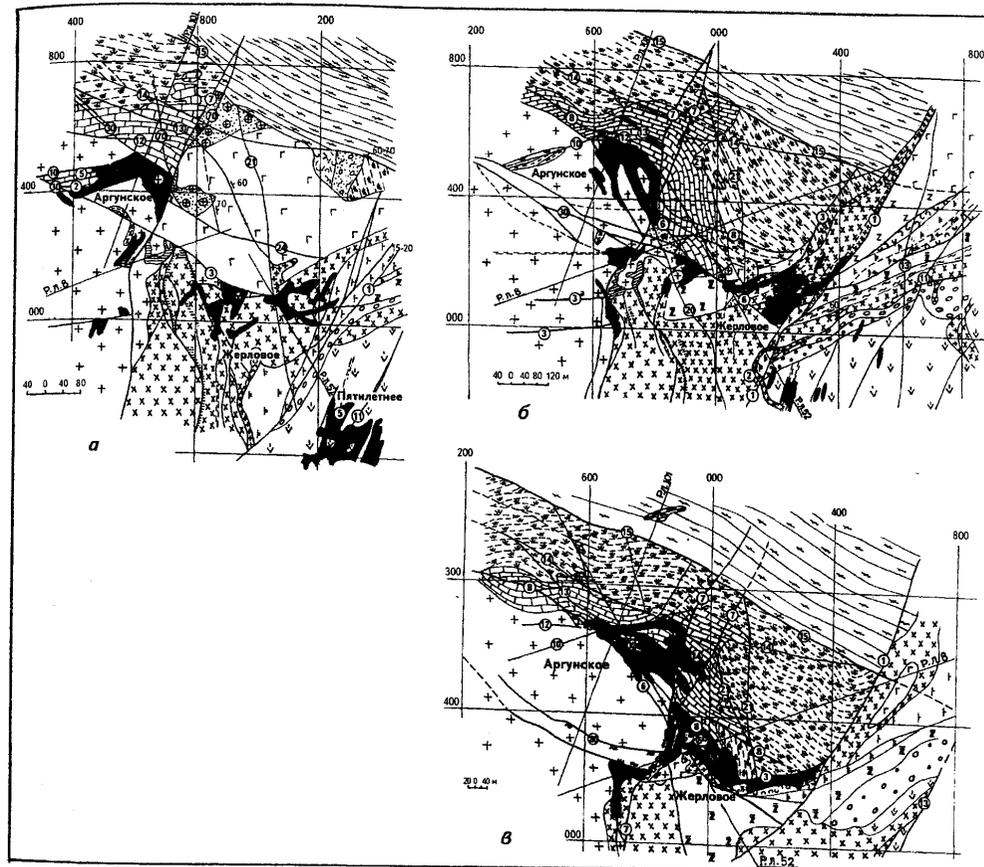


Рис. 184. Геологические планы горизонтов 374 м (а), 270 м (б) и 150 м (в) месторождений Аргунское, Жерловое (Составители В.Г.Миронов, А.И.Брель; условные обозначения см. на рис. 12)

На глубине более 1000 м от поверхности наблюдается сближение зон разломов — Меридионального, Краснокаменского, Пятилетнего — и нарушений Аргунской зоны, и узел их сопряжения являлся магмоподводящим каналом, в котором расположены корневые части Краснокаменского вулканического аппарата. Этот узел являлся также основным рудоподводящим каналом при формировании месторождений Аргунского, Жерлового, Пятилетнего, Красный Камень и других в пределах Стрельцовского рудного поля.

Важными структурными элементами, контролирующими локализацию рудных залежей Аргунского месторождения, являются северо-западные (310-330°) нарушения (8, 12, 13, 14, 16, 30), составляющие зону общей мощностью более 300 м. Согласно с элементами складчатости, зона прослеживается в северо-западном направлении более чем на 2 км.

Зона нарушений северо-западного простирания, являясь долгоживущей, на ранних стадиях развивалась в условиях сжатия в северо-восточном направлении, и в ее пределах образовались трещины скола. В период блоковых перемещений по Меридиональному разлому вектор сжатия был ориентирован в северо-западном направлении и по трещинам скола развивались трещины отрыва, а в целом по зоне происходило дробление и брекчирование пород, с наибольшей силой проявившееся в области сочленения разрывов с

зоной субмеридионального разлома 7, где в процессе рудообразования происходило формирование мощных рудных столбов.

Наиболее крупный разлом 8 северо-западного простирания возник по контакту известняков с гранитами. Тектонический шов имеет сложное строение; на плоскостях сместителя штриховка указывает на сбросо-сдвиговый характер смещения. Амплитуда перемещений достигает десятков метров. Висячем боку развиты трещины отрыва, выполненные брекчией и минералами молибден-урановой рудной стадии. В изгибах разрывов наблюдаются полости, стенки которых покрыты друзами кварца и флюорита. В лежащем боку шва 8 в гранитах наблюдается мощная зона (до 50 м) бластомилонитов.

Висячем боку разлома 8 в доломитизированных известняках, в месте сопряжения его с зоной разлома 7, образовалась зона брекчированных пород, в которой устанавливается серия оперяющих разрывов, падающих так же, как и основной шов 8 на северо-восток, но под более крутым (до 80°) углом. Известняк брекчирован на мощность 50-150 м, при этом обломки не испытали заметных смещений и практически сохраняют первоначальные элементы слоистости. В цементе брекчии кроме измельченной породы присутствуют минеральные агрегаты дорудной, рудной и пострудной стадий. Образование этой брекчии вызвано, по-видимому, не только тектоническими подвижками, но и механическим воздействием газонасыщенных гидротермальных растворов; они подобны известным взрывным брекчиям; тело этих брекчий в плане имеет изометричную форму, а по падению склоняется на северо-восток согласно склонению линии сочленения разломов. В теле этих брекчий локализованы рудные столбы, характеризующиеся высоким качеством руд. Брекчии прослеживаются и в подрудной области на глубине 2200-2300 м (по данным глубоких скважин 1с и 11).

Один из крупных разломов (30) северо-западного простирания (310-320°) прослеживается горными выработками и скважинами на юго-западном фланге Аргунского месторождения. Разлом 30 имеет кругое падение на северо-восток, а при сочленении с зоной субширотных разломов выполаживается и приобретает субширотное направление; здесь он контролирует тело сиенит-порфиров.

В пределах вулканического аппарата на Жерловом месторождении в приконтактовой части тела сиенит-порфиров и, повторяя его контуры, во вмещающих породах образовалась сложная трещинная зона, вмещающая рудные тела.

В заключение следует отметить, что расположение участка месторождений в эпицентре тектонической и магматической активности на протяжении всей истории развития обусловило весьма сложное строение рудоконтролирующих и рудовмещающих структурных элементов.

*Рудоносность участка месторождений
и морфология рудных залежей*

Месторождения Аргунское и Жерловое обладают рядом специфических черт, отличающих их от других месторождений Стрельцовского рудного поля. Расположение месторождений в узле пересечения глубинных разломов, служившим магмовыводящим каналом, предопределило сложную морфологию рудных тел. Рудонасыщенность этого вулканотектонического узла высокая. Здесь, кроме Аргунского и Жерлового месторождений, локализованы месторождения урана Красный Камень и Пятилетнее, рудопоявление урана Угловое, Мираж, а в 3 км к северо-западу от Аргунского образовалось крупное месторождение флюорита Гозогор и рудопоявление свинца, цинка, олова Цветное. На юго-западном фланге Аргунского месторождения находится проявление фосфора (см. рис. 63).

Аргунское месторождение урана — единственное в Стрельцовском рудном поле, образовавшееся в карбонатных породах; Жерловое — локализовано в эффузивах и в гранитах. Только на этих месторождениях в рудном поле выявлены промышленные залежи собственно молибденовых руд. Аргунское месторождение, наряду с Антеем, является наиболее глубокозалегающим. Нижние части рудных залежей установлены на глубине 1000 м

и не оконтурены до выклинивания. Рудные залежи Жерлового месторождения на глубоких горизонтах, вблизи нектровой части вулканического аппарата, сливаются с рудными телами Аргунского месторождения.

Основным фактором локализации оруденения является структурный. Морфология залежей зависит от тектонических условий, создавшихся в этом блоке в результате телескопированного проявления разновозрастных структурно-вещественных комплексов.

Узел пересечения разнонаправленных зон разломов, отличающийся широким развитием разрывных нарушений и брекчий, явился высокопроницаемым каналом фильтрации гидротермальных растворов, а слабо нарушенные, перекрывающие верхние горизонты известняков, амфиболиты и покров базальтов, служившие экранами на пути движения растворов, создавали весьма благоприятные гидродинамические и физико-химические условия, способствовавшие интенсивному рудоотложению.

В отличие от других месторождений Стрельцовского рудного поля на Аргунском месторождении наряду со структурными факторами важное значение в процессах рудообразования имели литологический и химический состав пород. Доломитизированные известняки, химически контрастные с гранитами, играли роль геохимического барьера на пути фильтрации рудоносных растворов, способствовавшего сбрасыванию рудных компонентов. В результате сочетания благоприятных гидродинамических и геохимических факторов сформировались богатые урановорудные и молибденовые залежи, которые локализованы в пределах трех обособленных в пространстве рудоносных трещинных зон. Залежи Аргунского месторождения сосредоточены в рудоносной зоне 1, Жерлового — в зонах 2 и 3. Рудоносная зона 1 образовалась в месте сочленения северо-западных разломов 8, 12, 13, 14 с субмеридиональным разломом 7. Зона 2 образована пересечением разлома 1 и широтной зоной разлома 3. В месте сочленения этой широтной зоны, северо-западного разлома 30 и разлома 7, сформировалась рудоносная зона 3. Основные запасы урана (92%) сосредоточены в зоне 1, собственно молибденовые руды образовались в зоне 3 (рис. 185, 186; см. рис. 184).

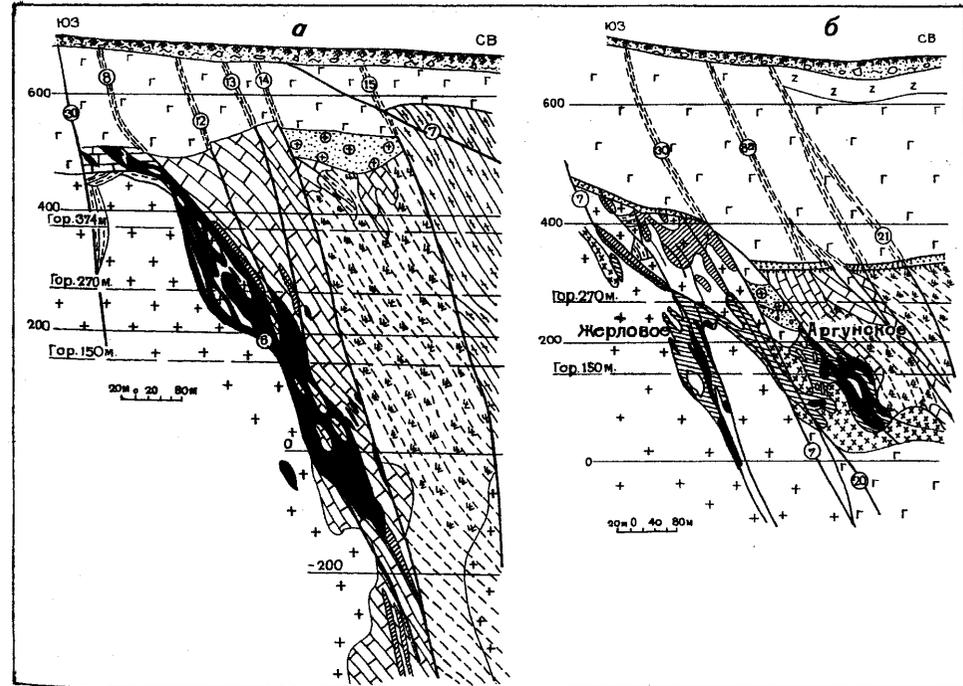


Рис. 185. Геологические разрезы по разведочным линиям 101 месторождения Аргунское (а) и 8 месторождений Аргунское, Жерловое (б) (условные обозначения см. на рис. 12)

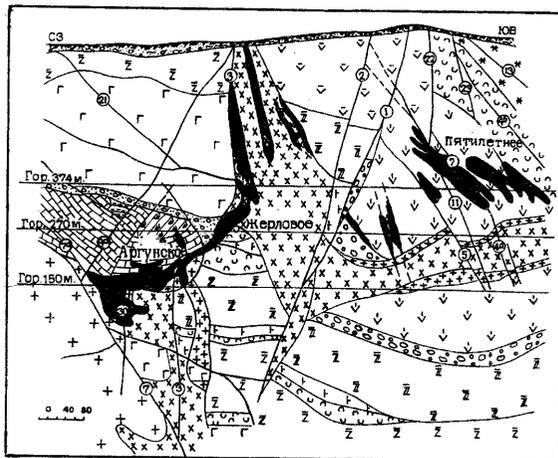


Рис. 186. Геологический разрез по разведочной линии 52 месторождений Аргунское, Жерлово, Пятилетнее (условные обозначения см. на рис. 12)

Рудоносная трещинная зона 1 вытянута в северо-западном направлении; на верхних горизонтах на северо-западном фланге к ней примыкает субширотная зона, в связи с чем зона в плане приобретает дугообразную форму. Ширина зоны достигает 200-300 м, на северо-восток угол падения 50-70°. По вертикали кондиционное оруденение развито в интервале глубин 170-1000 м.

Основными рудоконтролирующими нарушениями являются разломы 7, 8 и другие, оперяющие разлом 7, минерализованные разломы и сопровождающие их раздробленные и брекчированные породы. Верхней границей развития оруденения служит тектоническое нарушение по контакту нижнего и верхнего структурных этажей. По падению оруденение прослежено до глубины более 900 м. На флангах оруденение ограничено экранирующими тектоническими швами и на продолжении рудовмещающих трещин по простиранию на современной поверхности отмечаются лишь радиометрические аномалии, удаленные от рудных залежей на 1,5 км; в связи с этим оценка непосредственно этих аномалий на ранних этапах поисков не привела к выявлению рудных тел. Урановое оруденение сосредоточено главным образом в карбонатных породах в лежачем боку ксенолита. В гранитах образовались залежи рядовых руд.

Особенностью Аргунского месторождения является существенная роль молибдена, который присутствует в комплексных молибден-урановых рудах и образует собственно молибденовые рудные залежи, сосредоточенные на северо-западном фланге и на глубоких горизонтах месторождения.

Рудоносная трещинная зона 2 (восточная) образовалась в сиенит-порфирах, менее — в липаритах в лежачем боку разлома 3 на участке его перегиба по падению и ограничена разломами 1 и 30. Протяженность зоны 400 м, ширина 50-150 м, в узле сопряжения швов 3 и 15 ширина зоны 20-60 м. Размах оруденения по падению превышает 300 м. Рудоносная зона вмещает рядовое урановое оруденение.

Рудоносная трещинная зона 3 (западная) развилась главным образом в гранитах и сиенит-порфирах. Рудонасыщенные трещины являются оперяющими разломов 7 и 30. В целом зона вытянута в близмеридиальном направлении на 550 м, имеет ширину от 50 до 200 м, высоту до 250 м. Рудоносная зона 3 вмещает главным образом молибденовое оруденение; урановые руды образовались на нижних уровнях в лежачем боку шва 7. В верхней части рудоносная зона экранируется нарушением по контакту базальтов с гранитами.

Все многообразие рудных тел, локализованных в рудоносных зонах, подразделяется на два основных морфологических типа залежей — штокверкоподобные и жилеобразные, пространственно взаимосвязанные между собой.

Штокверкоподобные рудные залежи образовались в местах наибольшего развития крутопадающих разрывных трещин, оперяющих основные тектонические швы. Мощность штокверкоподобных залежей колеблется от 20 до 70 м, высота — 50-200 м, протяженность достигает 300 м. Рудная минерализация насыщает швы и трещины, а также микротрещиноватые породы и брекчии, образовавшиеся между крупными разрывными трещинами. Количество рудоносных трещин изменяется от 2-3 до 15 на 1 м. Сплошность оруденения зависит от плотности минерализованных трещин; нередко оруденелые интервалы, имеющие мощность от 2 до 20-30 м, перемежаются с безрудными мощностью до 3 м.

Внутреннее строение залежей при этом нередко зависит от кондиционных показателей бортового содержания полезных компонентов и мощности прослоя пустых пород.

Среди жилеобразных рудных залежей на месторождениях выделяются крупные жилеобразные залежи сложной формы и более мелкие простой морфологии. Крупные жилеобразные залежи контролируются крутопадающими разрывами, сопровождающимися зонами интенсивно раздробленных и брекчированных пород. Мощность рудных тел 3-10 м. Жилеобразные залежи простой морфологии образовались вдоль оперяющих разрывов и обособленных трещин. Нередко жилеобразные тела находятся на участках выклинивания и расщепления штокверкоподобных залежей. Мощность таких тел 1-2 м, протяженность — первые сотни метров.

Урановые и молибденовые рудные залежи не имеют четко выраженных границ в связи с постепенным снижением содержания рудных компонентов. Оконтуривание урановых рудных залежей проводится по данным гамма-опробования выработок и гаммакаротажа скважин в соответствии с принятыми условиями. Границы молибденовых рудных залежей определяются геологическими видами опробования, а также по результатам рентгенорадиометрического опробования в горных выработках и рентгенорадиометрического каротажа скважин.

На Аргунском месторождении в рудоносной зоне 1 выделяется 10 штокверкоподобных рудных залежей и 42 жилеобразных. Наиболее крупной является штокверкоподобная рудная залежь 7, включающая 63% запасов урана. Оруденение локализовано в дробленных, брекчированных доломитизированных известняках, менее — в гранитах и контролируется разломом 8 и оперяющими его разрывными нарушениями 12, 13, 2, 5, 7. Залежь вытянута в северо-западном (310-330°) направлении; имеет падение на северо-восток под углом 50-70° в соответствии с падением линии сопряжения рудовмещающих северо-западных швов (8, 12 и др.) и субмеридиального разлома 7. Вертикальный размах развития оруденения превышает 750 м (см. рис. 185, а). Залежь 7 имеет сложное неоднородное внутреннее строение. Оруденение неравномерное, содержания урана варьируют от 0,05 до 0,62%; мощность рудных пересечений достигает 16-23 м. На участках сопряжения разлома 7 с рудовмещающими разрывами 8, 12, 13 и другими образовались рудные столбы, характеризующиеся раздувом мощности рудного тела до 60-70 м и высокими содержаниями урана, достигающими в отдельных сечениях 1,4% (рис. 187). Между рудными столбами содержание урана в сечениях колеблется от 0,05 до 0,29%. Руды комплексные. В рудах, кроме урана, присутствует молибден; его содержание в богатых урановорудных столбах изменяется от 0,03 до 0,12%, в рядовых — не превышает 0,02%.

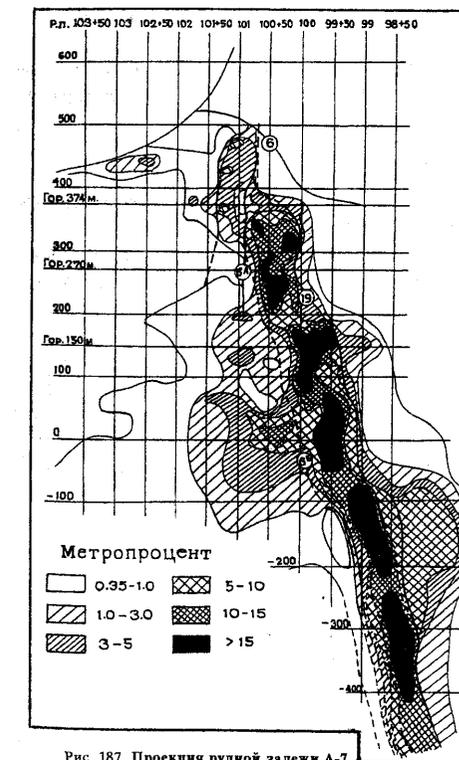


Рис. 187. Проекция рудной залежи А-7 Аргунского месторождения на вертикальную плоскость в изолиниях метропроцента содержания урана

Жилеобразные залежи локализованы вдоль тектонических швов и имеют более простое внутреннее строение и высокую сплошность оруденения. Руды рядовые, содержание урана варьирует от 0,05 до 0,38%. Молибден в рудах присутствует спорадически, содержание его не более 0,07%.

Кроме урановорудных залежей в рудоносной зоне 1 Аргунского месторождения обособляются собственно молибденовые залежи. Они локализованы в виде жил в известняках вдоль крупных тектонических швов или штокверкоподобных раздувов в местах

сближенных швов. Молибденовородные залежи на северо-западном и юго-восточном флангах месторождения сосредоточены на нижних уровнях — более 500 м от поверхности, и до выклинивания не прослежены. Средняя мощность жил колеблется от 1,5 до 4,7 м. Содержание молибдена изменяется от сотых долей процента до 2,2%. В некоторых рудных телах присутствует уран.

На Жерловом месторождении в рудоносной зоне 2 выделяется 5 штокверкоподобных и 7 жилообразных урановородных залежей, локализованных в сиенит-порфирах и мелкокрапленниковых липаритах на сопряжении субширотных разломов 3, 30, 15. Простирание залежей субширотное северо-восточное с падением на северо-запад. Протяженность от 60 до 200 м, высота по вертикали 70-160 м, ширина от 10 до 60 м. Содержание урана в рядовых рудах от 0,05 до 0,2%, в единичных сечениях — до 1,2%.

В рудоносной зоне 3, в ее северной части, в гранитах и сиенит-порфирах локализовались штокверкоподобные молибденовородные залежи, нижней границей которых является разлом 7, а верхней — разлом по контакту гранитов и базальтов. Урановые штокверкоподобные залежи образовались в лежащем боку разлома 7 и характеризуются бедными и рядовыми рудами.

Южная часть рудоносной зоны имеет более простое строение, характеризуется развитием жилообразных молибденовых рудных залежей, локализованных вдоль крупных разрывных нарушений в основном северо-западного (320°), реже субмеридионального простирания.

В рудоносной зоне 3 обособляются 22 жилообразных и 5 штокверкоподобных молибденовых залежей, а также 3 урановых штокверкоподобных залежи.

Рудонасыщенность штокверкоподобных молибденовородных залежей различная. Она состоит из нескольких сложно сочленяющихся рудных интервалов мощностью от 0,4 до 21 м, разделенных безрудными участками мощностью от 3 до 25 м. Выделяется до семи рудных интервалов в одном пересечении залежи. Содержание молибдена колеблется от 0,035 до 1,130%.

В жилообразных залежах на Жерловом месторождении сосредоточено 70% запасов молибдена. Распределение молибдена крайне неравномерное, содержание по рудным пересечениям варьирует от первых сотых долей процента до 1,182%, мощности изменяются от десятков сантиметров до 9,8 м. В целом жилообразные залежи имеют простое строение. Преобладают мощности рудного тела от 1 до 9 м с содержанием молибдена 0,05-0,350%. Максимальные концентрации молибдена наблюдаются в местах интенсивного прожилкового и метасоматического окварцевания и в ореолах пиритизации.

Молибденовые руды представлены крупночешуйчатым молибденитом и иордизитом. Молибденит в ассоциации с флюоритом и сульфидизированным криптокварцем заполняет полости трещин, является цементом брекчий и насыщает боковые породы, нередко образует прожилки мощностью до 2-4 см. Тонкодисперсная вкрапленность молибденита придает породам темно-серую, черную окраску. В отдельных местах в молибденовых рудах присутствует в незначительном количестве уран, его содержание составляет 0,01-0,05%, в значительных количествах присутствует флюорит, максимальные содержания которого устанавливаются в залежах жильного типа в сиенит-порфирах; его содержание в сечениях колеблется от первых процентов до 51%, среднее содержание 12,6%. Темно-фиолетовый флюорит образует прожилки и насыщает цемент брекчий. Отмечается светло-фиолетовый и бесцветный флюорит, содержащий вкрапленность оранжевого клейофана. В обломках породы и кварца, заключенных во флюорите, отложились микросталлы апатита.

Вещественный состав руд и изменения пород

Изучение вещественного состава руд и вмещающих пород проведено геологами и минералогами экспедиции 324 В.В.Остапенко, М.В.Вампиловым, Л.А.Мионовой, А.И.Поповой. Петрографические исследования, изучение минерального состава и особенностей высоко- и среднетемпературных рудоподготовительных преобразований про-

ведены Л.П.Ищуковой. Под ее руководством разработана общая схема минеральной стадийности рудообразующего процесса. Низкотемпературные гидротермальные преобразования изучены М.В.Вампиловым.

В изучении петрографо-минералогических особенностей месторождений принимали участие, кроме геологов и минералогов экспедиции 324, специалисты ЦНИЛ и ВНИИХТ, ВИМС, ИГЕМ РАН, ЗабНИИ.

В околорудном и рудном пространствах широкое развитие получили постгранитизационные высоко- и среднетемпературные изменения пород и минеральные комплексы, связанные с поствулканическими низкотемпературными рудообразующими процессами.

Высоко- и среднетемпературные пневмогидротермальные процессы обусловили микроклинизацию, альбитизацию, скарнирование, флогопитизацию, образование кварц-мусковит-флюорит-турмалиновых грейзенов, биотитизацию, пропицитизацию в гранитах и кристаллических сланцах.

Ранняя калишпатизация и альбитизация проявились в завершающие стадии кремнещелочного метасоматоза, обусловившего становление позднелазеоэойских гранитоидов. Ореолы этих преобразований обширны и распространяются далеко за пределы Тулуевской впадины. В позднем палеозое получили развитие кварц-мусковит-турмалиновые минеральные ассоциации (грейзенизация 1). В один из ранних этапов позднемезозойского активизационного периода, до формирования вулканитов в рудном поле, вдоль глубинных зон разломов образовались кварц-микроклиновые, кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты и кварц-мусковит-флюоритовые грейзены 2. Наиболее интенсивной грейзенизации подверглись blastsомилониты и катаклазиты гранитоидов. В узле пересечения Аргунской и Меридиональной зон разломов ореол грейзенизации имеет ширину до 1-2 км; по простиранию он прослеживается за пределы участка месторождений. В грейзенизированных породах кварц-мусковитовые агрегаты замещают породообразующие минералы и выделяются в виде обособленных линз, прослоев, ориентированных по гнейсовидности; широко распространены кварц-флюоритовые и кварц-флюорит-турмалиновые прожилки и жилы, в которых присутствуют топаз, циркон, пирит, нередко касситерит, паризит, синхизит.

Кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты образуют более локальные, но довольно мощные и протяженные зоны в осевых частях тектонических нарушений. Мощность микроклиновых метасоматитов достигает первых сотен метров, а микроклин-альбитовых — от первых метров до 70 м.

Кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты распространены среди пород фундамента в околорудном пространстве месторождений. Мелкозернистые агрегаты кварца, микроклина и альбита насыщают межзерновое пространство, образуют линзовидные скопления, придавая породам мигматитовую струйчатую текстуру или выделяются в виде жилообразных тел мощностью от 1-2 см до 3-7 м. При воздействии кремнещелочных растворов роговая обманка приобретает голубой оттенок, а вдоль микротрещин их щелочность возрастает, и они становятся синими. Нередко в зонах кремнещелочных метасоматитов развивается эгирин и арфедсонит.

В подрудном горизонте месторождений в зонах кварц-микроклин-альбитовых изменений гранитов установлены непромышленные проявления уранинита, бреггерита и паризита, образующие мелкую вкрапленность в ассоциации с урансодержащим ксенотимом, цирконом, монацитом, анатазом.

Кремнещелочной метасоматоз вызвал образование скарноидов и пропицитов в карбонат-содержащих породах. В известняках, амфиболитах и сланцах в зонах скарноидно-пропицитовых изменений содержится гранат, ильменит, магнетит-мартит, эпидот, хлорит, повышенные концентрации олова, вольфрама, лития, скандия, ванадия, хрома, никеля и кобальта.

Средне-, низкотемпературные изменения широко проявлены в околорудном пространстве месторождений. Среднетемпературные кварц-серицитовые метасоматиты сопровождают полиметаллическую минерализацию, не образующую промышленных концентраций. Галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит отмечаются в метаморфических породах, в гранитах и сиенит-порфирах. На северо-западном фланге Аргунского место-

рождения галенит и сфалерит слагают в амфиболитах на контакте с известняками жилу мощностью до 0,3 м. Широкие ореолы свинца, цинка, серебра, мышьяка сопровождают урановорудные тела, а на удаленном северо-западном фланге Аргунского месторождения в геохимических ореолах присутствуют anomalно высокие концентрации олова, меди. Непромышленная оловорудная минерализация (касситерит) установлена на флангах месторождений в зонах рассланцевания и интенсивной серицитизации в гранитах и сланцах.

Низкотемпературные изменения широко проявились непосредственно во вмещающих оруденение породах и представлены аргиллизацией и окварцеванием. Аргиллизация наиболее заметна в гранитоидах, метаморфических меланократовых породах, сиенит-порфирах и в осадочно-вулканогенных образованиях. В доломитизированных известняках преобладает окварцевание. В первую очередь изменению подвергаются плагиоклазы и цветные минералы пород, а калиевый полевой шпат изменяется только в центральных частях ореолов аргиллизации.

Основными новообразованиями являются глинистые минералы, характерные для месторождений молибден-урановой рудной формации. Аргиллизиты дорудного комплекса представлены двумя фациями: гидрослюдитов и монтмориллонитовых и каолинитовых метасоматитов. В рудном и пострудном комплексах получили развитие хлорит-монтмориллонитовые, хлоритовые и каолинитовые (диккитовые) метасоматиты, вмещающие на уровне уранового оруденения в заметных количествах прожилки и метасоматические выделения темно-фиолетового флюорита.

В распределении минеральных ассоциаций аргиллизитов наблюдается определенная вертикальная и горизонтальная зональность. В верхних частях месторождений (до глубины 500-700 м) в непосредственной близости от урановорудных тел в силикатных породах во внутренних зонах ореолов глинистые фракции содержат в преобладающем количестве (50-60%) каолинит, в меньшем — монтмориллонит и гидрослюда. В меланократовых породах мощность этой зоны не превышает первых метров и по удалении она сменяется магнезиально-железистыми слоистыми силикатами промежуточной зоны: монтмориллонитом, хлоритом и смешанослойными разностями в ассоциации с обильными выделениями карбонатов сложного состава, с заметным количеством гематита, лейкоксена, пирита и других минералов. Количество хлорита в глинистой фракции достигает 13-18%, хлорит-монтмориллонита — 24-53%.

Иной характер ореолов наблюдается в граносиенит-порфирах, сиенит-порфирах, в которых на значительном протяжении по осевой части ореола устойчиво проявлен каолинит в ассоциации с монтмориллонитом, нередко со смешанослойным гидрослюда-монтмориллонитом; количество пакетов гидрослюды в структуре смешанослойного минерала достигает 78%.

В околорудных гранитах наряду с каолинитом и монтмориллонитом также широко развита гидрослюда и ее смешанослойные разновидности. Содержание пакетов гидрослюды в структуре смешанослойного минерала не превышает 78%, в то время как на других месторождениях Стрельцовского рудного поля составляет до 90%. Как показало глубокое бурение, фация гидрослюдитов проявлена в основном на глубоких уровнях (более 700 м от поверхности) подрудного горизонта.

Развитые в рудном пространстве хлоритовые, нередко хлорит-монтмориллонитовые минералы, связанные в основном с послепорудным флюоритовым процессом, прослеживаются на значительную глубину и в подрудном горизонте — до глубины 2500 м (по данным бурения глубоких скважин).

Околорудные преобразования доломитизированных известняков характеризуются иными особенностями. Доломиты интенсивно катаклазированы, перекристаллизованы в более мелкозернистый, иногда пелитоморфный агрегат. В них в значительно меньшем количестве развиты метасоматические выделения глинистых минералов, образующих обособления по трещинам и в открытых полостях. Глинистые фракции оруденелых доломитов содержат гидрослюда-монтмориллонит — 45-100%, каолинит, нередко и диккит — до 53%, хлорит — до 2%, иногда гидрослюда в чистой фазе. На глубине более 500-600 м каолинит сменяется гидрослюдой. Диккит в ассоциации с шамозитом отмечается и на более глубоких уровнях. В околорудных доломитах широко проявлены прожилково-ме-

тасоматические выделения криптокварца и халцедоновидного кварца, пирита и флюорита. Наблюдается замещение породообразующего доломита кальцитом, в более локальных зонах — анкеритом, содержащим повышенные количества марганца и стронция. На удалении от рудных тел состав доломитов соответствует стандартному составу этих пород (в %): CaO — 29,6, MgO — 20,8, FeO — 0,345, CO₂ — 45,1. По мере приближения к рудным телам содержание оксида кальция увеличивается до 32,5%, оксида магния изменяется от 15,72 до 21,97%, оксида двухвалентного железа от 0,11 до 1,90%, что связано с локальными зонами кальцитизации и анкеритизации карбонатного материала.

Природные и технологические свойства руд

На Аргунском и Жерловом месторождениях проявлены два основных технологических типа руд: первый — алюмосиликатный и карбонатный, которые локализованы соответственно в гранитах, кристаллических сланцах, кислых вулканитах, второй — в доломитизированных известняках.

По вещественному составу руды месторождений подразделяются на собственно урановые, комплексные молибден-урановые и собственно молибденовые, реже со значительными концентрациями флюорита — флюорит-молибденовые. Этим промышленным типам руд соответствуют следующие природные типы руд: настурановый, коффинит-настурановый, настуран-коффинитовый, коффинит-настурановый с примесью браннерита (не более 5-10%), молибденит-коффинит-настурановый, молибденитовый и флюорит-молибденитовый. Закономерной особенностью карбонатных и силикатных руд является преобладание настурана в богатых рудах, а коффинит пользуется более широким развитием в бедных рудах. В незначительном количестве проявлены гидронастурановые и черниевые руды, не имеющие самостоятельного значения.

Комплексные молибденит-настурановые и молибденит-коффинит-настурановые руды получили наибольшее развитие в крупных залежах Аргунского месторождения, приуроченных как к гранитам, так и к известнякам. Настуран и молибденит отложились в осевых частях рудовмещающих трещин, а в богатых рудах они, кроме того, обильно насыщают боковые породы между трещинами. На флангах рудных тел возрастает роль коффинита, при этом количество молибденита заметно уменьшается. В силикатных рудах молибдена больше, чем в карбонатных. В комплексных молибден-урановых рудах в гранитах количество молибденита с глубиной уменьшается и ниже глубины 500 м они переходят в собственно урановые. Комплексные руды в доломитизированных известняках аналогичны рудам в гранитах, но характеризуются более широким развитием криптокристаллических разновидностей кварца (нередко присутствует красно-бурый криптокварц), сравнительно меньшим размером урановых минералов и молибденита, повышенным количеством пирита, марказита и флюорита.

Характерной особенностью урановых руд в гранитах является их красновато-бурая окраска, обусловленная развитием дисперсных частиц гематита в кварц-полевошпатовой массе рудного агрегата (околорудная гематитизация), и присутствие более ранних высокотемпературных минералов — микролина, альбита, грейзенового кварца, мусковита, турмалина и др. В заметном количестве в рудах присутствуют образования различных стадий урановорудного процесса — метасоматические и прожилковые выделения каолинита, монтмориллонита, гидрослюды, кварца нескольких генераций, сидерита, шамозита, сульфидов и других минералов.

Настуран и коффинит образуют в гранитах вкрапленные выделения, прожилки и гнездовые обособления вдоль трещин и в цементе брекчий. Богатые руды с прожилково-брекчиевой текстурой характеризуются развитием крупнопочковидного и мелкоглобулярного настурана в ассоциации с молибденитом и нередко коффинитом, образующего псевдоморфозы по высокоотражающему настурану. Бедные и рядовые руды в гранитах отличаются тонковкрапленной текстурой. Нередко вкрапленники настурана окаймлены коффинитом. Рудные прожилки черного цвета в гранитах имеют мелкобрекчиевое строение; обломки в брекчиях представлены галенитом и жильными минералами — анкери-

том, пиритом, иногда клейофаном; в цементе развит настуран, коффинит, иногда агрегат урановой черни. В меньшем количестве присутствуют крипточешуйчатый молибденит, пирит и единичные зерна галенита. Внешние части прожилков нередко состоят из красно-бурого кварца с гематитом.

Урановая руда в кристаллических сланцах представляет собой темно-бурую окремненную брекчию, состоящую на 80-90% из халцедоновидного кварца трех генераций. Минералы урана приурочены к зонкам трещиноватости, ориентированным по сланцеватости пород, и к трещинам в цементе, образуя прожилковидные выделения и цепочки отдельных зерен. В цементирующей массе криптокварца развита тонкая вкрапленность фтор-апатита. Из урановых минералов в брекчиях преобладает коффинит. Сопровождающие минералы представлены пиритом, марказитом, темно-фиолетовым флюоритом, шамозитом и диккитом. Минеральный агрегат, выполняющий трещины, состоит из настурана и молибденита, флюорита, карбоната и кварца. Молибденит имеет зональное строение: чередуются аморфный иордизит и крипточешуйчатый молибденит.

По данным спектрального анализа в темно-сером рудном агрегате содержится (в %): урана — 3, молибдена — 1, свинца и сурьмы — 0,2, таллия — 0,1. В вишнево-буrom кварце содержится (в %): урана — 1, молибдена — 0,08, свинца — 0,06, сурьмы — 0,5, бериллия — 0,008, вольфрама и германия — 0,005, серебра — $5 \cdot 10^{-6}$.

Урановые руды, локализовавшиеся в породах жерловых фаций (сиенит-порфирах, липаритах), подобны рудам в гранитах, но в их составе преобладает коффинит, настуран составляет 20-30%, присутствует пирит (до 10%). Руды имеют красно-бурую окраску, интенсивно гематитизированы, содержат прожилки гематит-криптокварцевого состава. В них отсутствуют ранние высокотемпературные минералы — микроклин, мусковит, турмалин и другие, связанные с процессами кремнещелочного метасоматоза и грейзенизации. Отмечается лишь среднетемпературная серицитизация, сопровождающаяся в подрудных горизонтах незначительными концентрациями свинца, цинка, серебра.

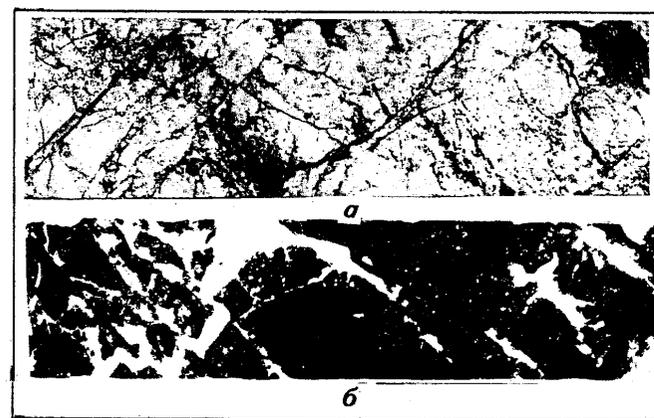


Рис. 188. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 10 сут) образца раздробленного доломитизированного известняка месторождения Аргунское; в цементе и прожилках кварц, пирит, настуран, коффинит, молибденит, флюорит

Урановорудный доломитизированный известняк представляет собой крупно-обломочную брекчию, сцементированную черным плотным агрегатом настурана, иордизита и жильных минералов — кварца, флюорита и др. (рис. 188). Обломки известняков катаклазированы, окварцованы, анкеритизированы, развиты в них и метасоматические обособления пирита, кварца, гидрослюда и других минералов. Настуран и молибденит тесно ассоциируют с развитым в цементе темно-серым кварцем нескольких генераций. Максимальное насыщение рудными минералами отмеча-

ется в участках развития микрозернистого лейстовидного кварца. Размер зерен настурана 0,005-0,5 мм, максимальные — до 1-2 мм, скопления их достигают 1,5-2 см в диаметре. Порядка 10-20% рудных зерен представлены коффинитом. Молибденит отмечается в виде крипточешуйчатых обособлений размером не более 0,2-0,3 мм в диаметре. В пустотах брекчий присутствует вторая генерация настурана и молибденит. Обе генерации настурана на 20-30% замещены коффинитом, реже — гидронастураном.

В брекчиях известняка широко развиты поздние генерации глобулярного пирита, образующего корочки на глобулах настурана. С кварцем тесно ассоциируют жильно-метасоматические выделения темно-фиолетового флюорита, прожилки которого пересекают образования кварц-настуран-молибденитовой ассоциации. Рудные брекчии пересечены прожилками анкерита, в которых иногда присутствует регенерированный настуран, образующий тончайшие пленки на гранях роста зерен анкерита.

Сопровождающие минералы в богатой руде представлены пиритом, марказитом, менее — галенитом и серебродержащими блеклыми рудами.

Спектральным анализом рудного известняка установлены свинец, серебро, сурьма, таллий, вольфрам, медь, бериллий.

Рядовые и бедные руды в известняках характеризуются тонковкрапленной текстурой и резким преобладанием коффинита над настураном. В табл. 21 приведен список и сведения о степени распространенности минералов-новообразований на месторождениях. Первичные минералы урана в рудах месторождений представлены настураном нескольких генераций и коффинитом, в незначительном количестве присутствует браннерит.

Настуран образует прожилковые и метасоматические вкрапленные обособления, выделяется в межзерновом пространстве породообразующего агрегата. Обычны для него почковидные выделения и глобулы размером в сотые доли миллиметра, реже — до 0,5 мм в диаметре. Гомогенный состав его отмечается лишь в глобулах, отложившихся в пустотах. Он содержит включения пирита, галенита (рис. 189) и других сульфидов. Отмечаются корочки настурана вокруг более ранних выделений коффинита. Однако рентгеноспектральным зондированием установлена более характерная коффинитизация настурана — развитие по периферии зерен низкоотражающей фазы. Реже такая фаза представлена гидронастураном.

Коффинит является также распространенным минералом в рудах.

Браннерит не характерен для месторождений, отмечен только в единичных рудных сечениях в гранитах, доломитах и граносиенит-порфирах.

Собственно молибденовые руды развиты в гранитах, граносиенит-порфирах и сиенит-порфирах на Жерловом, а также в доломитизированных известняках на Аргунском месторождении. Рудовмещающие силикатные породы интенсивно каолинизированы и монтмориллонитизированы, содержат жильные генерации кварца от криптозернистого до друзовидного, флюорит, диккит, пирит. Молибденовые руды представляют собой брекчию с обильными выделениями разнотернистого кварца в цементе с гнездами и вкрапленностью молибденита в кварце и с флюоритом в цементе и в виде прожилков. Молибденит образует также в обломках брекчий тонкие метасоматические обособления, пропитывающие и окрашивающие породы в черный цвет. Молибденит, кроме того, выделяется в виде сплошных черных корочек мощностью 2-3 мм по трещинам и на мелкодрозовидном кварце. Характерной особенностью кварц-молибденовых брекчий является отложение основной массы молибденита после фиолетового флюорита, что выражено в нарастании корочек молибденита на кристаллах флюорита; кроме того, отмечены обломки флюорита в агрегате черного микрозернистого кварца, содержащего молибденит. Вместе с тем в нем наблюдаются также прожилки более позднего темно-фиолетового флюорита. Эти проявления молибденита, тесно ассоциирующего с флюоритом, являются более поздними относительно широко распространенной на месторождениях кварц-молибденит-настурановой ассоциации, образующей комплексные молибден-урановые руды, что позволяет рассматривать их как самостоятельные образования и выделить в отдельную стадию — кварц-молибденит-флюоритовую.

Выделяется две генерации дисульфида молибдена: крипточешуйчатый молибденит, ассоциирующий с флюоритом и шамозитом, колломорфные выделения, нарастающие в виде корок на плоскостях трещин и на кристаллах флюорита. Рентгеноструктурный анализ коркового молибденита показал преобладание в нем раскристаллизованной фазы

Минералы-новообразования и их распространенность на Аргунском и Жерловом месторождениях

Таблица 21

Нерудные минералы	Высоко-, среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные	Рудные минералы	Высоко-, среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные
I. Широко распространенные					
Микроклин	+		Настуран		+
Альбит I	+		Коффинит		+
Флогопит	+		Пирит		+
Биотит	+		Марказит		+
Мусковит	+		Молибденит		+
Серицит	+		Иордизит		+
Турмалин (дравит, шерл)	+		Клейофан		+
Актинолит	+		Галенит		+
Эпидот	+		Гематит		+
Анкерит	+	+			
Доломит	+	+			
Хлорит (пеннин)	+				
Гидрослюда		+			
Смешанослойный хлорит-монтмориллонит		+			
Смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит		+			
Монтмориллонит		+			
Каолинит		+			
Флюорит	+	+			
Кварц кристаллический	+	+			
Кварц друзовидный		+			
Кварц халцедоновидный		+			
II. Мало распространенные					
Апатит	+	+	Браннерит		+
F-апатит (урансодержащий)		+			+
Гранат			Уранинит	+	
Скаполит	+		Берtrandит		+
Форстерит	+		Магнетит (мартит)	+	
Волластонит	+		Титаномагнетит	+	
Серпентин	+		Ильменит	+	
Углеродистое вещество	+		Ньюберит	+	
Барит		+	Топаз	+	
Гейландит		+	Циркон	+	
Шпинель	+		Монацит	+	
Рутил	+		Ортит	+	
Лейкоксен	+	+	Ксенотим	+	
Сидероплезит		+	Анализ	+	
Цистомезит		+	Халькопирит	+	+
Натролит		+	Блеклая руда (зандбергит, фрейбергит)	+	+
Манганосидерит		+	Арсенопирит		+
Манганозит	+		Антимонит		+
Альбит 2		+	Пирротин		+
			Золото самородное		+
			Серебро самородное		+
			Вюстит		+
			Маггемит		+
			Киноварь		+
			Арсеносульфанид	+	
			Касситерит	+	
			Гаусманит		Гипергенные
			Кюрит		"
			Уранофан		"
			Казолит		"
			Отенит		"
			Окислы железа и марганца		"

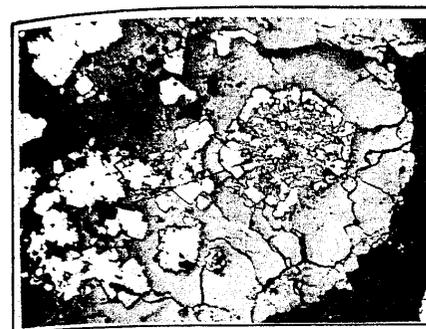


Рис. 189. Почковидное выделение настурана с включениями кубических кристаллов галенита (белое) на Аргунском месторождении (полированный шлиф, увел. 60^x)

ромбоэдрического молибденита тригональной сингонии. В меньшей мере развит рентгеноаморфный иордизит. Нередко эти разновидности чередуются в пределах одной и той же почки или колломорфной корки.

Текстуры и структуры руд

На месторождениях выделяется два типа текстур руд: метасоматические — вкрапленные, гнездово-вкрапленные (рис. 190) и образовавшиеся путем выполнения открытых трещин — прожилковые, брекчиевые, крустификационные, кокардовые, цементные и другие. Первый тип характерен для бедных и рядовых руд, второй — для богатых руд. Более распространены смешанные типы текстур — прожилково-вкрапленные (рис. 191), прожилково-брекчиевые и другие. Локально проявлена порошокватая текстура, обусловленная развитием гидронастурана или урановой черни. Прожилковые и брекчиевые скопления настурана и молибденита в богатых рудах характеризуются широким развитием почковидных и колломорфных текстур.

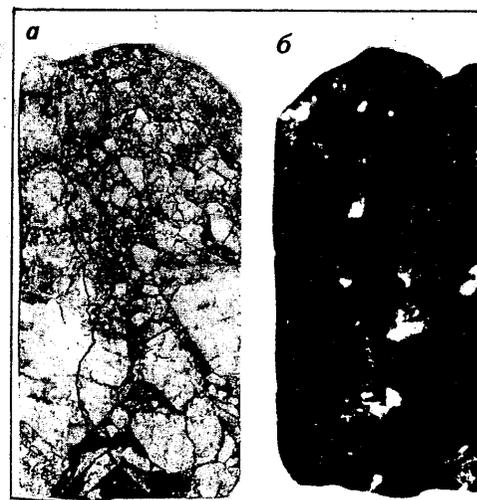


Рис. 190. Фотография (а) и радиография (б) образца брекчированного доломита Аргунского месторождения; гнездово-вкрапленные и брекчиевидные выделения настурана, коффинита, молибденита и более поздних кварца, пирита, шамозита, флюорита

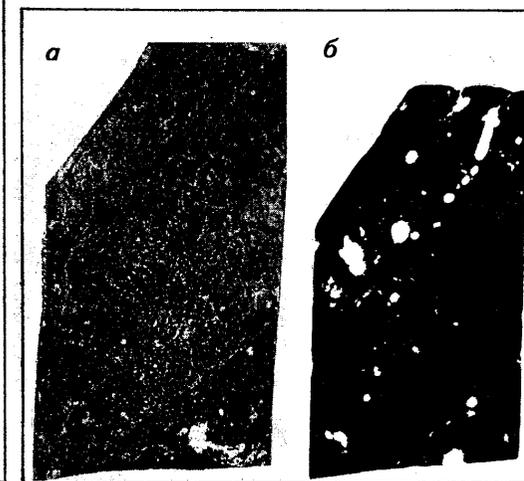


Рис. 191. Фотография (а) и радиография (б) брекчии гранита с прожилками и гнездами настурана и коффинита (Аргунское месторождение)

Разнообразны на месторождениях и структуры руд. Широко развиты структуры отложения: сферолитовая — для настурана и иордизита, аллотриоморфнозернистая — для коффинита, настурана, гипидиоморфнозернистая — для молибденита (пластинчатая структура), пирита, марказита и другие; кроме того, проявлены коррозионная и катакластическая структуры.

Детальное изучение прожилковых текстур с помощью автордиографий на пленке показало, что они, по существу, являются линейно-вкрапленными. В участках с тонковкрапленной текстурой руд в электронном микроскопе удается наблюдать субмикроскопические частицы урановых минералов, в меньшей мере — коллоидно-дисперсные. В рудах отмечается эмульсионная и пойкилитовая структуры сростания настурана с кварцем и пиритом.

Зона окисления

На месторождениях на уровне рудных тел, являющихся сравнительно глубокозалегающими, зона окисления проявлена слабо, развиваясь локально вдоль отдельных швов, т.е. имеет трещинный характер. В контурах урановорудных тел минеральный состав ее черниевый. При этом рудные пересечения с урановой чернью единичны и содержание ее не превышает 10-15% в отдельных штуфах. В основном проявлены остаточные черни, реже переотложженные регенерированные. "Цветные" вторичные урановые минералы отсутствуют. Очень редки кюрит, уранофан, казолит, отенит.

Электронно-микроскопическое исследование рыхловатых черных корочек, развитых в рудном прожилке из доломитизированного известняка, показало, что они состоят из хлопьевидной тонкодисперсной смеси окисла урана и золота. Дифрактометрическим анализом в этой же массе обнаружена смесь окислов урана и шпинели.

Вторичных минеральных фаз по молибдениту в рудах не отмечено. Но после вскрытия руд горными выработками молибденит, особенно имеющий аморфное строение (иордизит), быстро окисляется с образованием сульфата молибдена — ильземанита, имеющего синий цвет.

Сопутствующие компоненты

По данным спектральных анализов в молибден-урановых рудах устанавливаются повышенные содержания свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, меди, серебра. Наиболее заметные концентрации сульфидной минерализации установлены в рудных залежах, локализованных в карбонатных породах. В рудах и сульфидизированных зонах среди вмещающих пород присутствуют галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, фрейбергит, самородное серебро, не образующие промышленно значимых скоплений. На северо-западном фланге Аргунского месторождения на глубине 500 м от поверхности горными выработками вскрыта жила кварца с сульфидной минерализацией, представленной главным образом пиритом, галенитом и сфалеритом. В меньшем количестве отмечаются буланжерит, халькопирит, арсенопирит, фрейбергит, самородное серебро. Спектральным анализом обнаружены висмут, индий, золото.

В околорудном пространстве, на флангах рудоносных зон и в подрудном горизонте отмечается оловорудная минерализация. Содержание олова в пробах достигает 0,1-0,2%, редко — 0,8%. Касситерит присутствует в виде мелких зерен в прожилках сидерита и в агрегате серицита, часто в сростаниях с вюститом.

Интерес представляет фосфорная минерализация, достигающая высоких концентраций в кристаллических сланцах и в известняках на ближайших флангах рудных тел. На западном фланге Жерлового месторождения при оценке уранового рудопроявления Мираж выявлено проявление фосфора Талан, локализованное в доломитизированных известняках. Ширина зоны фосфорсодержащих пород от 40 до 100 м; содержание фосфора

колеблется от 0,5 до 13,2%. По количеству запасов фосфора это проявление соответствует мелкому месторождению. Фосфорное оруденение совмещено с забалансовым урановым. Фосфорная минерализация отмечается и в урановорудных залежах на западном фланге Аргунского месторождения. Фосфорная минерализация относится к гидротермальному типу и представлена фтор-апатитом, иногда франколизитом, образующими тонкую вкрапленность в кварце в окварцованных сланцах и известняках. В контурах урановых рудных тел фтор-апатит содержит тончайшие примеси настурана и коффинита; настуран при этом корродирует зерна фтор-апатита.

Геохимические особенности руд и вмещающих пород

По радиогеохимическим и геохимическим параметрам элементов, рассчитанным с учетом глубокого бурения, было выявлено, что в процессе гранитизации с увеличением лейкократовости гранитов и уменьшением в породе биотита и темноцветных минералов наблюдается снижение содержаний U, Th, Mo, Pb, Be и летучих компонентов. Незначительный привнос, а главным образом перераспределение выше перечисленных элементов, связано с грейзеновым и последующими высокотемпературными гидротермальными процессами, предшествующими оруденению. Основное обогащение вмещающих пород этими рудогенными элементами происходило в процессе рудообразования.

Наиболее четко на Аргунском месторождении проявлены ореолы радиоактивности, молибдена, свинца, цинка и мышьяка. Аномальные поля радиоактивности и элементов-спутников приурочены к зонам северо-западного простирания и вытягиваются в этом направлении на расстояние более 5 км. Ширина аномальных полей до 2 км и более. В сиенит-порфирах наблюдается тенденция изменения структурных элементов, контролирующих уран-молибденовые рудные тела с северо-западного на субмеридиональное, соответственно и аномальные поля, связанные с молибденовыми рудными телами, приобретают субмеридиональное направление. При выклинивании рудных тел аномальные поля элементов приобретают узкую линейную форму, вытягиваясь вдоль зон тектонических нарушений, и прослежены на глубину до 2,5 км. По контакту метаморфической толщи с вышележащим покровом базальтов происходит "растекание" ореолов. На Аргунском месторождении аномальные поля радиоактивности являются наиболее контрастными, широкими и протяженными по сравнению с ореолами других элементов-спутников. Последние расположены в контурах ореолов урана. Аномальные поля молибдена по размерам соизмеримы с ореолами радиоактивности. Ореолы мышьяка и цинка более прерывистые и менее контрастные. Свинец представлен отдельными узкими линзо- и лентообразной формы ореолами, вытянутыми вдоль зон тектонических нарушений. Форма, размеры, интенсивность, состав и структурный контроль аномальных полей, характерные для Аргунского месторождения, подобны всем месторождениям Стрельцовского рудного поля.

В оруденелых доломитах в повышенных кларках отмечаются Mo, Sb, Tl — более 100 кларков, Pb, Zn, Ag, Cu — более 10 кларков. По данным корреляционного анализа в этих рудах выделяется несколько положительных ассоциаций. Ассоциация U-Sb-Pb-Mo характерна для всех молибден-урановых месторождений СРП. Ассоциации Zr-Yb-Li-Be-Y-Sr, Cu-Ag-Zn-Pb-Sn, Sb-Zn, Ag-Zr связаны с более ранними грейзеновым и гидротермальными полиметаллическим этапами минералообразования.

В оруденелых гранитах концентрируются элементы (в кларках): более 100 — Mo, Sb; от 10 до 5 — W, Co, Li, Tl; от 4 до 2 — Sn, Pb, Ni, Se, Be. Выделяется три положительные ассоциации элементов: U-Sb-Ag-Pb-W-Zn-Tl-Cu-Be; Li-Be-Ge-Tl; Y-Yb. Особенностью оруденения в гранитах месторождения Аргунского в отличие от месторождения Антей является более богатый спектр элементов. Отмечаются повышенные содержания бериллия, иттрия, иттербия, лития, олова, что обусловлено здесь проявлением интенсивной грезенизации.

В сиенит-порфирах концентрируются элементы (в кларках): более 1000 — Mo; от 200 до 100 — As, Sb; от 30 до 10 — W, Co, Pb, Cr; от 10 до 1 — Ni, Tl, Li, Ge. По данным корреляционного анализа в этих породах выделяются две отдельные рудные ассоциации: U-Pb-Ag-As-Ge и Mo-Zn-Sb-Zr-Cu. В сиенит-порфирах сконцентрированы основные запа-

сы молибденовых руд, которые представлены молибденитом самостоятельной рудной стадии, что, по всей вероятности, объясняет отсутствие положительной корреляционной зависимости между ураном и молибденом.

В молибденовых рудах из доломитов концентрируются элементы (в кларках): более 1000 — Sb, U; более 100 — Ag, Tl; более 30 — Pb, P, Zn; более 10 — W, Ge, Li, Co, Sn, Be, Zr. По данным корреляционного анализа в доломитизированных известняках выделяются положительные ассоциации — Mo-Zr-Yb; U-Sb-Pb; Mo-Zn, целый ряд других ассоциаций, связанных с процессом грейзенизации, а также с дорудными и пострудными стадиями гидротермального процесса.

В молибденовых рудах из гранитов содержатся (в повышенных кларках): Sb > 100; As, Tl > 50; U > 20; Sn, Co, Ge > 3. Выделяются две основные рудные ассоциации: Mo-As-Sb-Ge и U-Pb-Li.

В молибденовых рудах из сиенит-порфиров концентрируются (в кларках): > 100 — Sb, As; > 20 — U, Tl, Be; > 10 — Co, W, Pb, Ni; > 3 — Cu, Zn, Ge, Sn. Корреляционным анализом установлены ассоциации: CaF₂-Mo; Mo-Sb-As-Tl; U-Sb-Pb-Tl-As.

Математический анализ показывает, что между ураном и молибденом нет положительной корреляционной зависимости.

Вертикальная геохимическая зональность

Выделяется несколько геохимических ассоциаций элементов. Первая ассоциация характерна для урановорудного процесса, и в ней уран связан значимой положительной корреляционной зависимостью с халькофильными элементами (Mo, Pb, Sb). Вторая ассоциация с Sn, Th, Rb, Li, Zr и рядом других элементов характерна, по всей вероятности, для процесса грейзенизации, на который была наложена урановая минерализация.

На Аргунском месторождении получены три вертикальной геохимической зональности, которые различны между собой. Различия заключаются в том, что место одного и того же элемента в рядах зональности не постоянно. Непостоянство рядов вертикальной геохимической зональности обусловлено проявлением в породах фундамента минеральных ассоциаций более ранних высокотемпературных процессов и тем, что месторождение представлено колонной рудных тел, где подрудный ореол одного рудного тела перекрывается подрудным ореолом другого.

Типовым рядом зональности для Аргунского месторождения является: Sr-Pb-La-Ge-Li-Zr-Sb-Mo-U-P-Be-Y-Ba-Yb-Na-Ga-Sc-Cu-Cr-Ti-V-Mn-Ag-Co-Zn-Sn (сверху-вниз). Сравнение обобщенного ряда зональности Аргунского месторождения с типовым рядом месторождения Антей, а также с другими типовыми рядами месторождений уран-молибденовой рудной формации показывает, что существует однотипность в геохимической зональности ореолов, которая выражается в обогащении верхней части рудных тел и их надрудных ореолов халькофильными элементами и молибденом относительно урана. Олово, медь, кобальт, никель, хром, барий и цинк, как правило, расположены ниже урана.

Генезис

Аргунское и Жерловое месторождения являются представителями низкотемпературного гидротермального оруденения молибден-урановой формации, сформировавшейся в позднемезозойской вулканотектонической кальдере (Ищукова Л.П. и др., 1991, 1993).

Важными рудоподготовительными явились процессы кремнещелочного метасоматоза, вызвавшие образование кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов и скарноидов, а также процессы кислотного выщелачивания, обусловившие интенсивную грейзенизацию пород.

Низкотемпературные гидротермальные рудообразующие процессы происходили в поздние этапы мезозойской тектономагматической активизации района — после завершения вулканизма и полной консолидации вулканогенных пород.

Процесс низкотемпературной минерализации протекал в шесть стадий: 1 — аргиллизаций, 2 — криптокварц-сидерит-сульфидную, 3 — альбит-браннеритовую (1-я рудная стадия), 4 — кварц-молибденит-коффинит-настурановую (2-я рудная стадия — главная), 5 — кварц-молибденит-флюоритовую (3-я рудная стадия), 6 — кварц-флюорит-кальцитовую (пострудная).

В наиболее раннюю стадию в интервале температур 350-250°C и при давлении 120 МПа произошло образование зон кислотных метасоматитов с криптокварцем, каолинитом, гидрослодой, монтмориллонитом и доломитом в алюмосиликатных породах и окварцевание — в карбонатных. Процесс окварцевания доломитизированных известняков происходил при воздействии кислых растворов с привнесением кремнезема, выносом щелочных земель. Основным геохимическим барьером при этом замещении являлась щелочность самих известняков, нейтрализующая кислотность приходящих растворов.

Минеральные ассоциации 2-й стадии, проходившей при температуре 290-230°C (криптокварц, сидерит, лирит и др.), формировались в условиях неустойчивого окислительно-восстановительного потенциала. Кислотность растворов, более высокая в начале стадии, понижалась к ее концу, и растворы становились близонейтральными.

Ассоциация альбит-браннеритовой стадии развита ограниченно, поскольку минералы титана к этому времени были почти уничтожены предшествующими процессами. Браннерит образовался при нейтрализации щелочных растворов.

Отложение кварца и гематита в начале кварц-молибденит-настурановой стадии свидетельствует о кислотном характере растворов. Вторая рудная ассоциация является основной продуктивной для месторождений. В ее состав входят настуран и железистый молибденит-юрдизит, отложение которых происходило при температуре близкой к 200°C, общее давление колебалось в пределах 25-70 МПа. В конце рудной стадии широкое распространение получили пирит-флюоритовая и пирит-шамозитовая ассоциации. Шамозит замещал настуран, в результате чего происходило переотложение настурана вместе с шамозитом. Реакция проходила в близонейтральной среде, в восстановительной для урана обстановке. Другие ассоциации урана в рудной стадии формировались в щелочной среде при изменяющемся окислительно-восстановительном потенциале.

Минеральные ассоциации 5-й стадии сформировали собственно молибденовые руды, содержащие значительное количество флюорита. Широко проявлена коффинит-флюоритовая ассоциация; при этом отлагалось несколько генераций флюорита. Температурный интервал образования этой ассоциации 180-150°C. Настуран и браннерит замещаются коффинитом и флюоритом. При этом последние переотлагались по граням роста флюорита. Образование пирита, марказита и барита в последующих ассоциациях свидетельствует о возрастании окислительно-восстановительного потенциала, а замещение флюорита кальцитом — о возрастании щелочности растворов.

По данным изучения изотопного состава углерода, кислорода и серы в ИГЕМ РАН при формировании месторождения происходило смешение ювенильных и поверхностных растворов в области рудообразования.

Металлоносные флюиды характеризовались высоким содержанием углекислоты, щелочей, фтора при низком содержании водорода и других сильных восстановителей. На определенной стадии эволюции уранил-карбонатные анионы приобретали способность к активному переносу урана и сопутствующих элементов и развитию процессов рудообразования. Формирование урановой минерализации происходило за счет разрушения карбонатных комплексов в процессе дифференциации углекислородно-солевого раствора и дегазации CO₂. Повышение щелочности растворов в верхней части гидротермальной колонны способствовало восстановлению железа и могло служить кислотным барьером для оруденения.

Данные гомогенизации газовойжидких включений свидетельствуют, что подобный состав и температурный режим гидротермальных растворов соответствует глубинам по-

рядка 1800-2500 м от уровня современного среза. Эти глубины являются, очевидно, нижней границей рудоотложения.

Термобарогеохимические показатели (Наумов Г.Б. и др., 1985) являются довольно близкими для всех стадий гидротермального процесса — от 280-230°C дорудных аргиллизитов до 220-180°C урановорудной стадии; давление в гидротермальной системе при отложении урановой минерализации на Аргунском месторождении от 80 до 60 МПа. Минерализующие растворы были существенно карбонатными с высокими содержаниями калия и натрия, с низкими концентрациями хлора, повышенными содержаниями легких углеводородов (метана, этана и др.) и окиси углерода.

Характерной особенностью рудообразующего и предшествующих ему рудоподготовительных процессов является закономерная эволюция кислотно-щелочных свойств растворов каждой стадии, заключающаяся в смене кислотных свойств начала минералообразования нейтральными или щелочными свойствами растворов в завершающие периоды отложения минеральных ассоциаций.

ДАЛЬНЕЕ

Месторождение урана Дальнее расположено в северо-западной части Стрельцовского рудного поля, в 8 км к северо-западу от Стрельцовского месторождения (см. рис. 13, 63). Оно является единственным расположенным вне Аргунской зоны разломов и отличается от других месторождений рудного поля рядом специфических особенностей геологического строения и рудоносности. Месторождение выявлено в 1968 г. поисковым бурением. В 1969 г. поисковое бурение было продолжено и к концу года определилось промышленное значение оруденения. Первооткрыватели месторождения — главный геолог партии 324 Л.П.Ищукова и геолог В.П.Гришин, которые составили проект на поисковые работы на этом участке и заложили скважины, впервые вскрывшие кондиционное оруденение. Предварительная разведка месторождения проведена в период 1970-1972 гг. В 1973-1974 гг. пройден ствол шахты 10 глубиной 275 м до горизонта 450 м; детальная разведка месторождения подземными горными выработками, подземным бурением и бурением с поверхности скважин проведена в период 1975-1977 гг. [34ф,94ф,8ф].

Структурно-геологическая позиция месторождения в рудном поле

По геоструктурному районированию участок месторождения находится в пределах Северного литолого-структурного блока Стрельцовской кальдеры, обособившегося в период позднемезозойской тектономагматической перестройки Урулюнгуевского сводового поднятия. В древних пликативных структурах блок расположен в изгибе, образовавшемся на крыле антиклинальной складки, в связи с чем в фундаменте кальдеры в этом блоке преобладают раннепротерозойские метаморфические породы, относительно слабо гранитизированные.

Дальнее месторождение урана локализовалось в узле пересечения Урулюнгуевской зоны разломов северо-восточного простирания с Меридиональным, Краснокаменским и Флюоритовым разломами меридионального простирания. Основные черты геологического строения участка месторождения определяются его положением в области сочленения Стрельцовской кальдеры, выполненной преимущественно вулканогенными породами, с Урулюнгуевской впадиной, где вулканогенные отложения фациально замещаются туфогенными и туфогенно-осадочными образованиями.

Стратиграфический разрез Северного литолого-структурного блока в основном подобен разрезу восточной половины Стрельцовской кальдеры, но отличается меньшей мощностью покровных фаций вулканитов приаргунской свиты, большим объемом осадочных и туфогенно-осадочных пород и наиболее полным развитием пород тургинской свиты, в разрезе которой, в его верхней части, появляются покровные базальты, изливавшиеся после проявления главной фазы кислых эффузивов. Кроме того, на участке месторождения откартирован базальтовый вулканический аппарат трещинного типа, по которому излились базальты покрова, залегающего в основании покрова фельзитов.

Образования нижнего структурного этажа, слагающие фундамент и обрамление кальдеры на участке месторождения, представлены в северной части раннепротерозойскими метаморфическими породами, слабо гранитизированными, а в южной — гранитоидами преимущественно каледонского этапа гранитообразования, менее варисского, содержащими ксенолиты метаморфических пород. При этом, в южной части участка породы фундамента вскрыты лишь единичными скважинами, достигающими глубины более 1000 м, в связи с чем состав пород на большей части площади фундамента не установлен.

Метаморфические породы слагают северное крыло антиклинальной складки более высокого порядка, в центральной части которой развиты метасоматические гранитоиды. Разрез метаморфических пород вскрыт скважинами на глубине 350-1200 м от современной поверхности. В северо-западном крыле складки породы имеют падение на северо-запад, в восточном — на восток. Вблизи ядра складки, наиболее гранитизированного, в нижней части разреза на глубине 1200 м от поверхности преобладают биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, гранитогнейсы. В интервале глубин 650-900 м наблюдается чередование мелко-, неравномернозернистых амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов, плагиоклаз-биотит-амфиболовых гнейсов, среди которых устанавливаются горизонты метабазов, литокристаллокластических туфов основного состава, метасоматических диоритоподобных гнейсовидных пород с реликтами офитовых структур метабазитов, крупнозернистых гнейсовидных гранитов с переходами от диоритов через плагиограниты, насыщенных скиалитами замещаемых метаморфических пород и гранитогнейсов; мощность "прослоев" гранитоидных пород от 1-2 до 100 м и соответствует мощности горизонтов замещенных лейкократовых гранитогнейсов, образовавшихся на раннем этапе процессов гранитизации, обусловивших формирование протерозойских гранитогнейсовых куполов (см. рис. 21).

Верхняя часть разреза представлена преимущественно биотит-амфиболовыми гнейсами, плагиоклаз-амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами, менее мелкозернистыми амфиболитами, слабо гранитизированными. Среди гнейсов, амфиболитов отмечаются горизонты метаэффузивов основного состава.

В восточной части участка установлены скарны, подобные распространенным на Жерловом участке и восточнее кальдеры вблизи доломитизированных известняков. Кроме того, здесь вблизи Меридионального разлома среди метаморфических пород вскрыты оливинсодержащие габброиды интрузивного облика и пироксениты. Общая мощность метаморфических пород не менее 1000 м.

Ядро антиклинальной складки сложено раннепалеозойскими метасоматическими крупнозернистыми гнейсовидными гранитами, насыщенными ксенолитами замещаемых амфиболитов и гнейсов, в контактах которых развиты диоритоподобные породы с реликтами структур метаморфических пород.

В незначительном объеме распространены интрузивно-анатектические среднезернистые граниты и жилы аплитов и пегматитов варисского цикла гранитообразования.

Рельеф фундамента имеет сложное блоковое строение, обусловленное эрозионно-тектоническими процессами. На северо-восточном фланге и в центральной части месторождения в гранитах фундамента прослеживается валобразное поднятие субмеридионально-северо-восточного простирания (20-30°), имеющее крутые (до 30°) углы падения в западном и северо-западном направлении. Относительно пологое (10-20°) погружение

гранитов фундамента в юго-восточном направлении осложнено ступенчатыми сбросами Меридионального разлома.

Глубина залегания пород фундамента от дневной поверхности составляет в среднем 500 м, достигая максимальных значений (более 900 м) на юго-восточном фланге месторождения. На северном и северо-западном флангах глубина до фундамента уменьшается до 250-280 м. Восточнее Меридионального разлома породы выходят на дневную поверхность.

Образования верхнего структурного этажа представлены осадочно-вулканогенными породами приаргунской и тургинской свит, имеющих моноклинальное падение на юго-восток под углами от 5-10° до 15-20°. Над валлообразными поднятиями пород фундамента угол падения увеличивается до 30-35°.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочных пород достигает 530-650 м. В основании приаргунской свиты залегают крупноглыбовые базальные конгломераты гранитного и гранодиоритового состава с песчано-гравелитовым заполнением, содержащим включения обуглившихся растительных остатков. В опущенных блоках фундамента мощность базальных конгломератов достигает 40-50 м, уменьшаясь на участках валлообразных поднятий до 1-2 м.

В составе приаргунской свиты выделяется три покрова базальтов, три покрова трахидацитов, чередующихся между собой и разделенных горизонтами конгломератов, гравелитов, песчаников озерных и русловых фаций. Нижний покров трахидацитов состоит из нескольких потоков лав, разделенных маломощными до 20 м прослоями туфов, туфопесчаников и гравелитов. В покровах трахидацитов и базальтов присутствуют горизонты туфов и лавобрекчий соответствующего состава. В фундаменте в узлах тектонических нарушений вскрыты тела трахидацитов жерловой фации.

Массивные базальты верхнего покрова имеют плитчатую отдельность, пересекаются ветвящимися прожилками с линзовидными раздувами и жеодами, выполненными не характерными для месторождения ассоциациями минералов — сидеритом, гематитом, анкеритом, петитом, после дробления сцементированных доломитом, халцедоновидным кварцем с развитием в пустотах аметистовидного кварца и кристаллов кальцита пинакоидального и призматического габитуса. Контакты данной разновидности базальтов с вмещающими базальтами и лавобрекчиями рвуцкие (угол падения до 90°). Они прослеживаются по зоне северо-восточного простирания (30-60°). Характеризуемое тело базальтов интерпретируется как некк погребенного палеовулкана трещинного типа.

Вулканогенно-осадочные образования тургинской свиты с угловым несогласием залегают на эродированной поверхности отложений приаргунской свиты.

Общее залегание пород пологое с моноклинальным падением под углом 5-10° на юго-восток. На участках проявления широтных разломов падение пород увеличивается до 30-40°, что вызвано последовательным проседанием их по серии сближенных трещин, происходившим в процессе кальдерообразования после излияния липаритов. Общая мощность свиты в пределах разведанных участков не превышает 270 м и составляет в среднем 150-200 м. На южном и юго-восточном флангах месторождения мощность свиты увеличивается до 650 м.

Образование первой липаритовой толщи тургинской свиты в пределах участка отсутствует и разрез начинается породами второй фельзит-липаритовой толщи. В основании разреза залегают маломощные (5-10 м) горизонты конглобрекчий и лавовых брекчий базальтов, выветрелые базальты, перекрытые маломощными горизонтами (до 2 м) туфопесчаников, гравелитов, конгломератов. Горизонты осадочных пород выполняют две палеодолины, образовавшиеся в тектонически ослабленных зонах.

Выше по разрезу залегает горизонт крупногалечных и разногалечных конгломератов, имеющих буровато-серый цвет в нижней и серовато-зеленый в верхней части разреза. Данный горизонт развит на всей площади месторождения, соответствует отложениям озерной фации.

Туфы фельзитов, вмещающие рудные залежи, согласно залегают на конгломератах, распространены на всей площади месторождения и имеют мощность от 5 до 25 м. Максимальная мощность туфов наблюдается вблизи осевых линий палеодолин. В пачке туфов выделяется пять горизонтов, отличающихся литолого-фациальными особенностями (рис. 192).

Геологическая колонка	Мощность в м	Описание пород
	до 20	Фельзиты.
	1.5	Фельзиты серые, красноватые, трещиноватые.
	0.2-0.4	зона развалыцевания
	1.5	Туфы фельзита зеленовато-серые интенсивно трещиноватые внизу серовато-красные.
	10-15	Туфы серовато-красные, пятнисто-гематитизированные.
	20-30	Туфы красновато-бурые с шлировыми выделениями гидрослюд по вулканическому стеклу. Срыв с дугообразными сколами.
	20-30 10.0	Туфы серые, буровато-серые, снизу зеленовато-серые, по трещинам буровато-серые. Крутопадающие трещины сверху выходящие. Реакционная кайма гематитизации.
	10	Метасоматические изменения орбикулярного типа в осветленных очковых туфах.
	0.5	зона развалыцевания.
	0.5	Стекловатые очковые туфы.
	0.6-2.5	Крупноочковые пелитовые туфы с линзами и прослоями туфопесчаников, туфогравелитов с макроскопически видимыми обособлениями органики.
	1-1.2	Ритмично переслаивающиеся туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты с большим количеством переложенного органического вещества.
	0.5-1.5	Пепловые туфы, туффиты, песчаники, гравелиты. Много переотложенной органики.
	1.5	Конгломераты осветленные, зеленовато-серые, окварцованные с переотложенной органикой.
	4.0-5.0	Конгломераты серовато-зеленые постепенно переходящие в буровато-красные. Прослой и линзы сероцветных песчаников и гравелитов.
	до 20	Конгломераты буровато-красные гематитизированные. Цемент базальный, песчано-глинистый, контактно-порový.

Рис. 192. Детальная геологическая колонка рудовмещающего горизонта вулканогенно-осадочных пород

В основании пачки залегает относительно выдержанный (мощностью 0,5 м) горизонт переслаивающихся туфопесчаников и туфов. В верхней части преобладают стекловатые туфы. Отмечается ритмичное чередование грубообломочного и тонкого пелитового туфового материала. Выше согласно залегает горизонт ритмично переслаивающихся крупнообломочных туфов и туфопесчаников, содержащих перетолженное органическое углефицированное вещество в рассеянной форме. Третий горизонт представлен крупнозернистыми нечетко ритмичными крупнозернистыми основными туфами и линзами тонкозернистых туфопесчаников с редкими, но крупными (до 20 см в диаметре) включениями обуглившихся стволов и веток деревьев. Вышеописанные три горизонта туфов вмещают основную массу гидротермального уранового оруденения и сопутствующих ему минералов. Внутри горизонтов развиты пологие срывы, которые частично нарушают сплошность пачки туфов. Четвертый горизонт пепловых стекловатых туфов фельзита характеризуется наличием гнездообразных скоплений линз стекла и фиксированным положением уровня метасоматических изменений орбикулярного типа, которые не вмещают оруденение и располагаются выше (на 0,5 м) области интенсивного развальцевания туфов. Ещё выше (на 0,5 м) практически повсеместно распространена реакционная метасоматическая кайма ярко-красного цвета мощностью 3-5 см.

Отложения туфогенной пачки завершаются массивными туфами и туфалавами. Покров фельзитов распространен по всей площади месторождения. Средняя мощность покрова около 200 м. Покров сложен двумя-тремя разновременными лавовыми потоками, отличающимися ориентировкой и интенсивностью проявления флюиальности. Вдоль контактов разновременных потоков развиваются зоны пологопадающей трещиноватости мощностью до 10 м, иногда вмещающие забалансовое урановое оруденение. На слабоэродированной поверхности покрова фельзитов залегает верхний покров липаритов мощностью от 20 до 90 м. На южных флангах месторождения мощность липаритов достигает 370 м. Липариты подстилаются и перекрываются маломощными прослоями туфов и туфопесчаников мощностью 5-10 м. На размытой поверхности второй фельзит-липаритовой толщи с угловым несогласием залегают отложения третьей туфогенно-осадочной толщи тургинской свиты мощностью 150-200 м. В основании толщи залегают конгломераты сероцветные, разногалечные. Выше залегают покровы миндалекаменных и массивных базальтов мощностью до 150 м. Мощность отдельных покровов последовательно уменьшается к верхам разреза. Покровы разделены горизонтами мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью до 5-10 м, иногда эти горизонты фациально замещаются песчаниками или алевролитами. На слабоэродированной кровле покрова базальтов со слабым угловым несогласием (2-5°) залегают осадочные отложения, представленные переслаивающимися горизонтами песчаников и гравелитов с песчано-глинистым цементом, нередко с включениями обуглившихся растительных остатков и линзами алевролитов. В мульдообразных впадинах в центральной части и на северном фланге участка развиты неоген-четвертичные отложения, представленные рыхлыми, слабосцементированными гравелитами, песчаниками и глинами. Общая мощность рыхлых отложений колеблется от 5 до 60 м. В пределах детально разведанных участков мощность рыхлых отложений достигает 10-15 м.

Тектоника

Месторождение Дальнее расположено на северо-западном фланге Стрельцовской кальдеры в пределах опущенного блока, ограниченного с востока и запада крупными разломами меридионального простирания — Меридиональным и Флюоритовым. С севера и юга месторождение ограничивается Урулонгуевской и Северной зонами разломов северо-восточного простирания (рис. 193).

Урулонгуевская зона разломов и Меридиональный разлом относятся к структурным элементам первого порядка. По данным геофизических исследований они прослеживаются до глубины 18 км и 8 км соответственно. Урулонгуевская зона разломов представлена пятью-шестью кулисообразно расположенными разрывными нарушениями про-

тяженностью до первых километров. Между ними развиты многочисленные разрывные нарушения более высоких порядков протяженностью от первых сотен метров. Падение

разломов на северо-запад под углом 60-80°, амплитуды смещений сбросо-сдвигового типа колеблются в пределах от нескольких метров до 100 м. Суммарная амплитуда смещений по Урулонгуевской зоне разломов достигает сотен метров по вертикали, по горизонтали — до 100-150 м. Общая мощность Урулонгуевской зоны не менее 5-6 км.

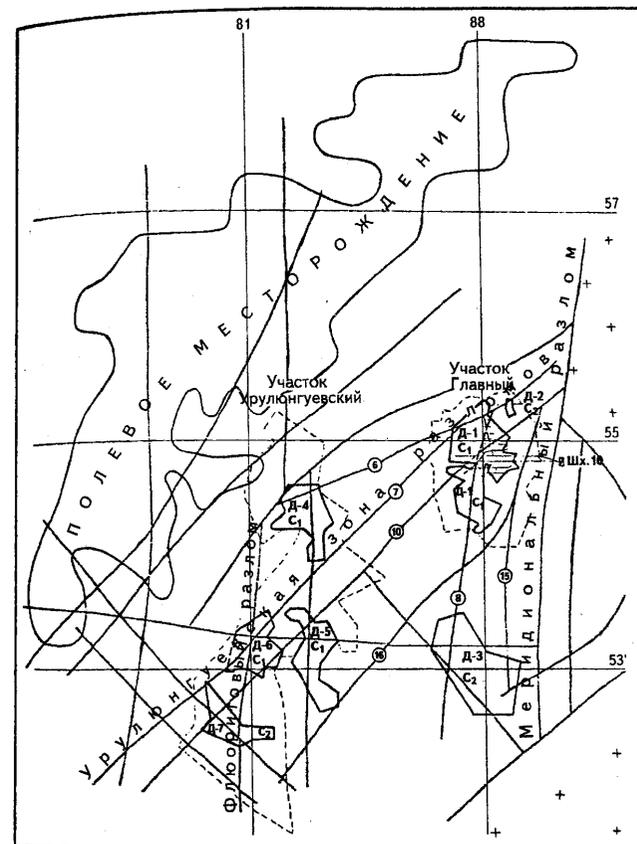


Рис. 193. Схема расположения участков и рудных залежей месторождений Дальнее и Полевое

Д-1, С1 — номера рудных залежей и категории запасов соответственно

Тектонические швы представляют собой разрывы, сопровождаемые зонами интенсивного дробления и развальцевания пород на мощность 3-5 м, заполненные глиной трения; в лежачем боку швов развиваются многочисленные тонкие трещины сколового типа.

Наиболее крупными разрывными нарушениями северо-восточного простирания в центральной части месторождения являются швы 10, 16, 7.

Северная зона разломов, выделяемая в южной части участка месторождения, представлена крупными разломами северо-восточного простирания. Ширина её достигает 1 км. Падение разломов на северо-запад под углом 85-90°. Суммарная амплитуда сбросов по Северной зоне разломов не менее 600 м и достигает максимальных значений вблизи узла пересечения её Меридиональным разломом.

В южной части месторождения выделяются крупные разрывные нарушения субширотного простирания, пространственно взаимосвязанные с положительными формами палеорельефа кровли трахидацитов нижнего покрова. Простирание их 265-280°, падение на юг под углом 75-85°. На дневной поверхности широтные разломы трассируются зонами повышенной трещиноватости и дробления мощностью до 10-20 м.

Меридиональный разлом ограничивает участок месторождения с востока и включает серию субпараллельных разломов более высоких порядков, развитых в опущенном западном боку разлома и образующих тектонически ослабленную зону шириной от 150 до 300 м. Падение разлома на запад под углом 70-80°. В лежачем боку разлома граниты интенсивно катаклазированы, трещиноватые. Вертикальная амплитуда сброса по Меридиональному разлому достигает 400-700 м. Характерно, что сброс, образовавшийся на

ранних этапах активизации, в процессе кальдерообразования усложнился и в висячем боку разлома, в покрове фельзитов, наблюдается большое количество последовательных микросбросов, создающих впечатление изгибания покрова фельзитов.

В 2,5 км западнее Меридионального разлома выделяется полоса сближенных разрывных нарушений субмеридионального простирания шириной до 600 м, составляющих зоны Флюоритового и Краснокаменского разломов.

На дневной поверхности и в покрове фельзитов разломы проявлены зонами сближенных трещин мощностью до 15-20 м, сменяющихся на глубине сосредоточенными тектоническими швами.

Разрывные нарушения северо-западного простирания, развитые на участке месторождения, являются продолжением Тулукуевской и Стрельцовской зон разломов. Из них Стрельцовская зона разломов прослеживается по геоморфологическим признакам по тальвегу пади Малый Тулукуй и представлена серией разрывных нарушений северо-западного простирания ($310-320^\circ$), имеющих крутые углы падения ($70-80^\circ$) на юго-запад. Ширина зоны достигает 500 м с установленной амплитудой 40 м. Наиболее крупными структурными элементами северо-западного простирания являются системы разрывных нарушений 11 и 11а, 12 и 12а. Контракционная трещиноватость в покрове фельзитов широко развита, подчеркивается столбчатой отдельностью, ориентированной перпендикулярно подошве покрова.

Пологопадающие ($10-15^\circ$) разрывные нарушения развиты вдоль контактов литологических разностей пород. Наиболее крупные образовались среди конгломератов и алевролитов, перекрывающих нижний покров трахидацитов, и в основании фельзитов.

Межформационный срыв, сформировавшийся в подошве покрова фельзитов, является основным рудовмещающим структурным элементом, развитым по всей площади месторождения. Кроме этого основного пологопадающего нарушения в пачке туфов образовались многочисленные мелкие пологие трещины.

Зона рудовмещающего нарушения характеризуется серией пологих разрывов, развитых как в нижней части пачки туфов, так и в подстилающих их вулканогенно-осадочных породах. Общая мощность зоны пологого нарушения достигает 12 м. Условно верхней границей зоны может являться реакционная кайма гематитизации ярко-красного цвета мощностью 5-6 см.

Под зоной развальцевания в туфах на контактах прослоев туфопесчаников и стекловатых туфов образовались послойные срывы с глиной трения. Между наиболее крупными срывами развиваются многочисленные диагональные сколы. Между диагональными сколами и пологими срывами развиты мелкие извилистые трещины субмеридионально-северо-восточного, северо-западного и субширотного-северо-западного простирания.

Крутопадающие разрывные нарушения различных направлений экранируются пологими срывами.

Характеристика оруденения

Рудные залежи Дальнего месторождения локализуются в пределах двух пространственно разобщенных участков — Главного и Урулюнгуевского, вытянутых в меридиональном направлении соответственно на 2,8 и 3,8 км. Основным рудоконтролирующим фактором на месторождении является литолого-структурный. Урановорудные залежи участка пластообразного типа локализуются на втором стратиграфическом уровне (рис. 194, 195). Кроме пластообразных залежей на участке месторождения установлены проявления урановой минерализации на всех литолого-структурных уровнях, которые не достигают промышленных концентраций, но представляют интерес для решения вопросов генезиса и возраста оруденения. В частности, развитие гидротермального уранового оруденения и рудосопровождающих минеральных ассоциаций в крутопадающих разрывах в самых верхних покровах тургинских базальтов (рис. 196) противоречит представлениям И.В.Мельникова о добазальтовом времени формирования основного уранового оруденения и переотложения его в верхних частях разреза вулканитов.

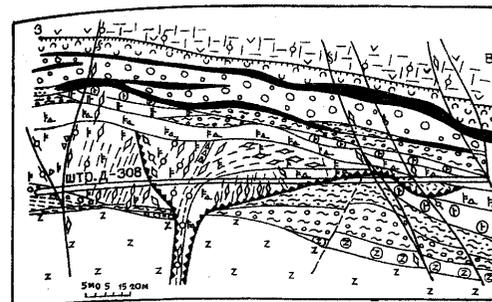


Рис. 194. Разрез вулканического аппарата месторождения Дальнее (условные обозначения см. на рис. 12)

На месторождении выделено семь рудных залежей, при этом на Главном участке основные запасы урана (66%) сосредоточены в рудной залежи Д-1, где развиты наиболее богатые и контрастные руды. Остальные залежи характеризуются развитием рядовых и бедных руд.

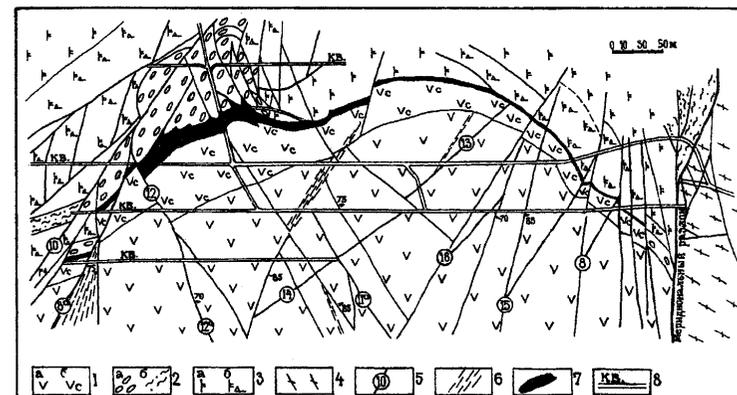


Рис. 195. Геолого-структурный план горизонта 450 м участка Главный месторождения Дальнее (Составили В.Е.Вишняков, А.Х.Шафиков по материалам СРП В.А.Куликова, В.И.Воронцова)

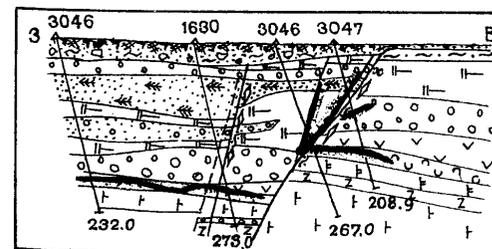


Рис. 196. Геологический разрез по разведанной линии 326 Северного участка СРП (условные обозначения см. на рис. 12)

Участок Главный расположен в восточной части месторождения и занимает площадь 3 км². В северной части участка локализованы рудные залежи Д-1 и Д-2; в южной части на расстоянии 700 м от залежи Д-1 расположена залежь Д-3. В соответствии с положением рудоконтролирующего пологого срыва глубина залегания рудоносного горизонта изменяется от 170 м в северной части участка до 570 м в южной.

В процессе образования залежей важную роль сыграли крутопадающие разрывные нарушения, которые сами не вмещают оруденения.

Рудная залежь Д-1 является наиболее крупной на месторождении. В плане залежь имеет неправильную форму, вытянутую в близмеридиональном направлении. Ширина ее северной части достигает 500 м, южной — 250-400 м. В разрезе залежь имеет пластообразную форму. Мощность ее довольно выдержанная — от 0,4-0,5 м на флангах месторождения.

дения до 6,40 м в центральной части. На флангах залежи развиты бедные руды с содержанием урана 0,05-0,1%, в центральной части — богатые, где содержание урана достигает 2,695%. Выклинивание рудной залежи постепенное путем последовательного уменьшения мощности и содержания урана.

Рудная залежь Д-2 локализуется на северо-восточном фланге участка, вытянута в близмеридиальном направлении на 150 м при ширине 50-70 м. Содержание урана неравномерное — от 0,085 до 0,208%, мощность — от 0,090 до 2,40 м.

Рудная залежь Д-3 расположена на крайнем южном фланге Главного участка. В плане залежь вытянута в субмеридиально-северо-западном направлении на 950 м при ширине до 650 м. Распределение уранового оруденения по залежи неравномерное, содержание урана — от 0,055 до 0,123%, мощность залежи — от 0,50 до 1,20 м.

Участок Урулонгуевский расположен на западном фланге месторождения, в 750 м от участка Главного. Площадь его 2,5 км². Рудные залежи сформировались над восточным склоном поднятого блока пород фундамента и вытянуты в близмеридиальном направлении вдоль зоны Флюоритового разлома. Рудовмещающими породами, как и на Главном участке, являются туфы фельзитов, конгломераты и конглобрекции базальтов.

В целом на Урулонгуевском участке оруденение характеризуется более низкими параметрами по сравнению с Главным участком. Мощность рудных залежей колеблется от 0,2 до 2,90 м. Руды, как правило, рядовые и бедные, содержание урана редко превышает 0,150%, в единичных случаях составляет 0,295%. На участке выделяется четыре рудных залежи (Д-4, Д-5, Д-6, Д-7) с кондиционным урановым оруденением.

Вещественный состав руд и околорудные изменения

Детальное изучение вещественного состава руд и околорудных изменений и геохимических особенностей проведено в процессе поисковых и детальных разведочных работ работниками партии 324 — М.В.Вампиловым, Т.Ю.Воронцовой, Г.И.Кожевниковым, Л.П.Ищукровой, В.М.Воронцовым. Значительный вклад в изучение ряда вопросов минералого-геохимических особенностей месторождения внесли исследования, проведенные Г.Т.Волостных, И.С.Михайловой (ВСЕГЕИ, 1970), Ю.А.Швановым, В.А.Вьюшиным (ВИРГ, 1976), З.М.Алешиной (ВИМС, 1977), О.В.Андреевой (ИГЕМ, 1977).

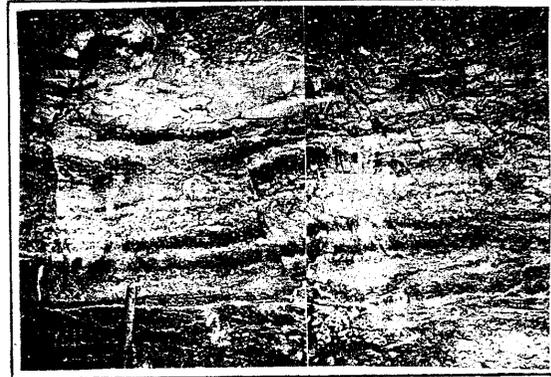


Рис. 197. Рудноносный горизонт туфов фельзитов месторождения Дальнее (стенка штрека Д-305)

Рассматриваемое месторождение занимает особое место среди месторождений Стрельцовского рудного поля по условиям формирования и характеризуется специфическими чертами вещественного состава руд и изменений вмещающих пород.

Пластообразные залежи этого месторождения формировались из гидротермальных растворов в условиях низких температур и давлений, что обусловило своеобразный состав околорудных измененных пород и минералов урана в рудах — тонкие смеси коффинита и урановой смолки. Своеобразен состав сопровождающих минералов (самородный мышьяк, селадонит, апатит, барит, халцедон и др.). Установлено, что на месторождении проявились экзогенные процессы, обусловившие перераспределение урана в пределах залежи. Изучение глинистых минералов околорудных измененных пород мето-

дом рентгенодифрактометрического определения показало, что глинистая фракция представлена монтмориллоном, в ряде случаев содержит в смеси с монтмориллоном значительное количество каолинита (диккита); на месторождении в околорудных измененных породах широко развиты минералы группы цеолитов ряда гейландит-клиноптилоновых пород широко развиты минералы группы цеолитов ряда гейландит-клиноптилоновых пород, разновидности хлорита (делессит, Ю.А.Шванов, ВИРГ), глауконит, селадонит, в ассоциации с селадонитом и морденитом — пирротин, в пострудных карбонатных жилах — гетит.

Рудный горизонт месторождения представляет собой монтмориллоново-метасоматиты по рудовмещающим туфам фельзитов. Характер этих изменений изучен по уклону, вскрытому богатое оруденение (рис. 197, см. рис. 194); основной минерал — новообразованный монтмориллолит. В участках с рядовыми и бедными рудами развиты цеолит-монтмориллоново-метасоматиты. Новообразованные минералы — селадонит, морденит, монтмориллолит.

Отличительной особенностью руд месторождения является исключительно метасоматический (вкрапленный) характер отложения урановых минералов. Вкрапленная текстура руды включает крупно-, средне- и мелкозернистую текстуры; широко распространена в рудах дисперсная структура, обусловленная проявлением тончайших частиц рудных минералов, которые не всегда можно обнаружить под микроскопом.

Крупно- и среднезернистые текстуры получили развитие в участках с богатым оруденением и наиболее характерны для рудных туфов фельзитов (рис. 198). В конгломератах и туфопесчанниках крупновкрапленная текстура сочетается с гнездово-вкрапленной (рис. 199) и кокардовой (рис. 200). При этом необходимо отметить, что такие образования, как гнезда, кокарды и прожилки в рассматриваемых рудах, представляют собой скопления тонких вкрапленников, имеющих соответствующую форму и отложившихся метасоматическим путем, а не в процессе заполнения открытых пустот, что отличает их от текстур, развитых в крутопадающих залежах.

Рис. 198. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 2 сут) крупнообломочного туфа фельзита, насыщенного крупновкрапленным настураном и коффинитом (месторождение Дальнее)

Рис. 199. Полосчатая текстура руды в слое туфопесчаннике (а) и гнездово-вкрапленная (б) в конгломерате (экспоз. 2 сут)

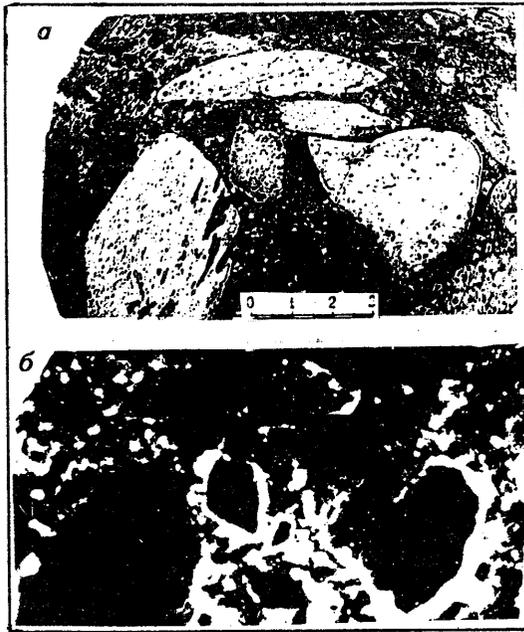


Рис. 200. Фотография (а) и радиография (б) (экспоз. 3 сут) образца конгломерата с вкрапленностью самородного мышьяка, коффинита и настурана, насыщающего заполняющую массу и окаймляющего гальки базальта (месторождение Дальнее)

В слоистых туфопесчаниках отмечается унаследованная полосчатая (слоистая) текстура (см. рис. 199,а). На участках рудного пласта, содержащих обломки обугленной древесины, в процессе оруденения происходило образование углеродистого вещества, которое активно сорбировало уран. В результате этого процесса возникали руды, характеризующиеся сорбционным накоплением урана в углеродистом веществе.

Структуры руд представлены в основном колломорфными структурами отложения коффинита и урановой смолки, характерными особенностями которых является образование тонких смесей в ассоциации с кремнистым ма-

териалом. Для других рудных минералов характерны аллотриоморфнозернистая структура (галенит, сфалерит), иногда гинидиоморфнозернистая (пирит, самородный мышьяк, пирротин). Развита также структура замещения.

Дорудные изменения на месторождении Дальнем представлены монтмориллонитизацией и цеолитизацией. Монтмориллонитизация пользуется региональным развитием и проявлена во всех по составу породах. В базальтах с монтмориллонитом ассоциирует хлорит (делессит). В зонах дробления в небольшом количестве отмечаются гидрослюда, каолинит, смешанослойные гидрослюда-монтмориллонит и тосудит. По данным Ю.А.Шванова (ВСЕГЕИ), межплоскостные расстояния монтмориллонита $d(001) = 14-15 \text{ \AA}$; вблизи рудных тел и в рудных телах появляется новообразованный монтмориллонит, имеющий $d(001) = 12-13 \text{ \AA}$.

Цеолиты (гейландит, морденит) метасоматически замещают послейные зоны в туфах, крустификационно нарастают на обломки в брекчиях, образуют тонкие редкие прожилки в фельзитах. Цеолитизация в туфах сопровождается привносом SiO_2 , K_2O и выносом Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO . Новообразованный монтмориллонит замещает цеолиты. В процессе монтмориллонитизации туфов происходит вынос SiO_2 , FeO , K_2O , Na_2O и привнос Fe_2O_3 , CaO , MgO .

В фельзитах, по данным М.В.Вампилова и Т.Ю.Воронцовой, отмечаются мелкие прожилки псевдобрукита. В туфах и фельзитах в субмеридиональных и северо-западных швах развиты микробрекчии и прожилки сургучного, реже бурого, серого и черного криптокварца. С бурым криптокварцем ассоциирует апатит, образующий тонкие прожилки, иногда пересекающие криптокварц. В зоне Меридионального разлома в цементе микробрекчий выделяются сидерит и доломит. Особенно интенсивно прожилки и скопления карбонатов развиваются в базальтах. Особенностью месторождения Дальнего является присутствие самородного мышьяка, установленного М.В.Вампиловым. Пирит-мышьяковистая ассоциация встречается в конгломератах, туфах фельзитов, базальтах. Самородный мышьяк образует вкрапленные выделения в локальных зонах. В фельзитах по трещинам северо-западного простирания, вблизи главного пологого срыва, установлена вкрапленность галенита и сфалерита.

Околорудные изменения проявились в гематитизации, окварцевании, цеолитизации, монтмориллонитизации. На Дальнем месторождении, в отличие от других место-

рождений Стрельцовского рудного поля, широко проявлен метакolloидный кварц, слагающий в ассоциации с гематитом кремнистые обособления сферической формы (орбикулы), приуроченные к определенному уровню. Особенно интенсивно окварцованы конгломераты. Глинистый цемент конгломератов нацело замещен бурым и серым криптокварцем, который иногда пересекается тонкими прожилками апатита. Валунуны и гальки базальтов в конгломератах целиком замещены агрегатом монтмориллонита. Иногда в них развивается обильная вкрапленность самородного мышьяка. Новообразованный монтмориллонит установлен в околорудной зоне, где он образует оторочки зеленоватого цвета; возможно он образовался в результате переотложения в процессе гидротермального преобразования пород в рудную стадию. Гейландит в туфах замещен гематитом. К агрегатам кремнисто-гематитовых образований приурочена вкрапленность рудных минералов.

В рудную молибденит-настурановую стадию отмечено широкое развитие настурана, коффинита, молибденита в тонких сростаниях с метакolloидным кварцем. По данным электронно-зондовых исследований (А.С.Авдонин, В.С.Соловьев, ВИМС) в метакolloидном кварце кроме кремния отмечается равномерно распределенная примесь алюминия. Возможно, метакolloидный кварц сформировался в результате преобразования геля кремнезема (силикогеля). Метакolloидный кварц под микроскопом имеет сферолитовое концентрически-зональное строение, обусловленное закономерным чередованием полос кварца с включениями урановых, молибденовых, титанистых дисперсных минералов. Настуран и коффинит подтверждены электронно-микроскопическими исследованиями с применением автордиографии (метод ЭМАР), проведенными В.И.Мещанкиной (ВИМС).

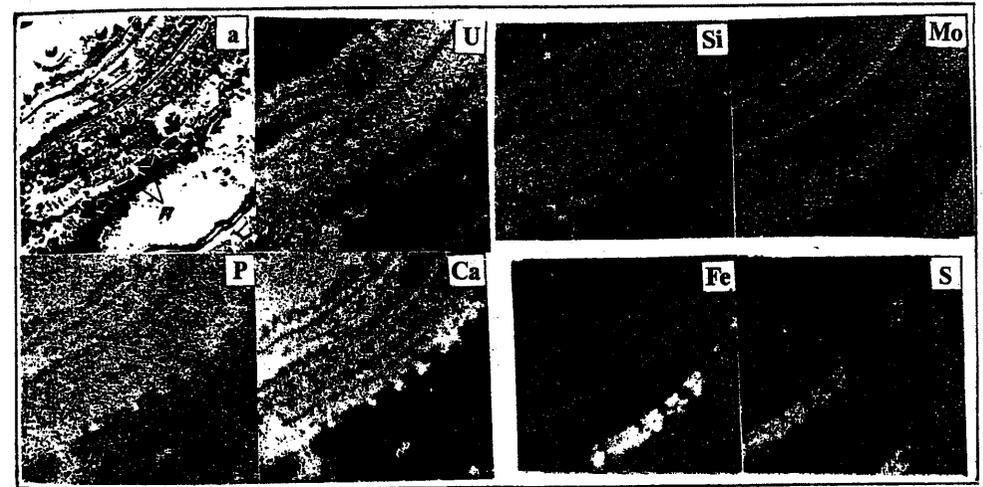


Рис. 201. Фрагмент сферолита; в центре сферолита фосфат концентрически-зонального строения; по периферии в фосфате — тонкие сростания кварца с настураном, молибденитом, пиритом (изображение во вторичных электронах (а) и рентгеновском характеристическом излучении U, P, Ca, Si, Mo, Fe, S, п — пирит; увел. 400^x)

Агрегаты настурана и коффинита с метакolloидным кварцем образуют метасоматические выделения, вкрапленность размером 1-6 мм в поперечнике. По периферии агрегатов иногда выделяется титанистый минерал, не содержащий уран. Часто настуран и коффинит развиваются в заполняющей массе и в виде оторочек вокруг галек в конгломерате. В гематит-кремнистых сферолитах настуран, коффинит, молибденит образуют дисперсные включения в агрегатах, имеющих концентрически-зональное строение, выразившееся в чередовании полос фосфата (коллофан?), нарастающего на него по периферии агрегата кварца с настураном и коффинитом, чередующихся с тонкими зонками молибденита. Во внешних частях сферолита с перерывами выделяются скопления пирита (рис. 201). В конгломератах также отмечаются тонкие прожилки кварца с дисперсными выделениями настурана, коффинита и включениями пирита. Тонкочешуйчатый мо-

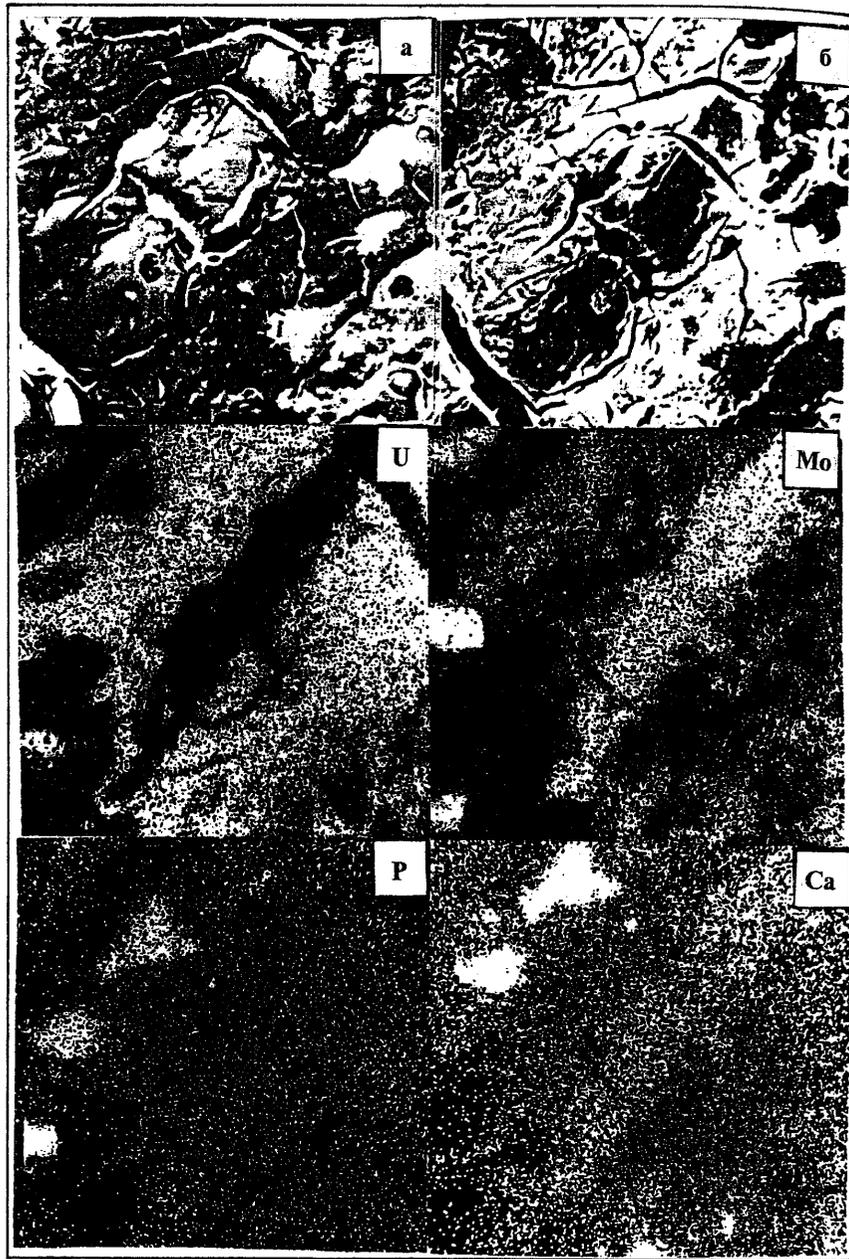


Рис. 202. Прожилок молибдена, пересекающий гнездообразные выделения настурана в кварце, в левом верхнем углу — ксеноморфные выделения фосфата (изображение во вторичных (а), поглощенных (б) электронах и рентгеновском характеристическом излучении U, Mo, P, Ca (увел.800^x))

дибденит (иордизит) иногда образует обособленные скопления в надрудной части разреза, а также его прожилки пересекают гнездообразные выделения настурана в кварце (рис. 202). В участках интенсивно проявленного оруденения в ассоциации с минералами группы апатита, коффинитом, настураном установлено углеродистое вещество, образующее псевдоморфозы по обугленной и окремненной древесине (рис. 203). В углеродистом веществе молибденит образует обособленные от урановых минералов прожилко-видные скопления.



Рис. 203. Концентрически-зональное углеродистое вещество 1 с трещинами усыхания раздроблено и цементируется настуран-коффинитовым агрегатом 2 (полированный шлиф; увел.40^x)

Друзовидный кварц, широко развитый на других месторождениях Стрельцовского рудного поля, на Дальнем месторождении образует тонкие редкие прожилки иногда с цеолитами в фельзитах. В базальтах тонкие прожилки и мелкие гнезда зонального строения сложены селадонит-пирротин-морденитовым агрегатом. Пострудные жилы и прожилки в базальтах представлены сидерит-анкерит-гетит-баритовой и доломит-халцедон-кварцевой (аметист) ассоциациями. Эти минеральные парагенезисы иногда выполняют крупные миндалины, образуя жеоды, в которых на халцедон нарастают друзы кристаллов аметиста.

В отличие от других месторождений Стрельцовского рудного поля, флюорит менее распространен, образует тонкие редкие прожилки, слагает цемент брекчий в фельзитах. В базальтах развиты жилы и прожилки пластинчатого кальцита.

Завершают минералообразование метасоматические зоны, прожилки диккита в гранитах и фельзитах. Изредка диккит встречается во внутренних частях ореолов новообразованного монтмориллонита. На месторождении Дальнем, в отличие от других месторождений рудного поля, не проявлены парагенезисы высокотемпературных стадий, поэтому биотит не замещен мусковитом и сохраняется в течение всего гидротермального процесса свежим, даже в почти нацело монтмориллонитизированной породе.

В размещении минеральных ассоциаций на месторождении Дальнем установлена зональность: минеральные ассоциации дорудной криптокварц-сидерит-доломитовой стадии наиболее развиты в подрудных частях разреза. В фельзитах они проявлены слабо и приурочены к субмеридиональным и северо-западным швам. В надрудной части разреза развиты жилы и прожилки медово-желтого и фиолетового флюорита, в фельзитах они чаще приурочены к северо-западным швам. В рудных частях месторождения, в конгломератах, туфах и низах фельзитовой толщи окварцевание и окремнение конгломератов проявлено интенсивно, в фельзитах — слабо, но охватывает практически всю толщу.

Наиболее широко в подрудных и надрудных частях месторождения развит пластинчатый кальцит, иногда в ассоциации с цеолитом.

Диккит установлен в восточной части месторождения, иногда в осевых частях зон поздней монтмориллонитизации, проявленных в слоистой толще и в гранитах фундамента.

Отмечается также зональность, развитая и в пределах рудных тел. Богатые руды формируются в наиболее интенсивно измененных туфах, представляющих собой гематитизированные, монтмориллонитизированные метасоматиты; рядовые и бедные руды образуются в цеолит-монтмориллонитовых метасоматитах, в которых цеолит не полностью замещается гематитом.

Как указывалось выше, в отличие от туфов, рудовмещающие конгломераты и туфофосесчаники монтмориллонитизированы слабо, практически к моменту рудообразования монтмориллонит сохранился лишь в реликтах.

Изучение геохимических особенностей руд и вмещающих пород проводилось по данным результатов металлометрического, кернового и бороздowego опробования. Результаты обрабатывались по программе корреляционного анализа. Были рассчитаны кларки концентрации элементов в рудах, построены эндогенные геохимические ореолы молибдена, свинца, мышьяка, бериллия, цинка, радиоактивности (рис. 204).

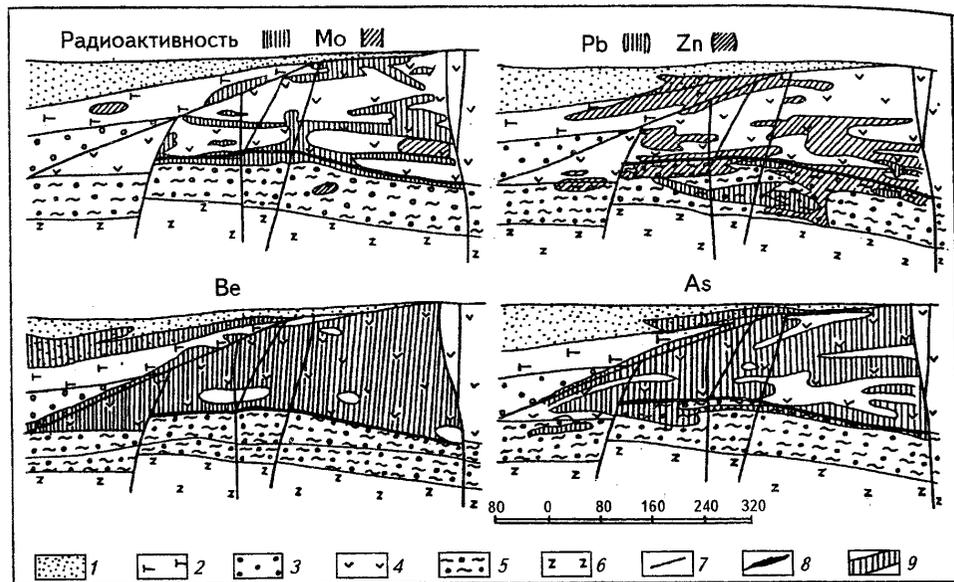


Рис. 204. Эндогенные ореолы радиоактивности Mo, Pb, Zn, Be, As месторождения Дальнее

1 — песчаники; 2 — базальты; 3 — гравелиты; 4 — фельзиты; 5 — гравелистые алеволиты; 6 — дациты; 7 — тектонические нарушения; 8 — рудные тела; 9 — ореолы

В результате изучения выявлено, что в пластообразной залежи месторождения Дальнее концентрируются: в оруденелых туфолах фельзитов — Ni, Pb, Be, Mo, As; в оруденелых конгломератах: Sn, Y, Pb, Be, Mo, As. В пластообразной залежи Д-1 выделяется две геохимические ассоциации: уран-молибден-свинец-никель-кобальт; уран-мышьяк-свинец-бериллий.

По эмпирическим линиям регрессии содержаний элементов на содержание урана в пластообразной залежи Д-1 выделяется три группы элементов: элементы, содержание которых увеличивается с увеличением содержания урана — V, Pb, As, Be, Mo, Ni, Co, Cu; элементы, содержание которых не зависит от содержания урана — Ga, Ba, Sz, Zn, La; элементы, содержание которых уменьшается с уменьшением содержания урана — Ti, Y, Zr, Sn.

Максимальные значения линейной продуктивности мышьяка, свинца, молибдена характерны для южной и юго-восточной частей залежи Д-1, а бериллия — для южной и северной частей.

Максимальное относительное накопление молибдена, мышьяка, урана, свинца и бериллия по показателям зональности наблюдается на южном фланге залежи Д-1.

По данным ВИРГа руды пластообразной залежи участка Главного являются выпелоченными, процесс выноса урана происходит в настоящее время или происходил в период, близкий к современному.

Наиболее широкие и большой протяженности ореолы на месторождении образуют свинец, бериллий, цинк, которые превосходят своими размерами ореолы радиоактивно-

сти, что является отличительной чертой этого месторождения от других месторождений Стрельцовой группы.

Ореолы сопутствующих элементов — свинца, мышьяка, бериллия, цинка, молибдена — имеют пластообразную форму в отличие от ореолов месторождений, локализованных в пределах Аргунской зоны разломов, где преобладают ореолы жилообразной и изометрической формы.

Для надрудных горизонтов залежи Д-1 характерны ореолы свинца, цинка, радиоактивности, для подрудных — мышьяка.

Генезис месторождения

Месторождение Дальнее является единственным, расположенным в Северном литоло-геоструктурном блоке Стрельцовой кальдеры, в пределах Урулонгуевской зоны разломов, в узле пересечения ее Меридиональным разломом. В отличие от других месторождений оно представлено одним морфологическим типом — пластообразными залежами, приуроченными ко второму литоло-геоструктурному уровню; вмещающими являются туфогенно-осадочные породы тургинской свиты.

Месторождение Дальнее, судя по минеральному составу гидротермальных образований, формировалось в условиях, необычных для остальных месторождений рудного поля. Северный блок характеризуется сочетанием высокой проницаемости нижней части разреза в горизонтальном и вертикальном направлениях с условиями экранирования на границе с верхней слоистой его частью в период рудоотложения, что и привело к резкому изменению физико-химических условий растворов и отложению руд в горизонте туфогенно-осадочных пород между экранирующими пологими нарушениями в основании покрова фельзитов.

Отложение минеральных ассоциаций из гидротермальных растворов происходило в близповерхностных условиях, в пластах более обводненных, чем породы приаргунской свиты, в связи с чем процессы минералообразования сопровождалась интенсивной дегазацией и вскипанием растворов. Это обусловило интенсивную монтмориллонитизацию и цеолитизацию пород в предрудную стадию в отличие от глинисто-гидрослюдистых изменений, типичных для месторождений Аргунской зоны. В результате метасоматического замещения пород сформировалась минеральная ассоциация монтмориллонита с цеолитом и делекситом, совершенно не встречаемая на других месторождениях. По данным И.В.Мельникова (ИГЕМ), из пород кислого и среднего состава выносился кремнезем, натрий, калий. Щелочные земли были инертны. Содержание окисного железа при монтмориллонитизации увеличивается в 1,5 раза и более при уменьшении закиснения железа.

Месторождение Дальнее формировалось в условиях резко меняющихся давлений, вызванных тектоническими условиями, усугубленными близостью к дневной поверхности. В отдельные стадии минералообразования, главным образом в начале и конце процесса, перепады давлений вызывали вскипание растворов, удаление углекислоты и ещё большее подщелачивание растворов. В этот период происходило смещение гидротермальных растворов с более холодными вадозовыми водами, что приводило к охлаждению и увеличению окислительно-восстановительного потенциала растворов. Вместе с тем, в рудную стадию существенное вскипание не обнаруживается. Формирование урановых минералов было обусловлено главным образом восстановлением урана за счет различных восстановителей, находящихся в рудоносных растворах и во вмещающей среде. Восстановителем в растворе могло быть двухвалентное железо, которое в процессе рудоотложения обусловило появление гематита, присутствующего в значительном количестве в Рудовмещающих туфах фельзитов. Кроме того, восстановителями являлись органическое вещество и битумы, а также сульфидная сера, находящиеся во вмещающих породах.

Данные по температуре гомогенизации газожидких включений в кальците и гробеччатом кварце, полученные в ГЕОХИ, свидетельствуют о более низкотемпературных условиях формирования минералов пострудной стадии на Дальнем месторождении по сравнению с остальными месторождениями рудного поля. Последовательная смена си-

ликатов и карбонатов (сидерит, анкерит) селадонитом, пластинчатым кальцитом и морденитом с пиритом и пирротинном свидетельствует о понижении концентрации углекислоты от начала стадии к ее концу до того, что вновь вместо карбонатов образуется цеолит (возможно вновь вскипание растворов). Следует отметить, что в эту стадию были заполнены минералами газовые пустоты и трещины в породах, что привело к образованию низкотемпературных агатов и прожилков красноокрашенного зонального халцедона.

В гипергенных условиях, но в восстановительной среде происходило перераспределение оруденения с образованием более богатых руд смешанного генезиса.

БЕЗРЕЧНОЕ

Безречное месторождение урана расположено в северо-западной части Стрельцовского рудного поля, в 1 км к югу от Дальнего месторождения и в 2 км от рудоперерабатывающего комплекса предприятия п/я А-1768 (см. рис. 13, 63). В структурном отношении оно приурочено к пересечению зоны Меридионального разлома с Северной зоной разломов северо-восточного простирания. Месторождение Безречное является единственным, расположенным на первом литолого-структурном уровне.

Месторождение выявлено в 1977 г. в процессе поискового бурения. Первооткрыватели месторождения — Л.П.Ищукова, В.П.Гришин, А.И.Пушкаренко. Предварительная разведка проведена в 1978-1979 гг. по сети 100x50 м бурением скважин с поверхности. Месторождение определено как мелкий промышленный объект с рядовыми и бедными рудами.

Геологическое строение и рудоносность

Месторождение Безречное расположено в пределах Северного поискового участка, который является обособленным литолого-структурным блоком, располагающимся в западной части относительно Меридионального разлома Стрельцовской кальдеры. Основные черты геологического строения участка определяются его положением в области сочленения Стрельцовской кальдеры, выполненной преимущественно вулканогенными породами, с Урулунгуевской впадиной, где вулканогенные отложения фациально замещаются туфогенными и туфогенно-осадочными образованиями.

Геологический разрез участка представлен полным составом покровных и осадочных образований, характерных для восточной части Стрельцовского рудного поля. Суммарная мощность осадочно-эффузивных образований достигает 1200-1500 м, причем кислые эффузивы-фельзиты и липариты, завершающие разрез, занимают половину его мощности (600-700 м).

Породы фундамента представлены крупнозернистыми порфировидными нередко гнейсовидными биотитовыми гранитами каледонского цикла метасоматического гранитообразования, содержащими многочисленные ксенолиты и скиалиты метаморфических ороговикованных сланцев и метагабброидов.

В разрезе осадочно-вулканогенных образований верхнего структурного этажа отчетливо выделяются две свиты — приаргунская и тургинская. Нижняя приаргунская свита позднерюрского возраста представлена переслаивающимися покровами эффузивов основного (базальты) и субщелочного среднего (трахидациты) состава, разделенными прослоями осадочных пород: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Верхняя тургинская свита раннемелового возраста характеризуется преобладанием эффузивов кислого состава (липаритов, фельзитов) с незначительным развитием в основании этой толщи осадочных отложений (рис. 205).

В структурном плане площадь месторождения располагается в узле пересечения крупных зон глубинных разломов — Меридиональной и Северной. Северная зона является фрагментом Урулунгуевской зоны глубинных разломов северо-восточного прости-

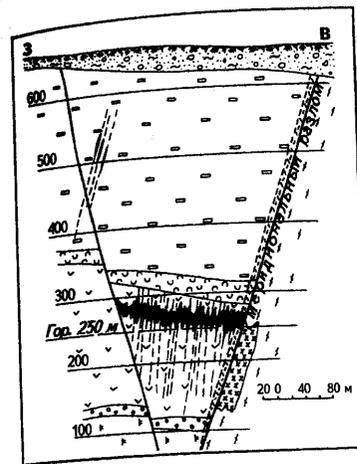


Рис. 205. Геологический разрез по разведочной линии 300 месторождения Безречное

(Составил А.И.Пушкаренко; условные обозначения см. на рис. 12)

Месторождение Безречное приурочено к участку, где Меридиональный разлом на протяжении 1,2 км изменяет простирание на северо-восточное (25-30°). Здесь же постепенно изменяется и его падение, соответственно от 75° на севере до 50-55° на юге. На этом же участке Меридиональный разлом пересекает Северную зону разломов северо-восточного простирания (50°). Основной разлом Северной зоны проходит через площадь месторождения. В западном крыле Меридионального разлома в верхней части разреза он безамплитудный и выражен только зоной трещиноватости. На поверхности в 400 м к западу от основного шва Меридионального разлома и параллельно его северо-восточному изгибу проходит разлом северо-восточного (30°) простирания с падением на юго-восток под углом 75-80°. Разлом является оперяющим для Меридионального разлома и выражен зонами интенсивного дробления. Вертикальная амплитуда смещения по этому разлому 40-50 м. Этот разлом наряду с Меридиональным контролирует положение уранового оруденения.

Пологопадающие нарушения возникли на контакте пород с различными физико-механическими свойствами в результате сбросо-сдвигового смещения блоков пород по крутопадающим разломам. Наиболее развиты на месторождении пологие нарушения в основании покрова липаритов.

Урановое оруденение на Безречном месторождении локализуется в верхней части покрова фельзитов на глубинах от 360 до 450 м от поверхности (абсолютные отметки 210-290 м). Оруденение приурочено к зоне крутопадающей трещиноватости, развившейся в верхней части покрова фельзитов под покровом липаритов (см. рис. 205). По положению в разрезе оно соответствует первому литолого-структурному уровню. Этот уровень охватывает верхнюю часть покрова фельзитов и покров липаритов. Рудоносная трещинная зона с кондиционным оруденением прослеживается узкой (100-150 м) полосой вдоль Меридионального разлома на 1100 м. С востока она ограничена Меридиональным разломом, с запада граница оруденения нечеткая, но распространение кондиционного оруденения ограничивается разломом, проходящим параллельно Меридиональному и оперяющего последний.

Высота рудоносной зоны незначительная — от первых десятков метров до 80 м, постепенное уменьшение высоты наблюдается в южном направлении. Наиболее рудоносной является северная часть месторождения, оцененная по результатам бурения детально и которая ограничивается близширотным разломом, установленным по несоответствию геологических границ. Здесь в пяти разведочных профилях кондиционное урановое оруденение вскрыто 10-ю скважинами. Среди мощных интервалов забалансового оруденения выделяются интервалы (1-3) кондиционных руд, мощность их изменяется от 0,6 до 11,9 м, содержание урана колеблется от 0,5 до 0,16%. Среднее содержание по мес-

торожению составляет 0,088%, коэффициент рудоносности равен 0,08. Оруденение приурочено к крутопадающим трещинам, вокруг которых нередко развивается брекчирование пород.

Вмещающие урановую минерализацию фельзиты интенсивно аргиллизированы и гематитизированы. Руды прожилково-мелковкрапленные. Рудный компонент представлен смесью коффинита и смолки, размер зерен составляет десятые доли миллиметра и меньше, но значительная часть имеет размер зерен 1-1,5 мм. Распределение рудных минералов неравномерное, они развиваются в основном вдоль ослабленных зон и по трещинам. Рудный компонент имеет смоляной блеск, иногда отмечаются сростки его с тонкозернистым пиритом. Мощность прожилков, выполненных рудным минералом, достигает 0,5-1,0 мм. Кроме урана, в рудах других полезных элементов в повышенных концентрациях не отмечается, только в богатых рудных интервалах по данным спектральных анализов отмечается повышенное содержание свинца (до 0,10%).

Строение рудных тел аналогично рудным образованиям на других месторождениях рудного поля. В фельзитах, при отсутствии пологих срывов, в основном развиваются жилы и линзообразные тела небольших размеров или штокверкоподобные залежи с относительно низким коэффициентом рудоносности.

ПОЛЕВОЕ

Полевое месторождение урана находится в Урулюнгуевской долине на северо-западном фланге Стрельцовского рудного поля, в непосредственной близости от Дальнего месторождения, и является экзогенным осадочным, формирующимся за счет разрушения месторождений Стрельцовского рудного поля (см. рис.193).

Месторождение простирается на 7 км в северо-восточном направлении параллельно пологим выровненным склонам пади Сухой Урулюнгуи, располагаясь в долине между падами Тулукуй и Широудкуй; ширина рудоносной полосы колеблется от 0,2 до 2 км.

Рудоносный горизонт имеет пластообразную форму, локализуется в рыхлых отложениях неоген-четвертичного возраста и залегает на глубине от 5 до 32 м от поверхности; выявлено в начале 1972 г. при проведении поискового бурения на северном фланге Северного участка. Незначительная глубина залегания руд и расположение месторождения в непосредственной близости от перерабатывающего предприятия обусловили необходимость дальнейшего изучения оруденения с целью поисков рентабельных способов его отработки.

Первооткрыватель Полевого месторождения — геолог А.И.Пушкаренко, который провел в последующем геологическое изучение и предварительную разведку [93ф]. Изучение вещественного состава проведено М.В.Вампиловым, а также сотрудниками ВИМС — А.В.Коченовым, В.Б.Шагаровой, З.М.Алёшиной, А.Е.Халдеем, которые обеспечили проведение различного рода тонких анализов. Дифрактометрический анализ глинистых фракций руд проведен Ю.А.Швановым, гранулометрический состав, распределение урана по фракциям, фильтратонные свойства руд и вмещающих пород изучались ЦНИЛ предприятия п/я А-1768 (Т.А.Алкснитис). Технологические исследования руд проведены ВИМСом, предприятием п/я А-1997 и ЦНИЛ предприятия п/я А-1768 (Т.А.Алкснитис, В.В.Анастасов, Л.И.Громов, В.К.Фалалеев). Гидрогеологические условия месторождения изучены З.К.Гаученовой.

Полевое месторождение располагается в переходной области между Стрельцовским прогибом на юго-востоке и Урулюнгуевской впадиной на северо-западе, которые выполнены осадочно-вулканогенными образованиями верхнеюрско-нижнемелового возраста.

Нижнемеловые образования перекрываются чехлом рыхлых отложений неоген-четвертичного возраста. Эти отложения являются рудовмещающим горизонтом Полевого месторождения. Мощность рыхлых отложений в правом борту пади Сухой Урулюнгуи достигает 70 м. Они представлены преимущественно глинами, суглинками, супесями с прослоями песков с гравием и слабо сцементированной глиной мелкощебенистого материала. Для разреза в целом характерна резкая фациальная и вертикальная изменчи-

вость, отсутствие четко выраженной слоистости в отдельных пачках пород и "плохая сортировка" обломочного материала. Эти отложения представляют собой образования аллювиального генезиса, грубо расчленяясь на русловые, пойменные и старичные отложения, которые образуют сложные сочетания в разрезе. В прибортовой части впадины в разрезе появляются пролювиальные отложения.

По составу, а также по некоторым общим фаціальным признакам рыхлые отложения можно разделить на два горизонта: нижний — глинистый, верхний — песчано-гравийный. В основании глинистого горизонта залегают галечники мощностью до 2 м. Галечники представлены преимущественно гранитами и эффузивными породами. Галечники распространены неравномерно и отмечаются главным образом в углублениях палеорельефа. Мощность таких образований не превышает 3 м. Глинистый горизонт на месторождении развит неравномерно. В прибортовой части мощность его достигает 40-60 м и он сложен преимущественно глинистыми образованиями, а на северо-западной границе участка глинистый горизонт, особенно верхняя его часть, фациально замещается песчано-гравийными отложениями и мощность его уменьшается до 20-30 м. Нижняя безрудная часть глинистого горизонта характеризуется большей однородностью пород. Преимущественно это темно-серые плотные глины, часто с коричневатым оттенком. В глинах присутствует незначительное количество песчано-гравийного материала, чаще всего содержание его не превышает 10%. По гранулометрической характеристике глины относятся к пылеватым, состав глинистой фракции преимущественно монтмориллонитовый, обломочный — полевошпат-кварцевый. В нижней части глинистого горизонта встречаются прослой и линзы супесей и разнозернистых песков мощностью 0,1-0,3 м, реже до 1,5 м. Эти прослой обводнены и являются водоносными. Цвет водоносов желтовато-бурый, количество грубо-обломочных (водоносных) горизонтов увеличивается в северо-западном направлении к центральной части Урулюнгуевской впадины.

Верхняя рудная часть глинистого горизонта мощностью 20 м характеризуется меньшей однородностью как в разрезе, так и по простиранию. Это преимущественно темно-серые глины и суглинки, слабоизвестковистые, с редкими прослоями и линзами желтовато-серых супесей и песков мощностью 0,1-2,0 м, которые содержат большое количество (до 30%) гравия и мелких галек — глины и суглинки рудной пачки тесно переслаиваются между собой и макроскопически почти не отличаются друг от друга. По гранулометрическому составу эти породы относятся в большинстве случаев к пылеватым глинам и в единичных случаях к пылеватым суглинкам. Наряду с этим по числу пластичности (0,1-0,3) они в большинстве случаев относятся к суглинкам, остальные охарактеризованы как глины. Состав глинистой фракции преимущественно монтмориллонитовый. Уплотненность пород глинистого горизонта увеличивается с глубиной. В нижней части разреза глины твердые и тугопластичные, в верхней части преобладают пластичные и мягкопластичные, причем последние во влажном состоянии имеют черный сажистый цвет с синеватым оттенком за счет содержания тонкораспыленного мельниковит-пирита. Такие глины в свежем состоянии имеют сероводородный запах, что характерно для старичных отложений.

В верхней части глинистого горизонта на глубине от 5,5 до 30 м локализуется пластовое урановое оруденение Полевого месторождения.

Верхний песчано-гравийный горизонт представлен типичными русловыми отложениями, развитыми на всей площади месторождения. Мощность песчано-гравийного горизонта составляет от 3 до 25 м. Верхний горизонт серовато-желтого цвета представлен смесью разнозернистых песков и разнообломочного гравия, содержание последнего достигает 40-60%. Обломочный материал слабо окатан и плохо отсортирован. С глубиной размер обломков гравия уменьшается до мелко- и среднеобломочного, но состав остается прежним. Среди песчано-гравийного горизонта залегают маломощные (до 2 м) линзы и прослой желтовато-серых супесей, суглинков и глин.

Завершается разрез рыхлых отложений лессовидными суглинками — желтовато-серого цвета мощностью 0,3-1,0 м. Лессовидные суглинки постепенно переходят в почвенно-растительный слой, мощность которого изменяется от 0,2 до 0,6 м.

Урановое оруденение на Полевом месторождении локализуется в верхней части глинистого горизонта, основная часть которого расположена на глубине от 8 до 32 м и очень редко на глубине 5,5 м.

Оруденение, околнурное буровыми скважинами по сети 200x200 м и 400x400 м, вызывает в единую непрерывную пластообразную залежь с извилистыми контурами, вытянутую полосой шириной до 2 км в северо-восточном направлении вдоль правого борта пади Сухой Урулюнгуй на 7 км. Юго-восточная граница залежи определяется выклиниванием рудовмещающей толщи. Северо-восточная, северная и южная границы оруденения определяются постепенным фаціальным замещением рудовмещающего глинистого горизонта старичных и пойменных отложений грубообломочными русловыми отложениями, граница рудной залежи здесь чаще всего размытая и зависит от минимальных кондиционных параметров оруденения, хотя и за пределами месторождения прослеживаются маломощные прослои с бедным оруденением и ореолы повышенной радиоактивности.

На ряде участков ширина залежи уменьшается. Пережимы делят месторождение на три плавные по протяженности части. Северо-восточная и юго-западная части примерно равны по площади, центральная часть занимает около половины площади всего месторождения. В целом рудоносный горизонт выдержан по простиранию. Мощность его закономерно увеличивается от флангов к центральным частям месторождения. Максимальные мощности рудоносного горизонта устанавливаются в осевой части рудоносной полосы. Здесь на протяжении 4,5 км прослеживается непрерывная полоса с суммарной мощностью рудных пересечений более 5 м и шириной от 150 до 1200 м; эта полоса занимает по площади треть часть месторождения. К северо-западу и юго-востоку от указанной полосы мощность рудоносного горизонта уменьшается до 0,3-2,4 м.

Максимальной рудонасыщенностью и наиболее высокими содержаниями урана характеризуется центральная часть месторождения протяженностью около 2 км. Эта часть отличается максимальным развитием глинистых прослоев и четко выделяется по химическому составу вод, проницаемости и водообильности пород. Рудная залежь состоит из одного-двух, реже трех субпараллельных оруденелых пластов или линз, расположенных чаще всего на расстоянии 3-6 м, реже 6-10 м друг от друга. Наличие нескольких рудных прослоев обусловлено неоднородностью рудоносной пачки и обусловлено появлением в разрезе горизонтов и линз грубообломочных отложений — водоносов. Мощность отдельных рудных интервалов изменяется от 0,3 до 11,30 м. Содержание урана колеблется в пределах 0,010-0,064%. Средняя мощность рудоносного горизонта в целом составляет 5,69 м, среднее содержание урана по месторождению — 0,020%, коэффициент рудоносности — 0,59.

Урановое оруденение приурочено к темно-серым глинам и суглинкам. В породах часто присутствует гравийный материал, обычно не более 5%. Ураноносные глины по внешнему облику и составу не отличаются от безрудных. Оруденение в пределах рудного интервала распределяется неравномерно и чаще всего представляет собой серию частей сближенных прослоев или линз, обогащенных ураном. Руды равномерно вкрапленные.

В рудах присутствует тонкораспыленный обугленный растительный материал. По всей массе породы наблюдается тонковкрапленный мельниковит-пирит в виде корочек и налетов, а также скоплений на грубообломочном материале. К таким скоплениям мельниковит-пирита приурочено повышенное содержание урана. Кроме урана в этих скоплениях спектральным анализом установлены повышенное содержание мышьяка (до 0,02%) и молибдена (до 0,01%).

По данным В.В.Шагаровой и А.В.Коченова (ВИМС, 1976), содержание углерода органического в пробах, максимально обогащенных ураном, составляет в среднем 0,8%, пробы как с более высоким содержанием углерода (1,2-1,5%), так и с более низким (0,3-0,1%) обычно безрудные. Рудоносная пачка отличается от выше и ниже лежащих пород повышенной карбонатностью. В богатых рудных пробах содержание CO_2 составляет около 2%. Карбонат представлен мелкими включениями кальцита.

Изучение минералогического состава руд проводилось в ВИМСе и предприятиями п/я А-1997. По данным ВИМС уран сорбирован главным образом мельниковитом и гумусовыми веществами и в значительно меньшей степени тонким глинистым материалом (без углеродистого вещества). По данным предприятия п/я А-1997 в рудных пробах при-

сутствуют преимущественно черни, в меньшем количестве настурин и уранинит (редкие зерна).

В неделенных на фракции пробах по данным химического анализа содержание урана составляет 0,08-0,19% при содержании углерода 0,78-0,83% и CO_2 0,68-1,37%. В легких фракциях содержание урана не превышает 0,0008%.

На микрорадиографиях треки α -частиц имеют рассеянный площадный характер, иногда концентрируясь в участках с повышенным содержанием углеродистого вещества, иногда концентрируясь в участках с повышенным содержанием углеродистого вещества, представляемого растительными углефицированными остатками типа бурых углей и, видимо, гумусовыми кислотами, пропитывающими глинистую составляющую. Яркие треки приходится на скопления мельниковита.

По химическому составу руды являются алюмосиликатными. Наиболее значительные колебания по содержанию серы (от < 0,10 до 1,09%) обусловлены наличием мельниковита. Результаты химических анализов свидетельствуют о близости химического состава руд Полевого месторождения и месторождений Стрельцовского рудного поля. По составу полезных компонентов руды являются монометаллическими и содержат в повышенных концентрациях только уран. Руды Полевого месторождения в целом характеризуются низким качеством, среднее содержание урана составляет 0,02%. В центральной части выделяются участки с более высоким содержанием урана. Руды с содержанием урана более 0,03% составляют 19% от общих запасов месторождения при среднем содержании 0,048%.

Спектральным анализом устанавливаются тысячные доли процента Ni, Co, Pb, V, Cr, Cu, Zn, в ещё меньших концентрациях присутствуют Mo и Sn. Технологические свойства руд неблагоприятны для подземного выщелачивания, но весьма благоприятны для применения агитационного выщелачивания. Отрабатывать Полевое месторождение возможно карьерным способом или способом подземного гидроразмыва с последующей переработкой добытой руды или её пульпы гидromеталлургическим способом.

Рудный горизонт находится ниже уровня подземных вод. Сероводородное заражение руд, а также наличие мельниковит-пирита и остатков обугленной растительности показывают, что руды находятся в восстановительной обстановке. Оруденение локализуется в сероцветных глинистых или песчано-глинистых породах, часто значительно удалено от водопроницаемых горизонтов. Вблизи окисленных водоносных горизонтов не наблюдается повышенных концентраций урана, что свидетельствовало бы об инфильтрационной природе оруденения. Очевидно, что рудонакопление происходило одновременно с осадконакоплением в мелководном застойном водоёме, где создавалась благоприятная для осаждения урана обстановка с субцелочной и резко восстановительной средой. Снос материала осуществлялся со склонов, обрамляющих этот водоём, и, естественно, химический состав рудовмещающих отложений близок к усредненному составу пород, слагающих Стрельцовское рудное поле. Источником урана являлись разрушающиеся верхние части рудных залежей Тулукуевского, Стрельцовского и других месторождений, находящихся гипсометрически выше Полевого месторождения.

В ВИМСе сделаны определения изотопного состава свинца в штучных рудных пробах. Изученные пробы характеризуются низким содержанием радиогенной добавки Pb^{206} при довольно высоком содержании урана (до 0,08%), что свидетельствует о весьма молодом возрасте оруденения. Изохрона, построенная по точкам, характеризующим отношение содержания урана к эквивалентному ему Pb^{206} , располагает возраст уранового оруденения, определенно свинцовым методом в лабораториях ВИРГ по 12 пробам, колеблется в пределах 1-10 млн лет.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ УРАНА В ПРЕДЕЛАХ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

В пределах Тулукуевской ВТС выявлены рудопоявления урана — Южное, Подгорное, Прибортовое, Талан-Гозогор, Широкое, Дмитриевское, Угловое, Фланговое, Якорь, Мираж, а также проявления фосфора — Таланское, олова — Талан-Гозогорское, Угловое, полиметаллов — Цветное, Талан-Гозогорское, Широкоулуйское (см. рис. 63).

Рудопоявление Южное (1967 г.) расположено на продолжении Центральной и Восточной зон меридиональных разломов, в месте их сопряжения с разломами северо-западного простирания. Оруденение приурочено к зоне крутопадающей трещиноватости и дробления, образовавшейся в покрове фельзитов на глубине 240-260 м (2-й литолого-структурный уровень оруденения). Содержание урана — 0,080% на мощность — 12,76 м.

Рудопоявление Подгорное (1973 г., участок Голубь) расположено в 500 м к востоку от месторождения Лучистого и локализовано в фельзитах и в туфоловах, залегающих в основании покрова (2-й литолого-структурный уровень). Оруденение прослежено в виде узкой ленты в северо-западном направлении на продолжении рудоносных зон Лучистого месторождения. Оруденелые фельзиты интенсивно гематитизированы, расчленены прожилками флюорита. Урановая минерализация представлена вкрапленным, реже прожилковым настураном. Содержание урана колеблется от 0,24 до 0,317% на мощность 1,2-2,8 м.

Рудопоявление Прибортовое (1972 г., участок Талан-Гозогор) расположено в юго-восточной части участка, приурочено к узлу сочленения разрывных нарушений меридионального, северо-восточного простирания и северо-западных трещинных зон, оперяющих Западно-Тулукуевский разлом. Оруденение локализовано в базальтах нижнего покрова и базальном горизонте осадочных пород. Отдельные рудные тела контролируются северо-западными структурными элементами. Протяженность рудных тел достигает 100-150 м, глубина их залегания — 140-180 м, мощность — 0,5-4,0 м, содержание урана колеблется от 0,050 до 0,191%. Руды настурановые, прожилково-вкрапленные.

Рудопоявление Талан-Гозогор (1984 г., участок Талан-Гозогор) расположено в пределах Западно-Тулукуевского вулканического аппарата на западном продолжении рудоконтролирующей субширотной Аргунской зоны разломов на пересечении с тектоническими нарушениями меридионального и северо-восточного направлений; урановое оруденение приурочено к зонам повышенной трещиноватости, дробления и брекчирования и локализуется на трех литолого-структурных уровнях: пластообразное в песчаниках и конгломератах базального горизонта, трещинно-жильного типа — в липаритах жерловой фации и в гранитах, доломитизированных известняках домезозойского фундамента. Глубина залегания рудных тел — от 300 до 800 м, мощность — 0,4-3,60 м, содержание урана — 0,052-0,085; 0,199%. Некондиционное оруденение развито широко, особенно среди доломитизированных известняков, где мощность рудных интервалов достигает 4,6 м. Распределение оруденения неравномерное; крутопадающие рудоносные зоны прослеживаются по падению и простиранию на первые сотни метров; протяженность рудных тел с кондиционным оруденением не превышает десятков метров. Урановая минерализация представлена коффинитом и настураном, сопровождается окварцеванием, каолинизацией, монтмориллонитизацией и гематитизацией вмещающих пород. Элементами-спутниками являются молибден (0,01-0,03%) и свинец (0,01 и 0,1%).

Рудопоявление Широкое (1977 г., участок Юго-Западный) расположено в узле пересечения рудоконтролирующих швов меридионального простирания с Аргунской зоной разломов субширотного простирания. Урановое оруденение локализовано в крутопадающей зоне трещиноватости на глубине 570-625 м в фельзитах жерловой фации. Оруденение прослежено вдоль Пятилетнего разлома на 900 м при ширине рудоносной зоны 400 м. Рудонасыщенность слабая, размеры рудных сечений — до 1,3 м, содержание урана — 0,059-0,257%. ореол забалансовых руд проявлен широко. Вмещающие породы вдоль рудоносных зон дробления аргиллизированы, интенсивно гематитизированы с прожилками флюорита и сульфидов. Минеральный состав оруденения и ореолов изменений подобны составу Юго-Западного месторождения.

Рудопоявление Дмитриевское (участок Южный) расположено на южном продолжении меридиональных основных рудоконтролирующих разрывных нарушений месторождения Стрельцовского. В структурном плане оруденение приурочено к узлам пересечения Восточной зоны разломов меридионального простирания и зоны трещиноватости северо-западного простирания, локализуется в основании покрова фельзитов и в базальтах, забалансовое оруденение — в гранитах фундамента. Глубина залегания рудных тел — от 180 до 420 м от поверхности. Мощность рудных интервалов — от 0,70 до 1,40 м, содержание урана колеблется от 0,095 до 0,267%. Рудоносная зона прослежена в северо-западном направлении на 800 м.

Рудопоявление Угловое (участок Жерловый) расположено в прибортовой северо-западной части Краснокаменского вулканического аппарата в узле пересечения меридиональных рудоконтролирующих нарушений с широтным тектоническим швом Аргунской зоны разломов. Оруденение локализовано в экзо- и эндоконтакте борта вулканического аппарата в зоне дробления и трещиноватости пород на глубине 100-600 м от поверхности в фельзитах жерловой фации и в гранитах. Протяженность рудных тел по падению достигает 80-100 м, по простиранию — 100-200 м, содержание урана — от 0,060 до 0,330%, мощность — 0,3-3,5 м. Руды настурановые прожилково-вкрапленные.

Рудопоявление Фланговое (участок Жерловый) расположено в всячем боку широтного тектонического шва 3 на восточном фланге месторождения Аргунское. Урановое оруденение локализовано в северо-восточной рудоносной трещинной зоне в известняках, амфиболитах и мелко-вкрапленниковых липаритах на глубине от 550 до 850 м от поверхности. Мощность рудного тела — 0,6-2,7 м, содержание урана — 0,059-0,082%. Протяженность по простиранию составляет 130 м. Руды настурановые прожилково-вкрапленные.

Рудопоявление Якорь (Мало-Тулукуевский участок) расположено непосредственно под Мало-Тулукуевским месторождением, приурочено к поднытому блоку гранитов фундамента, образовавшемуся в узле сочленения Мало-Тулукуевской и Аргунской зон разрывных нарушений. Мощность его — 9,90 м, содержание урана — 0,354%, глубина залегания — 700 м. Рудная минерализация представлена настураном, уранинитом, молибденитом.

Рудопоявление Мираж (участок Жерловый) расположено на западном фланге месторождения Аргунское. Урановое оруденение локализовано в зонах трещиноватости, брекчирования, гидрослюдизации с криптокварцем и пиритом в доломитизированных известняках, кристаллических сланцах и гранитах. Мощность зоны 60-80 м, по падению зона прослежена на 250-300 м, по простиранию расположена в 40-200 м от поверхности. Мощность рудных интервалов колеблется от 0,9 до 9,3 м, содержание урана — 0,054-0,242%. Руды криптокварцнастурановые прожилково-вкрапленные.

ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В СРП

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ФЛЮОРИТА ГОЗОГОР

Месторождение Гозогор расположено в западной части Тулукуевской вулкано-тектонической структуры, в 2 км к северо-западу от Аргунского месторождения урана, и приурочено к субширотной ветви Аргунской зоны разломов, ограничивающей с севера выступ домезозойского кристаллического фундамента (см. рис. 13, 63).

Флюоритовое оруденение развивается со стороны всячего бока зоны в фундаменте кальдеры в широтной полосе протяженностью 2 км и локализовано в интенсивно брекчированных и окварцованных доломитизированных известняках в приконтактовой части с биотитовыми кристаллическими сланцами, представленными высокоглиноземистыми андалузитовыми, силлиманитовыми и реже кордиеритовыми разностями. Метаморфические породы крупного плитообразного ксенолита представляют собой остаток северного крыла складки субширотного простирания. Более 95% ресурсов плавикового шпата сосредоточено в брекчированных, окварцованных, доломитизированных известняках; отме-

чаются единичные пластообразные тела флюорита в карбонатных прослоях среди кварц-биотитовых сланцев, а также мелкие жилы в гранитоидах. Различается два морфологических типа рудных залежей: уплощенные пологонаклонные штокверкоподобные и жилообразные. Мощность залежей варьирует от 60 до 150 м, протяженность в субширотном направлении достигает 1000 м, по падению — колеблется от 250 до 400 м. Мощность отдельных рудных интервалов изменяется от 0,7 до 58,3 м, содержание флюорита — от 15 до 45,48%.

Жилообразные залежи расположены ниже штокверкоподобной залежи на удалении от 10 до 50 м, локализируются также в брекчированных известняках и имеют пологое падение; по простиранию они прослеживаются от 100 до 500 м, по падению — до 300 м при мощности от 1,1 до 18 м; содержание флюорита — от 15 до 38%.

Все флюоритоворудные залежи залегают согласно с напластованием вмещающих пород и имеют падение 30-60° к северу; руды в основном бедные — 27-32%, доля руд с содержанием более 40% составляет 41%. Руды с содержанием более 61% встречаются редко — это линзовидные тела небольшой протяженности.

Флюоритовые залежи объединены структурно и литологически, слагая единую рудоносную зону протяженностью до 2 км и мощностью 150-250 м. Залежь в Западном блоке скрыта под чехлом безрудных мезозойских и четвертичных образований общей мощностью 90-120 м, а в центральном поднятом блоке находится под рыхлыми отложениями (до 50 м). В пределах рудоносной зоны известняки изменяют окраску на более светлую вплоть до белой, кремово-белой, буровато-белесой по мере приближения к рудным телам. Суммарное количество новообразованных минералов достигает 20-50%, среди них преобладают флюорит и кварц нескольких генераций, отмечаются каолинит, кальцит, монтмориллонит, гидрослюда, анкерит, хлорит, апатит, пирит, галенит, сфалерит.

По данным геохимических исследований во флюоритовых рудах содержится более 100 кларков флюорита, более 30 кларков кобальта, цинка, молибдена, более 10 кларков олова, циркония, лития, никеля, более 3 кларков меди, бериллия, фосфора, хрома. Широко распространение имеют ореолы фтора, серебра, свинца, мышьяка, цинка, олова, меди. Аномальные концентрации мышьяка и цинка тяготеют к верхней части рудных тел, серебра, свинца, меди — к средней части, а олова — к нижним частям рудных тел. Из числа исследованных химических элементов положительную корреляционную связь с флюоритом проявляют только бериллий, молибден и литий, причем содержание этих элементов в рудах малосущественны. Со свинцом флюорит находится в отрицательной корреляционной зависимости. По факторному анализу выделяется ассоциация флюорит-бериллий-молибден-литий. Кроме того, выделяются ассоциации, характерные для полиметаллического и уран-молибденового оруденения.

Для флюоритового рудного процесса элементами-индикаторами являются фосфор, литий, молибден, причем фосфор и литий характеризуют надрудный срез, а молибден — подрудный.

На участке месторождения Гозогор установлены признаки полиметаллических руд и выявлено рудопроявление Цветное на его восточном фланге, описание которого приведено ниже.

ПРОЯВЛЕНИЯ ФОСФОРА, ОЛОВА, ПОЛИМЕТАЛЛОВ

Фосфорная минерализация, образующая высокие концентрации в кристаллических сланцах и доломитах на флангах урановорудных тел и за их пределами, относится к гидротермальному типу и находится в генетической связи с ураном.

Проявление фосфора Таланское (участок Жерловый) вскрыто при оценке рудопроявления урана Мираж. Локализуется в блоке трещиноватых, дробленых и брекчированных доломитов, содержащих маломощные прослои кристаллических сланцев, совместно слагающих крупный ксенолит среди позднепалеозойских метасоматических гранитов. Пологонаклонная штокверкоподобная залежь находится на глубинах от 4,0 до 130 м от поверхности. Фосфорная минерализация представлена мелковкрапленниковым франко-

литом и фторапатитом, образующим тонкую вкрапленность (не более 0,2-0,3 мм в диаметре) в ассоциации с мелкозернистым кварцем и метасоматическими выделениями флюорита, серицита, сульфидов. В руде присутствуют вторичные минералы урана и молибдена. Оруденение прослежено на 750 м в широтном направлении и 210 м по падению. Рудные интервалы имеют мощность от 5 до 50 м, содержание пятиоксида фосфора по данным химического анализа составляет 4,4-10,3% (в канавах), в скважинах содержание фосфорного ангидрида варьирует в пределах 3,2-11,2% на мощность 1-40 м. Отмечены повышенные содержания кадмия, сурьмы, кобальта, лантана, циркония и бериллия.

В контурах урановых рудных тел фторапатит содержит тончайшие механические примеси настурана и коффинита. Кристаллы фторапатита корродируются и цементируются настураном.

Угловое проявление олова (участок Жерловый) находится на северном фланге рудопроявления урана Прибортовое; содержание олова — 0,02-0,116 до 0,283%, мощность — от 0,80-5,15 до 7,2 м. Глубина залегания рудных тел до 630 м. Оруденение локализуется в гранитах, вблизи турмалиновых жил. По минеральным ассоциациям оруденение относится к касситерит-силикатной формации с сульфидами — галенитом, блеклыми рудами, халькопиритом.

Талан-Гозогорское рудопроявление олова расположено на участке Талан-Гозогор, выявлено в 1988 г. при оценке одноименного рудопроявления урана. Рудопроявление находится в южной прибортовой части Западно-Тулукуевского вулканического аппарата, характеризуется богатыми и рядовыми рудами. Мощность рудных интервалов составляет 2-12,0 м, содержание олова — 0,11-1,159%. Оловоносная зона прослежена в широтном направлении на 2,5-3 км, вдоль южной границы крупного блока протерозойских образований. Глубина залегания — 746-780 м. Вмещающие породы — кристаллические сланцы и граниты, интенсивно грейзенизированы, калишпатизированы, окварцованы и хлоритизированы. Оловянные руды представлены мелко и тонковкрапленным касситеритом с кварцем, хлоритом, магнетитом, турмалином. Сопутствующими элементами являются серебро, фосфор, иттрий, скандий.

Рудопроявление полиметаллов (с оловом) Цветное (1989 г.) расположено на восточном фланге месторождения флюорита Гозогор. Оруденение развивается в узлах пересечения разрывов широтного разлома, межпластовых срывов с нарушениями субмеридионального северо-восточного направления и образует крутопадающие столбообразные тела, имеющие в плане линзовидную и сложную форму с размерами в поперечнике 10x50-80 м. Протяженность таких тел по простиранию около 400 м, по падению — 90-150 м. На глубинах 85-180 м вскрыто от одного до трех интервалов рудных пересечений сульфидного и оловянного оруденения, имеющих мощность от 14 до 27 м; содержание металлов составляет: цинка — от 1,21 до 6,81%, серебра — от 0,5 до 30-85 г/т, олова — от 0,144 до 0,58%, свинца — 0,45-0,77%.

Внутри отдельных интервалов выделяются участки "стволовой" мощностью от 1,0 до 4-9,0 м с высоким содержанием: серебра — до 98 г/т, цинка — до 12,45%, олова — до 1,76-2,71%, вольфрама — до 0,048%. В единичных керновых пробах из рудных интервалов установлено содержание серебра 300 г/т, золота — 0,08 г/т. Повсеместно в рудах отмечаются элементы-спутники — кадмий, висмут, индий — в количестве сотых, медь — до десятых долей процента. Оруденение локализуется в кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах среди кварц-биотитовых гранитизированных гнейсов, реже в доломитизированных известняках и перекрывающих их сланцах. Руды сложены пиритом, магнетитом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, блеклыми рудами, сульфосолями серебра, касситеритом, арсенипиритом. Вокруг рудных тел развиты ореолы элементов-индикаторов: цинка, серебра, мышьяка, меди, олова, свинца. Флюоритовые рудные тела в доломитизированных известняках довольно пологопадающие, являются секущими по отношению к сульфидным крутопадающим, что свидетельствует о временном разрыве между флюоритовым и полиметаллическим оруденением. Проявление полиметаллов относится к типу мезотермальных полиметаллических проявлений, а флюорит относится, возможно, к доурановой стадии гидротермального этапа.

Талан-Гозогорское полиметаллическое проявление (участок Талан-Гозогор) выявлено в 1981 г. на северном фланге одноименного рудопоявления урана в зоне Талан-Гозогорского разлома, в узле сочленения разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простирания на глубине 260-274 м. Мощность оруденения — от 2,75 до 8,75 м, содержание свинца — 0,06-2,22%, цинка — 0,03-0,07%, серебра — 2-106 г/т. Рудная минерализация представлена галенитом, пиритом, клейофаном, образует прожилки, вкрапленные выделения в брекчированных доломитизированных известняках.

Широндукуйское полиметаллическое проявление (участок Широндукуйский, 1982 г.) приурочено к узлу сочленения нарушений меридионального и северо-западного простирания в гранитах фундамента. В зоне окварцевания и гидрослюдиизации (глубина 540-572 м) рудная минерализация представлена клейофаном, галенитом, пиритом, халькопиритом и блеклой рудой. Серебро диагностируется как сульфид серебра — штроймерит. Мощность рудных интервалов от 0,60 до 7,40 м с содержанием свинца 0,354%, цинка 0,443%, меди 0,180%, серебра от 10-59 до 195 г/т.

РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН В СРП

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Открытие уникальных молибден-урановых месторождений в пределах Стрельцовской вулканотектонической кальдеры впервые в мировой практике доказало высокую рудоносность вулканотектонических структур в пределах внутриконтинентального вулканического пояса периода позднемезозойской тектономагматической активизации региона, тем самым расширило перспективы выявления новых урановорудных районов. Перед геологами-исследователями возникла необходимость решения целого ряда практически и теоретически важных вопросов рудоконтроля, минеральной зональности, генезиса, источников рудного вещества и других. Выяснение геологических причин столь высокой концентрации урана в небольшом блоке земной коры, каким является Стрельцовская кальдера, потребовало детального исследования всей истории развития этого блока, изучения как рудообразующих, так и процессов, протекавших в предшествующий рудоподготовительный период, что вызвало необходимость изучения глубоких подрудных уровней месторождений. С этой целью в Стрельцовском рудном поле в период 1983-1989 гг. пробурены два куста глубоких скважин: Краснокаменский — для изучения основного магмо- и рудоконтролирующего структурного узла, в котором локализованы месторождения Аргунское, Жерловое, Красный Камень, Пятилетнее; Антейский — для изучения структурно-вещественных преобразований подрудных горизонтов месторождений Антей, Стрельцовское. Максимальная глубина скважин 2500-2660 м.

В результате бурения глубоких скважин получен новый, в некоторых аспектах уникальный, материал, освещающий особенности объемной модели геологического строения рудовмещающих структурных узлов, находящихся в различных литолого-структурных блоках Стрельцовской вулканотектонической кальдеры, получили новую разработку вопросы метасоматического гранитообразования; установлена унаследованность древних магматических сооружений вулканическими постройками периода позднемезозойской активизации; получены новые данные, характеризующие вертикальный диапазон гидротермального рудообразования, при этом установлено развитие уранового оруденения до глубины более 2550 м от современной поверхности; выявлены особенности вертикальной тектонической зональности, а также вертикальной и горизонтальной зональности продуктов кремнещелочного метасоматоза и гидротермальных преобразований; получен новый фактический материал, обосновывающий авторское представление об источнике рудного вещества при формировании урановых месторождений Стрельцовского рудного поля; полученные новые данные позволили уточнить критерии выделения потенциально

ураноносных районов в областях позднемезозойской тектономагматической активизации [55ф, 63ф-68ф, 70ф].

Основным исполнителем программы бурения глубоких скважин являлась ГРЭ-324 ГПП "Сосновгеология" концерна "Геологоразведка". В решении ряда геологических задач приняли участие научные работники ВИМС, ВСЕГЕИ, ИГЕМ АН СССР и других организаций. Геофизические исследования в скважинах проведены П.И.Гугович, Ю.А.Филиппенко, С.Н.Севцовой (ГРЭ-324), Г.Я.Рабиновичем (НПО "Рудгеофизика").

Результаты исследований по глубоким скважинам неоднократно обсуждались с докторами геол.-минер.наук М.Д.Пельменевым, М.В.Шумилиным, Ф.И.Вольфсоном и с работниками ряда НИИ.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ БУРЕНИИ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

С целью решения поставленных задач при бурении глубоких скважин проводился большой объем научных исследований. КERN всех глубоких скважин и ранее пробуренных в околоскважинном пространстве поисковых и разведочных скважин всесторонне изучался, а в скважинах проводился комплекс геофизических каротажей. Исследования керна включали детальную общую геологическую и дополнительную минерало-петрографическую документацию с выделением зон, ореолов высоко-, средне- и низкотемпературных изменений и проявлений рудной минерализации. По совокупности данных составлены разрезы в масштабе 1:500 и 1:2000, на которых выделены минеральные парагенезисы различных стадий рудоподготовительного и рудоформирующего процессов.

Геохимические исследования были направлены на изучение распределения радиоактивных (урана, тория, радия), щелочных (K, Na, Li, Rb, Cs), летучих (F, V, CO₂), а также других элементов, участвовавших в процессах рудообразования, на основе использования новейших количественных и полуколичественных аналитических методов, выполнявшихся в лабораториях ГРЭ-324, ЦАЛ СПГО, ВИМС, ИГЕМ и др. (табл. 22, 23). Полученные результаты анализов интерпретировались по схеме "человек-машина".

Применение многих новейших аналитических методов, отличающихся высокой разрешающей способностью, позволило получить необходимую дополнительную информацию о закономерностях распределения в рудоносных зонах и околорудном пространстве урана и ряда других элементов, а также определить характер их направленной миграции и концентрации в разновозрастных эндогенных процессах. Различным видам анализа подвергнуто более 2000 минералогических и геохимических проб, отобранных из керна скважин.

Основное внимание было уделено геохимии урана, его легкоподвижным формам (U⁴⁺, U⁶⁺), радиогенному изотопу Pb²⁰⁶, торию, а также широкому спектру анионообразующих (F, V, Cl) и других элементов (Pb, Mo, Sn, Ti, Si, K, Na). Кроме того, учитывая важную роль углекислоты в урановом рудообразовании, было изучено поведение CO₂ в вертикальном разрезе рудоносных зон и их околорудном пространстве. Уран в породах фундамента определялся преимущественно методом запаздывающих нейтронов (МЗН), позволяющим фиксировать содержание элемента с чувствительностью 5·10⁻⁷ % мас.

Изучение вариаций изотопного состава свинца в вертикальном разрезе рудоносных зон и рудоконтролирующих структур позволило расшифровать характер изменения концентраций урана эквивалентного (U_Э), т.е. того количества урана, за счет которого в период времени образовался фиксируемый в настоящее время радиогенный свинец (Pb²⁰⁶). Для определения изменения величины наблюдаемых концентраций урана (U) в горных породах по сравнению с первоначальным его содержанием (U_Э) исследовался коэффициент перераспределения K = U/U_Э. При этом, авторами допускалось, что основное количество радиогенного свинца сохраняется "in situ".

С целью определения геохимических и радиогеохимических особенностей продуктов домезозойской гранитизации отбирались пробы наименее измененных разновидностей разновозрастных гранитов, распространенных в безрудных блоках Стрельцовской кальдеры и на удалении от нее, а также из участков с наиболее ярко выраженными пневматогидротермальными процессами и связанной с ними эндогенной минерализацией.

Аналитические работы, выполненные ГРЭ-324

Анализируемые химические элементы, минералы	Методы анализов	Лаборатории	Категория анализов	Интервал содержания, %	Предел чувствительности в к.к.*
Радий Торий Калий	Гамма-спектрометрический	ЦАЛ Сосновского ПГО	IV	$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-2}$ $5 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$	-0,03 -0,16
Уран	Лазерно-флуоресцентный ("Ангара")	"-	II	$n \cdot 10^{-6}$ $n \cdot n$	-0,02
Уран	Рентгено-спектральный	ГРЭ-324	III	$5 \cdot 10^{-4}$	1,6
50 элементов	Полуколичественный спектральный	ЦАЛ СПГО	V	$3 \cdot 10^{-6} - 0,5$	0,1-1
Петрохимические элементы (3102 Al 203 и др.)	Химический	"-	III	0,02-0,4	
Калий Натрий	Пламенно-фотометрический	"-	III	$3 \cdot 10^{-2} - n$	0,008
Литий	Пламенно-фотометрический	"-	III	$1 \cdot 10^{-4} - n$	-0,3
Рубидий				$3 \cdot 10^{-4} - n$	-0,01
Цезий				$6 \cdot 10^{-5} - n$	-0,1
Диагностика минералов (глинистых)	Рентгено-структурный	"-	III	2-5	
Изотопы Pb		"-			
Золото	Золото-спектрометрический	"-	V	0,001**	-1
Фтор	Фтороселективный	"-			
Двуокись углерода	Химический	"-	III	0,05	
Окисное и закисное железо	"-	"-	III	0,02-n 0,05-n	
Сера	"-	"-	III	0,1-10	2,5
F-радиография	-	"-	-	-	-
Шлифы	-	ГРЭ-324	-	-	-
Аншлифы	-	"-	-	-	-

*к.к. - кларк концентрации.

**В г/т.

Для дополнительного изучения типоморфных особенностей главнейших урановых и сопутствующих им нерудных минералов отбирались мономинеральные фракции браннерита, настурана, карбонатов из рудоносных зон на различных гипсометрических уровнях.

Широкое использование микронзондового и электронно-микроскопического анализов позволило провести точную диагностику и определить элементный состав отдельных минералов на месте их залегания. При выполнении исследований впервые широко применялся метод локального лазерного анализа, что позволило установить геохимические особенности отдельных минералов, содержащихся в виде тонкой вкрапленности во вмещающих породах, и проследить их преобразования в эволюционирующих пневматогидротермальных и гидротермальных метасоматических процессах. Использование метода нейтронно-осколковой радиографии с применением анализатора Маджискан-2 (Великобритания) способствовало выявлению основных минералов-концентраторов урана с определением уровня его содержания, выяснению закономерностей преобразования этих минералов под воздействием наложенных разновозрастных гидротермальных процессов.

С целью выяснения характера проявленности в термобарогеохимических полях основных рудоконтролирующих структур было проведено изучение газонасыщенности квар-

Аналитические работы, выполненные в лабораториях НИИ

Анализируемые химические элементы, соединения, минералы	Наименование метода	Инструкции, лаборатория	Категория анализа	Содержание	Предел чувствительности в к.к.
Уран, торий, свинец, стронций, олово, молибден	Флуоресцентный рентгено-спектральный (ФРА-4)	81-РС 88-С 116-ЯФ 110-ЯР НФКЭ	III	$n \cdot 10^{-4}$ $n \cdot n\%$	-1
Уран	Метод запаздывающих нейтронов (МЗН)	Утвержден СНИИГ и МС г.Томск	I	$5 \cdot 10^{-7}$ $n \cdot n\%$	0,0014
Уран	Лазерно-флуоресцентный ("Ангара")	ЦАЛ "Сосновского" ПГО	II	$n \cdot 10^{-6}$ $n \cdot n\%$	-0,02
Уран	Химический - содовое и кислотное выщелачивание	Инструкция ВИМСа НФКЭ	III	$2 \cdot 10^{-5} - 0,01\%$	0,06
Уран	Радиография: осколковая альфа	Протокол НСАМ ВИМС	III IV	$n \cdot 10^{-8}$ $n \cdot n\%$	0,00011
32 элемента	Эмиссионный спектральный (РОС-2)	Инструкция ВИМСа НФКЭ	VII	$n \cdot 10^{-5}$ $n \cdot 10^{-1}\%$	1-12
Фтор	Фтороселективный	66-Х НФКЭ	III	0,02-20,0%	0,25
Бор	Спектрографический	57-С НФКЭ	III	$5 \cdot 10^{-4}$ 0,10%	0,3
Углекислота	Химический	14-Х НФКЭ	III	$0,2 - n \cdot n\%$	-1
Калий, натрий, литий, рубидий, цезий	Пламенно-фотометрический	61-С НФКЭ	III	0,05-10; 0,05-10; 0,001-1; 0,001-0,3; 0,001-0,3%	0,15; 0,15; 0,25; 0,05; 2
Петрохимические компоненты (SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO и др.)	Рентгеноспектральный (квантометр)	Временная инструкция НФКЭ	III	0,01-n · 10%	0,5-8
Диагностика минералов (полевые шпаты, слюды, карбонаты)	Рентгеноструктурный	ВИМС	-	-	-
Формы нахождения компонентов	Электронная микроскопия	ВИМС	-	До 10^{-3} г/см ³ + 0,03А	-
Морфометрическая информация					
Изотопы свинца	Термоизохронный свинце-свинцовый	ВИМС	1	-	-
	Спектральный	ВИМС Волковского ПГО Невское ПГО	-	-	-
Изотопы углерода, кислорода	Масс-спектрометрический	ВИМС	I	-	-
Газово-флюидный состав и температура газожидких включений (K ⁺ , Na ⁺ , NH ₄ , Cl, F и др., H ₂ O, CO ₂ , CO, NH ₃ , CH ₄ и др.)	Гомогенизация	ВИМС ГЕОХИ	-	-	-
	Криометрия	ВИМС	-	-	-
	Декрепитация	ВИМС	-	-	-
	Хроматографический	ВИМС	-	-	-
	Анализ газовой фазы включений	ГЕОХИ	-	-	-
	Анализ солевого состава, включенный методом водных вытяжек	ВИМС ГЕОХИ	-	-	-
Анализ широкого спектра элементов в минералах (Fe, Mn, Ti, Al, Si, Ca, Mo, Na, P, S, Zr, Pb, U, Cu, Ag, Su, Sb, Bi, Au)	Рентгеноспектральный (электронно-зондовый)	ВИМС	-	$n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10\%$	-
	Локальный спектральный	ВИМС	-	$n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10\%$	-
	Лазерный				

цев из гранитоидов фундамента СРП с помощью комплексного использования газодинамической декрепитации и хроматографии. Для определения макрокомпонентного состава гидротермальных растворов, ответственных за формирование продуктивных минеральных ассоциаций, были отобраны штучные пробы по вертикальному сечению рудоносных зон Краснокаменского и Антейского структурных узлов, включая и подрудные части рудоподводящих разломов.

В результате обработки проб по единой стандартной методике из них были выделены мономинеральные фракции кварца и полевого шпата с размером зерен 0,25-0,5 мм. Декрепитационный анализ проводился на газодинамическом декрепитографе, позволяющем не только определять температурные интервалы вскрытия включений различных генераций, но и оценивать по площади пиков количество выделившегося в данном температурном интервале газа. Определение основных компонентов газа во включениях проводилось на хроматографе ЛХМ-8МД. Для декрепитационного и хроматографического анализов использовались навески минералов соответственно в 30 мг и 1 г.

С целью выяснения возможной природы гидротерм, ответственных за формирование промышленного уранового оруденения, были изучены изотопы легких элементов C^{13} , O^{18} и их вариации в карбонатных минералах различных стадий урановорудного процесса.

Геохронологические исследования проводились во ВСЕГЕИ, ВИМСе и ИГЕМе. Во ВСЕГЕИ выполнены исследования рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами. Определение рубидий-стронциевым методом проводилось как по породе в целом, так и по отдельным минералам (полевым шпатам, биотиту). Изотопный состав стронция измерялся на масс-спектрометре МИ-1201 с погрешностью 0,1%, а с 1989 г. на масс-спектрометре МИ-1201Т с погрешностью +0,03-0,05%. Отношение рубидия к стронцию определялось рентгеноспектральным методом на приборе АРФ-7 по уточненной методике с погрешностью +5-4%. Аналитическая процедура и расчет изохрон выполнены в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ. Калий-аргоновые геохронологические данные получены во ВСЕГЕИ по отдельным минералам: серициту, мусковиту, биотиту, гидрослюде, амфиболу, полевым шпатам. В ВИМСе определения возраста выполнены свинец-свинцовым методом по циркону, реже по ураниниту, бреггериту, кварцу. Калий-аргоновым методом определения возраста проводились по биотиту, ортоклазу, микроклину, гидрослюде, серициту в ВИМСе, ИГЕМе, ГЕОХИ. Отдельные пробы были проанализированы уран-свинцовым методом по породе в ГЕОХИ.

В ИГЕМ АН СССР кроме геохронологических проведены рентгено-структурные исследования слюд, электронная микроскопия и некоторые другие виды исследований.

В результате того, что керн глубоких скважин и околоскважинного пространства изучался широким кругом специалистов ГРЭ-324 и научно-исследовательских институтов с проведением и использованием большого объема аналитических исследований, были получены данные, значительно расширяющие познания о глубоких уровнях блоков, включающих крупные месторождения урана.

Из керна глубоких скважин отбирались керновые, металлотрические, радиохимические, минералогические пробы и пробы на петрофизические исследования. Керновому опробованию подвергались все урановорудные интервалы, а также интервалы с рядовой минерализацией.

С целью выявления первичных геохимических ореолов проведено металлотрическое опробование керна скважин — более 2600 проб. Проба составлялась из мелких осколков породы, отобраных через 5-15 см, в интервале не более 5 м. Радиохимические пробы массой около 2 кг отбирались через 10 м и менее.

Изучение плотностных, магнитных характеристик разреза проводилось по образцам с шагом 5 м и менее.

Пробурены два основных куста и один дополнительный глубоких скважин в наиболее информативных блоках Стрельцовского рудного поля. Кусты I и IA пробурены в Западном блоке кальдеры на участке Жерловом (Краснокаменский куст), куст II пробурен на участке Центральный в Восточном блоке кальдеры (Антейский куст).

Бурение глубоких скважин осуществлялось агрегатом СКБ-8. Изученная верхняя часть разреза пород до глубины 500-1000 м пробурена без подъема керна. Глубже проводилось бурение с отбором керна с участками бескернового бурения лишь на интервалах корректировки трассы скважины (10-30 м). Бурение в интервалах без отбора керна осуществлялось шарошечными долотами с промывкой глинистым раствором и частично пневмоударным способом (пневмоударником П-125) с очисткой забоя пеной. Дальнейшее бурение скважины осуществлялось алмазным способом коронками диаметром 76 мм. В качестве промывочных жидкостей применялись техническая вода, водный раствор КМП, полимерный гель на основе КМП, малоглинистый полимерный раствор. До проектной глубины скважины бурили алмазным способом коронками диаметром 59 мм с применением антивибрационной смазки КАВС и эмульсии "Ленол-32". Первоначально бурили основной ствол, затем из него проводилась зарезка и отклонение перьевых стволов с помощью объемного отклонителя СНБ-Ко.

Геофизические и петрофизические исследования скважин

Петрофизические характеристики получены на основе комплекса ГИС и изучения керна. Комплекс ГИС включал: гамма-каротаж (ГК), метод кажущегося сопротивления — потенциал-зонд длиной 0,35 м (КС), метод естественной поляризации горных пород (ПС), кавернометрию (КВ), плотностный гамма-каротаж (ГГКП), каротаж магнитной восприимчивости (КМВ), термометрию (ТМ), боковое электрическое зондирование потенциал-зондами длиной 0,1; 2; 0,35; 0,7; 1,7; 3,7 м (БКЗ), резистивиметрию (РМ), акустический каротаж (АК), инклинометрию (ИК). На образцах изучались: плотность, магнитная восприимчивость, электрическое сопротивление горных пород, а также скорости распространения упругих колебаний, модуль Юнга, модуль сдвига, коэффициент Пуассона, водонасыщение, эффективная и средняя эффективная пористость.

По совокупности данных в каждой скважине выделены интервалы, характеризующиеся специфическими сочетаниями физических параметров, а по результатам сопоставления с геологической документацией устанавливалась геологическая природа как отдельных аномалий различных параметров, так и выделяемых по комплексу параметров интервалов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАСНОКАМЕНСКОГО СТРУКТУРНОГО УЗЛА

Краснокаменский куст I скважин пройден в 2 км севернее одноименного вулканического аппарата и имел целью вскрыть его корневые части, которые являются также корневыми частями месторождений Аргунского и Жерлового. В этом кусте с целью объемного изучения вулканотектонического узла пробурены две скважины: из них скважина 1с глубиной 2337 м пробурена вкост субширотных рудоконтролирующих структурных элементов, а скважина 2с глубиной 2550,7 м пересекла субмеридиональную рудоконтролирующую зону. Скважина 3с не достигла проектной глубины и заданного направления. В связи с тем, что по техническим причинам глубокие скважины не полностью пересекли рудовмещающую зону, к югу от вулканического аппарата пробурены скважины дополнительного куста IA. В этом кусте пробурены две скважины: 10с глубиной 1851 м и 11с глубиной 2291 м. В результате кусты глубоких скважин I и IA, пробуренные в Западном

блоке кальдеры на участке Жерловом, вскрыли корневые части месторождений Аргунское и Жерловое.

Западный литолого-структурный блок Стрельцовой кальдеры отличается наличием нескольких позднемезозойских вулканических аппаратов и широким развитием в связи с этим экструзивных субвулканических и эффузивных пород жерловых фаций. Краснокаменский вулканический аппарат образовался в узле пересечения разломов глубинной долгоживущей Аргунской северо-восточной субширотной зоны и зоны меридиональных разломов, включающих Меридиональный, Краснокаменский, Флюоритовый, Пятилетний, и явился основным магмовыводящим каналом для кислых вулканитов в пределах Стрельцовой кальдеры. Этот канал служил и как рудоподводящий в последующий период проявления гидротермальных процессов. Среди пород, слагающих фундамент и борта вулканического аппарата, распространены ортоамфиболиты и метабазиты, свидетельствующие о проявлении вдоль этого канала глубинного магматизма и на ранних этапах развития района.

Метаморфические породы AR-PR₁ возраста, среди которых, кроме упомянутых метабазитов и ортоамфиболитов, распространены доломитизированные известняки (доломиты), биотит-амфиболовые гнейсы и высокоглиноземистые кристаллические сланцы (андалузитовые, силлиманитовые, менее кордиеритовые), слагают крупный ксенолит среди разновозрастных палингено-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов.

Гранитоиды повсеместно преобразованы в связи с телескопированием последующих процессов кремнещелочного метасоматоза, грейзенизации и гидротермальных изменений.

Основную часть разреза пород верхнего структурного этажа составляют базальты мощностью 100-400 м, залегающие на базальном горизонте осадочных пород (10-70 м), и трахидацииты. Осадочно-вулканогенные породы сохранились в виде крупных блоков (первые сотни метров) среди вулканитов жерловых фаций, а в северном борту вулканического аппарата на них надвинуты породы фундамента по относительно пологому субширотному нарушению типа обратного сброса.

Извержение кислых лав из близповерхностной магматической камеры, находившейся на глубине около 5 км (по данным структурной геофизики) непосредственно в этом блоке земной коры, вызвало обрушение пород кровли и образование кальдеры.

В корневых частях вулканического аппарата установлены дайки базальтов (скв. 11с, интервал 2170-2190 м), которые, как это наблюдается и в карьере на Тулукуевском месторождении, прорывают фельзиты. Характерно, что именно в этих узлах пересечения Меридионального и Краснокаменского разломов с Аргунской зоной вскрывается молибден-урановое и молибденовое оруденение на наиболее глубоких уровнях.

Тектоника и рудоносность участка

Особенностью участка является весьма высокая тектоническая нарушенность пород и сложноблоковое строение. Находясь в узле пересечения глубинных зон разломов, заложенных на стадии пликативных дислокаций и испытавших длительное развитие и многократное возобновление тектонических подвижек, этот блок являлся проницаемым каналом в течение всех этапов развития. Именно здесь нашли наиболее полное вещественное отражение процессы полихронного магматизма и все этапы и стадии кремнекалийнатриевого метасоматоза, грейзенизации и гидротермальных преобразований. В мезозое, после полной консолидации всех самых поздних продуктов вулканизма, в том числе и постриолитовых базальтов, подновились ранее заложенные и образовались новые разломы, сопровождаемые мощными зонами брекчий и трещиноватости. С кальдерообразованием связано возникновение чешуеобразных надвигов (обратные сбросы) пород фундамента на вулканиты, наблюдаемые на участках месторождений Аргунское и Гозогор.

К моменту рудообразования наиболее выраженных оказались разрывы меридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, нередко пересекающие и смещающие друг друга. Своёобразное, не встречающееся в других блоках кальдеры, строение имеет северо-западная субширотная зона, развившаяся в лежачем

боку ксенолита доломитов в контакте с гранитами. Доломит брекчирован на мощность 50-100 м, при этом обломочный материал не испытал заметных смещений и практически сохраняет первоначальные элементы слоистости. Цементом этих брекчий служат, кроме измельченной породы, минеральные агрегаты гидротермальной дорудной, урановорудной и пострудной стадий. Образование этих брекчий, по-видимому, вызвано не только тектоническими подвижками, но и механическим воздействием газонасыщенных растворов; брекчий сформировалось крупнейшее молибден-урановое Аргунское месторождение. В северном блоке этого же ксенолита доломитизированных известняков в подобной брекчии локализовано крупное месторождение молибден-уранового Аргунское месторождение. В северном блоке этого же ксенолита доломитизированных известняков в подобной брекчии локализовано крупное месторождение флюорита Гозогор.

В пределах Краснокаменского тектоновулканического сооружения образовались, кроме названного Аргунского, мелкие урановые месторождения — Жерловое, Красный Камень и Пятилетнее, приуроченные к породам жерловых фаций. Месторождения Красидальных фельзитов над выступами кровли экструзий сиенит-порфиров. На Жерловом месторождении оруденение локализовано в эндоконтакте сиенит-порфиров в зоне субширотного разлома. В западной части Жерлового месторождения сформировались собственно молибденовые с флюоритом руды.

На Аргунском молибден-урановом месторождении рудовмещающая зона брекчий вытянута в северо-западном направлении на 800-1000 м, по вертикали размах оруденения достигает более 900 м. Верхней границей развития оруденения является пологое тектоническое нарушение, образовавшееся на контакте структурных этажей и являвшееся экранной поверхностью на пути фильтрации рудоносных растворов, под которой сформировались рудные залежи, отличающиеся высоким качеством руд. Основная часть занесения, локализованное в гранитах ниже брекчии, характеризуется более низкими содержаниями урана.

Богатые рудные столбы в основной рудной залежи чередуются по вертикали с участками рядовых руд. Рудные залежи, склоняясь к северо-востоку, приближаются в нижних частях к структурному узлу, контролирующему корневые части вулканического аппарата, и в целом характеризуются прямой минеральной зональностью, выражающейся в развитии минеральных парагенезисов ранних рудных стадий (сульфидной, молибденит-настурановой) на глубоких уровнях, а поздних — собственно молибденовой с флюоритом и пострудной флюоритовой — на верхних.

Анализ фактических данных, полученных в результате детальной разведки месторождений Аргунское и Жерловое и бурения глубоких скважин (кустов I и IA), позволяет сделать вывод, что Краснокаменский структурный узел имеет длительную историю развития от раннего протерозоя до позднего мезозоя, является магмо- и рудоподводящим каналом, контролирующим полихронный магматизм и кремнещелочной метасоматоз, вулканизм и фильтрацию рудообразующих гидротермальных растворов.

Геологический разрез по глубоким скважинам 1с, 2с, 10с, 11с кустов I, IA

Глубокие скважины кустов I и IA пройдены с целью изучения подрудных горизонтов крупнейших в рудном поле месторождений Аргунское и Жерловое.

Скважина 1с глубиной 2337 м пробурена в направлении с севера на юг со стороны висячего бока крутопадающей на север-северо-восток антиклинальной складки метаморфических пород вкост рудоконтролирующей субширотной зоны, в которой локализованы Аргунское и Жерловое месторождения. Скважина 1с вошла в корневую часть вулканического аппарата, вскрыв один из неков сиенит-порфиров в интервале 2200-2337 м, пересекла северный бок рудоконтролирующей зоны и по техническим причинам остановлена. Скважина 2с, отклонившись к западу от заданной траектории, прошла по простиранию складки и на глубине 2360 м вошла в зону Краснокаменского разлома меридионального простирания, контролирующего один из магмоподводящих каналов, который является и рудоконтролирующим. Скважина 2с пробурена до глубины 2550,7 м. Лежачий бок антиклинальной складки изучен бурением скважин 10с и 11с, пробуренных в кусте IA в направлении с юга на север (рис. 206, 207). По результатам бурения этих двух кустов

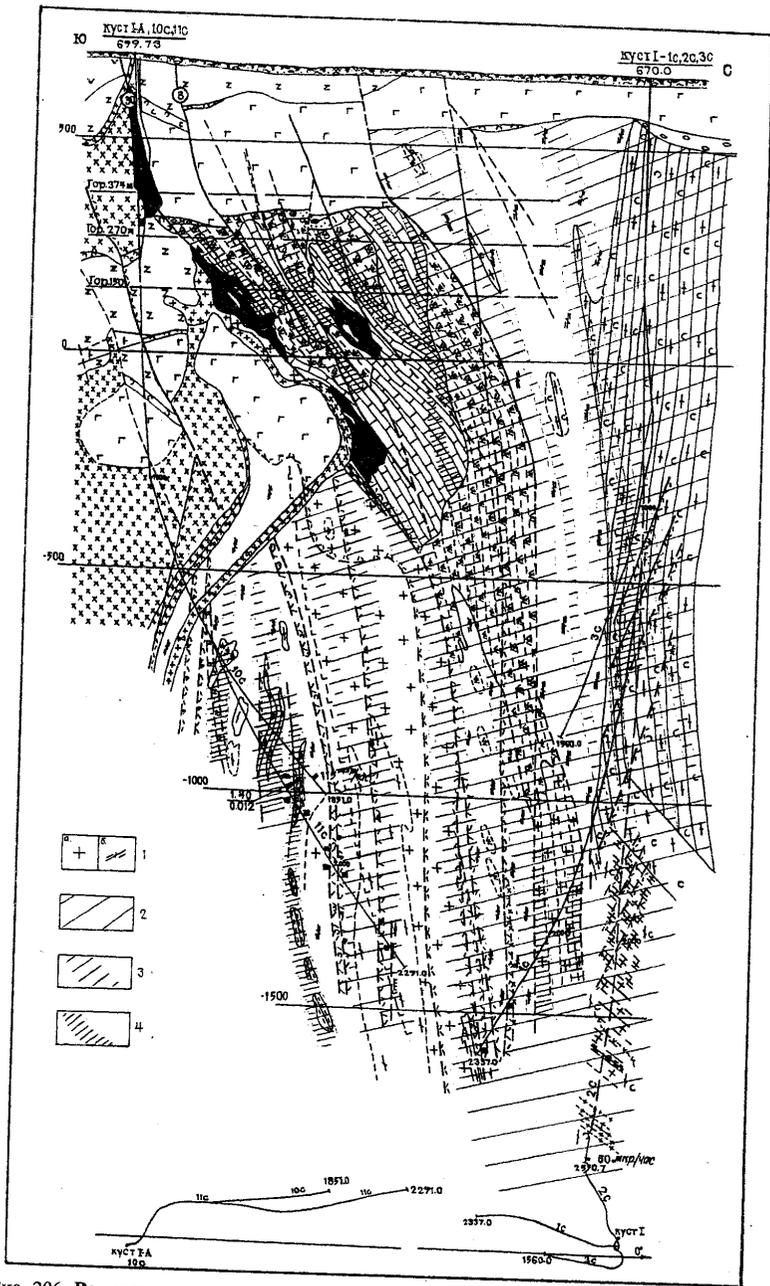


Рис. 206. Распределение высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций в геологическом разрезе по глубоким скважинам куста I-IA (стволы 1с, 2с, 10с, 11с) Краснокаменского структурного узла
(Составили Л.П.Ищуква, А.А.Рыбаков, А.И.Попова, М.В.Вампилов)
(остальные условные обозначения см. на рис. 12)

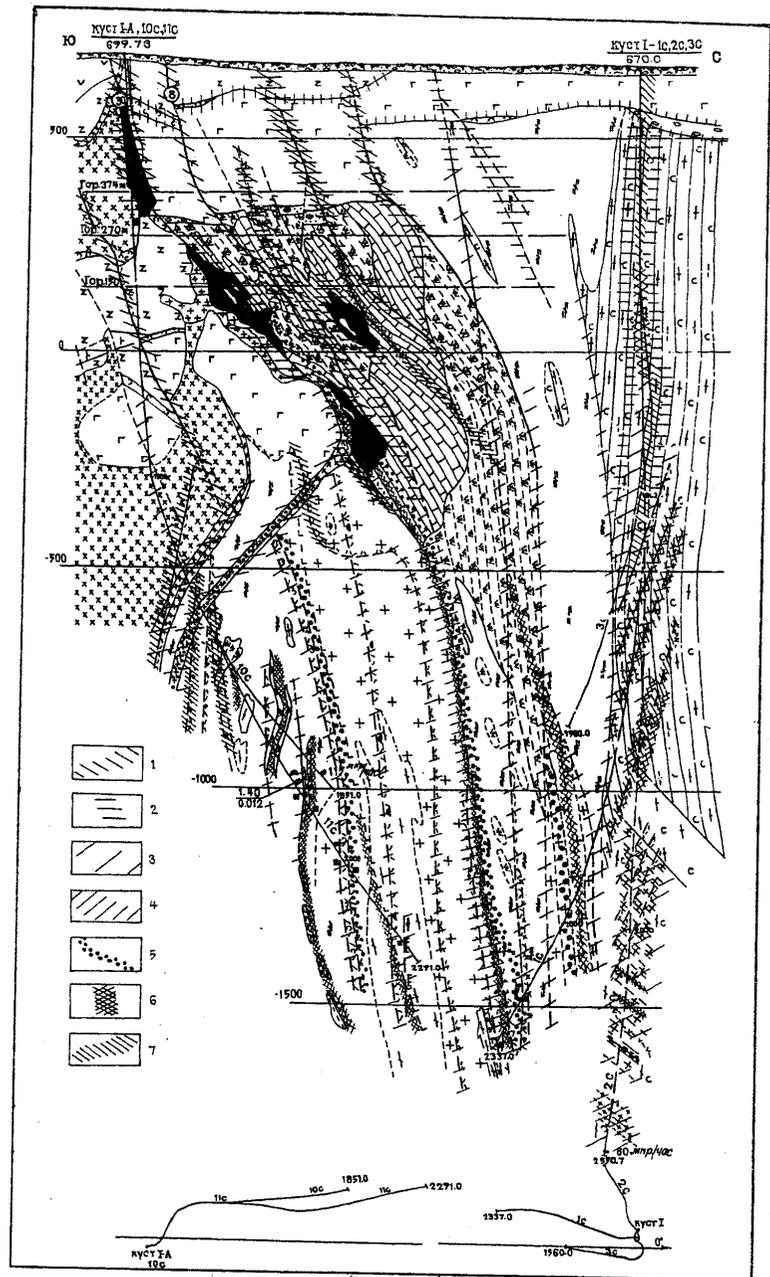


Рис. 207. Распределение низкотемпературных минеральных ассоциаций в геологическом разрезе по глубоким скважинам куста I-IA (стволы 1с, 2с, 10с, 11с) Краснокаменского структурного узла
(Составили Л.П.Ищуква, А.А.Рыбаков, М.В.Вампилов, А.И.Попова)
(остальные условные обозначения см. на рис. 12)

скважин получено объемное представление о строении корневых частей месторождений Аргунское и Жерловое и Краснокаменского вулканического аппарата.

Кровля фундамента скважинами куста I вскрыта на глубине 130 м от дневной поверхности. Породы фундамента перекрыты базальным горизонтом конгломератов и песчаников мощностью 30 м, на которых залегает нижний покров базальтов приаргунской свиты (J₃).

В фундаменте скважинами 1с и 2с до глубины соответственно 1764 и 1626 м вскрыты мелкозернистые серые гранитогнейсы (PR), характеризующиеся гнейсовидной, нередко очково-сланцеватой текстурой, лейкократовым, участками меланократовым составом, где сохранились не полностью ассимилированные гнейсы. Гранитогнейсы образовались за счет метасоматической гранитизации раннепротерозойских кварц-плагноклаз-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, скиалиты которых мощностью 1-2 м, реже до 13 м встречаются по всему разрезу. Структура гранитогнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая, грубомилонитовая, бластомилонитовая. В тектонических зонах мощностью от первых десятков сантиметров до 20-30 м гранитогнейсы катаклазированы и милонитизированы.

В составе гранитогнейсов преобладают полевые шпаты и кварц; биотит в виде удлиненных параллельно расположенных чешуй подчеркивает теневые текстуры замещающих пород; отмечаются реликтовые зерна амфибола, замещенного биотитом, окислами железа, агрегатом железистого карбоната. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит, магнетит, гематит, лейкоксен, пирит, большая часть которых образовалась в результате калишпатизации и грейзенизации. Породы подверглись интенсивному кремнекалиевому метасоматозу, в связи с чем в них развиты новообразованные зерна ортоклаза, микроклина, а также аксессуарных минералов. Калишпатизированные гранитогнейсы имеют розоватый цвет за счет развития значительного количества нередко идиоморфных кристаллов микроклина, образующих линзовидные и прожилковидные скопления, плагноклаз корродирован и замещен калишпатом, при этом образуются идиоморфные кристаллы олигоклаз-альбита и альбита. В связи с микроклинизацией и грейзенизацией пород образуются пучкообразные скопления темно-бурого биотита, к которым часто приурочен циркон, ортит, ксенотим, сфен. Биотит замещен мусковитом.



Рис. 208. Грейзенизированные и милонитизированные гнейсы существенно кварц-сланцеватого состава (прозрачный шлиф, скв. 2с, увел. 12^x, с анализатором)

По всему разрезу породы грейзенизированы, но наиболее интенсивно грейзенизация проявлена в милонитах, где образовались кварц-мусковитовые метасоматиты (рис. 208), а в осевых частях зон — метасоматиты мономинерального кварцевого или кварц-топазового состава мощностью 10-15 см. С грейзенизацией связано также отложение флюорита, турмалина, при этом количество турмалина увеличивается сверху вниз по разрезу, и с глубины более 1000 м он образует совместно с кварцем кучные гнездовые скопления размером до 1-2 см, вокруг которых наблюдается розового цвета кайма, состоящая из нерешетчатого калишпата и кислого плагноклаза.

Наиболее крупный скиалит метаморфических пород вскрыт скважиной 1с в интервале 1279-1292 м; он представлен метаморфизованным габброидом, состоящим из крупных таблиц лабрадора № 65, между которыми находится актинолизированный амфибол, замещивший пироксен и биотит, структура породы офитовая.

В целом верхняя часть разреза пород фундамента, вскрытая скважинами 1с и 2с, представлена кварц-полевошпат-сланцеватыми метасоматитами, образовавшимися в результате гранитизации, кремнекалиевого метасоматоза и грейзенизации пород метаморфического комплекса, скиалиты которых сохранились по всему разрезу.

В интервале 1764-1812 м (скв. 1с) и 1626-1768 м (скв. 2с) вскрыты серые, розовато-серые крупнозернистые порфиробластовые гнейсовидные метасоматические граниты, образовавшиеся в результате раннепалеозойской гранитизации. Они так же, как и выше лежащие гранитогнейсы, катаклазированы, милонитизированы, грейзенизированы и микроклинизированы и по составу новообразований подобны им. Среди них наряду с лейкократовыми разновидностями распространены меланократовые, в которых количество замещаемого субстрата составляет не менее 30%. Такие породы представляют собой мигматиты, характеризующиеся линзовидно-струйчатой текстурой. По составу это кварц-микроклин-сланцеватые метасоматиты, состоящие из кварца (40%), микроклина (до 35%), замещающего ортоклаза, альбита (2%), мусковита (до 25%). Среди мигматитов сохранились скиалиты черных кварц-биотитовых кристаллических сланцев, микроклинизированных и грейзенизированных.

На глубине 1800 м вскрыт полосчатый гнейсовидный пегматоидный и аплитовидный гранит, образование которого связано с позднепалеозойским циклом гранитообразования. Этот гранит микроклинизирован и грейзенизирован.

В интервалах 1812-2208 (скв. 1с) и 1768-2350 (скв. 2с) вскрыты гнейсовидные крупнозернистые порфиробластовые кварц-альбит-микроклинитовые и существенно кварц-альбитовые мигматиты, в целом подобные вышеописанным. Но процессы кремнещелочного метасоматоза в этой части разреза проявлены более интенсивно, и вызванные ими преобразования не позволяют определить время гранитизации. Однако агрегаты новообразованных зерен кварца, плагноклаза и калишпат-пертита, линзовидно вытянутые по сланцеватости в реликты кварц-биотитовых гнейсов, указывают на наиболее вероятный позднепалеозойский цикл гранитообразования. Калишпат-пертит частично замещен микроклином. Более поздний микроклин 2 и альбит образуют мелкие таблички, концентрирующиеся в виде многочисленных локальных зон (мощностью до 1-2 мм), пересекающих ранний микроклин (рис. 209). Калишпат и альбит в породе составляют 40-50%, в существенно калишпатовых метасоматитах количество микроклина достигает 50-60%. Характерно наличие двух генераций турмалина, развитого в грейзеновой минеральной ассоциации (кварц, мусковит, флюорит и др.). Ранний турмалин раздроблен и корродируется микроклином. В зонах дробления отложился игольчатый турмалин более поздней генерации.

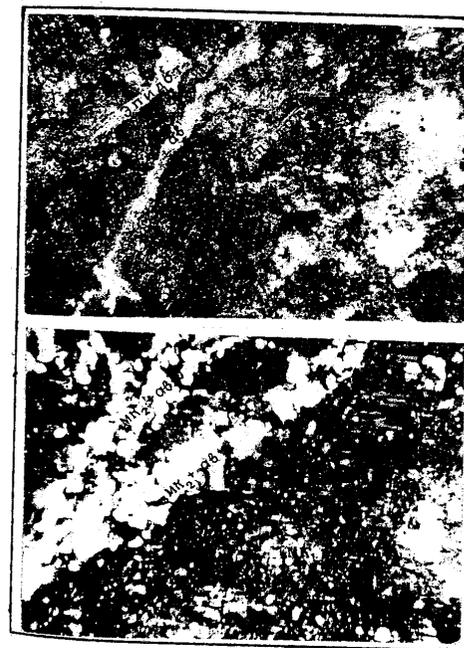


Рис. 209. Прожилки микроклина 2 и альбита, пересекающие ранний микроклин (прозрачный шлиф, увел. 9^x, с анализатором, С-6658, глуб. 971,3 м)

В интервалах 1812-1813 и 1906-1911 м и на глубине 2081 м (скв. 1с) вскрыты темно-серые мелкозернистые биотит-амфиболовые сланцы, слабо микроклинизированные и грейзенизированные, имеющие постепенные и резкие переходы к интенсивно преобразованным метасоматитам.

Наиболее глубокие уровни (интервалы 2208-2237 м, скв. 1с и 2330-2550,7 м, скв. 2с) представлены розовыми и серо-розовыми крупнозернистыми порфиroidными гранитами и мелкозернистыми розовыми гранитоиднейсами, интенсивно микроклинизированными (до кварц-микроклиновых метасоматитов), альбитизированными и грейзенизированными. При этом крупнозернистые граниты, образовавшиеся в раннепалеозойский этап метасоматической гранитизации, вскрыты в интервалах 2208-2211,5, 2224-2225 и 2232-2235 м (скв. 1с), в остальной части преобладают мелкозернистые полосчато-мигматизированные гранитоиднейсы, содержащие ксенолиты амфиболитов и гнейсов. Подобные породы вскрыты и скважиной 2с.

В этой части разреза, характеризующей подрудные части Аргунского месторождения, глубокими скважинами вскрыта северная часть магмоподводящего канала. В результате многостадийного кремнещелочного метасоматоза и грейзенизации здесь образовались кварц-калишпатовые, кварц-калишпат-мусковитовые, кварц-калишпат-альбитовые, кварц-калишпат-альбит-мусковитовые метасоматиты (см. рис. 206). Грейзенизация вызвала образование крупных (до 8-10 см) гнездовых обособлений турмалина с небольшим количеством флюорита и кварца, окаймленных красно-розовыми ореолами метасоматической калишпатизации, состоящими из крупных таблиц микроклина, замещенного в краях агрегатом мелких табличек альбита. Во внешней зоне таких кайм сохраняется ортоклаз, частично замещенный микроклином, уменьшается количество альбита и появляются ориентированно расположенные чешуи мусковита, который, развиваясь по всем темноцветным минералам, подчеркивает гнейсовидно-сланцеватую текстуру породы.

В пределах этой зоны высокотемпературных преобразований, начиная с глубины 1700 м, на участках максимальной микроклинизации пород наблюдаются точечные выделения радиоактивных минералов с темно-красными ореолами гематитизации, количество которых заметно увеличивается с глубиной. Включения представлены уранинитом, цирконом, монацитом, апатитом, пиритом и анатазом.

В пределах этого магмо-флюидоподводящего канала скважинами вскрыты корневые части Краснокаменского вулканического аппарата, представленные серией даек мелкокрашленниковых сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, липаритов, пересеченных скважинами на глубине 2174 м (скв. 1с) и в интервале 2350-2500 м (скв. 2с). Дайки находятся в узлах пересечения Аргунской и Меридиональной зон разломов.

Характерно, что субвулканические породы не подверглись высокотемпературным преобразованиям и грейзенизации, что указывает на их образование в поздний этап позднемезозойской тектономагматической активизации после процессов кремнещелочного метасоматоза и грейзенизации, проявившихся в ранний этап активизационного периода.

На этих глубинах, вблизи основного рудоконтролирующего канала, в подрудной области месторождений широко проявились низкотемпературные гидротермальные преобразования (см. рис. 207): гидрослюдизация, альбитизация, хлоритизация, сульфидная и кварц-карбонатная минерализация. Низкотемпературные минеральные ассоциации получили развитие в зонах дробления, брекчирования и интенсивной трещиноватости, имеющих как крутое, так и пологое падение в интервале 2280-2337 м (скв. 1с). На забое скв. 1с вскрыт один из тектонических швов, составляющих рудоподводящую зону в корневых частях Аргунского месторождения. В интервале 2327-2335 м (скв. 1с) вскрыта зона альбитизации. В шлифах устанавливается, что кварц-турмалин-мусковитовая грейзенизация ассоциация замещается амевидными скоплениями альбита, корродирующего и замещающего мусковит. Этот альбит находится в ассоциации с шамозитом, флюоритом и серицитом, характерным для урановорудной стадии, и является одной из генераций альбита 2. В тектонических зонах развиты кроме альбита гидрослюды, хлорит, грубозернистый кварц, дикий, розовый кальцит, эпидот, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, пирит, магнетит, клейофан регенерированный.

Важной особенностью является то, что дайковые породы (сиенит-порфиры и др.), вскрытые на глубоких уровнях и представляющие собой нековые выполнения магмоподводящих каналов, характеризуются высокой насыщенностью минеральными ассоциациями гидротермальной урановорудной стадии. В тектонически нарушенных сиенит-порфирах содержатся многочисленные вкрапленные гнездовые скопления крупночешуйча-

того серицита, гнезда и прожилки пирита, хлорита, таблички альбита, большое количество крупных кристаллов циркона и включения радиоактивного минерала, в пустотах локализуются флюорит, мусковит, кварц; развиты прожилки кварц-гидрослюда-шамозитового состава; при этом в шамозите или вблизи мусковита отмечаются многочисленные зерна урансодержащих минералов; в ассоциации с мусковитом развита сульфидная минерализация.

Наличие в дайках радиоактивных акцессорных минералов и уранинита дает основание считать, что основной привнос урана в область рудоотложения и околорудного пространства происходил в основную гидротермальную урановорудную стадию.

Глубокие скв. 10с и 11с куста IA пройдены со стороны лежащего бока основной рудоконтролирующей зоны. До глубины 1263 м скв. 10с вскрыты вулканогенные породы верхнего структурного этажа. При этом верхняя часть разреза до глубины 992 м изучена по результатам бурения скважин и проходки подземных горных выработок в процессе поисковых и разведочных работ. В геологическом разрезе на этом участке до глубины 460 м вскрыты сиенит-порфиры, слагающие субвулканическое экстрезивное тело, находящееся в расширенной части вулканического аппарата. В боку тела сиенит-порфиров локализована урановорудная залежь, характеризующаяся бедным и убогим оруденением; содержание урана колеблется от 0,014 до 0,057%. В интервале 460-992 м разрез сложен трахитами и базальтами покровных фаций. В интервале 992-1263 м вскрыта нековая часть вулканического аппарата, сложенная сиенит-порфирами, сиенитами и липаритами, в боковой части — эруптивной брекчией липаритов.

С глубины 1263 м скв. 10с и 11с (скважина 11с пробурена из ствола скв. 10с с глубины 1345 м) вскрыты породы фундамента кальдеры, представленные преимущественно раннепалеозойскими гнейсовидными метасоматическими гранитами, содержащими ксенолиты и скиалиты амфиболитов, кристаллических сланцев и гнейсов. Граниты в различной степени преобразованы высоко- и низкотемпературными процессами. В результате кремнещелочного метасоматоза ортоклаз на 30% замещен микроклином; в процессе грейзенизации образовались мусковит, турмалин, флюорит и ряд акцессорных минералов.

Граниты в значительной степени по всему интервалу катаклазированы, а в локальных зонах — до состояния катаклазитов и милонитов.

В интервале 1327,5-1350 м в позднепалеозойских гранитах вскрыта сложной строения зона тектонического брекчирования. В этой зоне в интервале 1342,5-1342,8 м четко фиксируется эруптивная брекчия, состоящая из оплавленных обломков катаклазита гранита, цементированных липаритом, имеющих тонкополосчатую вихреватую текстуру. В тектонической брекчие обломочный материал представлен гранитами, липаритами и эруптивной брекчией липарита. Цементирующая масса насыщена тонкозернистым и мелко-табличатым альбитом 2, нередко образующим прожилкообразные обособления (скв. 10с, интервал 1344,5-1338,5 м). Позднее альбита 2 в виде гнездовых обособлений отложились анкерит, дикий, кальцит, характерные для пострудной стадии.

В интервале 1400-1900 м в гранитах содержится значительное количество ксенолитов и скиалитов метаморфических пород, представленных амфиболитами, кристаллическими сланцами. Кремнещелочной метасоматоз проявлен развитием кварц-калишпатовых обособлений, насыщающих основную ткань пород. Вдоль локальных зон образовались кварц-калишпатовые метасоматиты, выделяющиеся ярко-розовым цветом на темном фоне пород.

С глубины 1900 до 2094 м в разрезе преобладают позднепалеозойские среднезернистые слабо гнейсовидные биотитовые граниты, отличающиеся от сохранившихся здесь (в интервале 2070-2080 м) раннепалеозойских равномерным распределением темноцветных минералов. Метасоматическая природа этих гранитов устанавливается по наличию большого количества реликтов гранитизированного субстрата. Гранит интенсивно калишпатизирован и содержит большое количество крупных зерен кварца, распавшихся в результате динамометаморфизма на агрегаты мелких. Ортоклаз частично замещен микроклином, в краях крупных таблиц — альбитом, мусковитом, содержащим мелкие зерна турмалина.

В интервале 1960-2017 м (скв. 11с) в результате интенсивной грейзенизации в зонах мощностью до 10 м (в интервале 1960-1965 и 1971-1981 м и др.) гранит на 70% замещен серым кварцем и мусковитом, более локально — турмалином, в ядрах зон — кварцем и топазом; кроме того, в кварц-топазовом грейзене присутствуют: циркон, лейкоксенизированный сфен, флюорит, турмалин, апатит, пирит, карбонат. Вмещающий грейзеновые зоны гранит микроклинизирован и содержит грейзеновые минералы (мусковит, скопления урансодержащего циркона и др.).

С глубины более 2094 м вскрыты раннепалеозойские метасоматические крупнозернистые граниты, содержащие большое количество скиалитов метаморфических пород. И те и другие интенсивно микроклинизированы, затем грейзенизированы и альбитизированы; при этом минералы грейзеновой стадии замещаются альбитом; наиболее интенсивное замещение наблюдается в зонках дробления, где альбит выделяется в виде агрегата мелких табличек, среди которых видны реликты мусковита. Эти данные указывают на значительный разрыв во времени отложения альбита по отношению к высокотемпературным минеральным ассоциациям и свидетельствуют о его метасоматическом развитии в раннюю стадию низкотемпературного рудообразующего процесса (альбит 2). На глубинах 2130 и 2140 м установлено замещение минералов грейзеновой стадии калишпатом (ортоклаз), в котором вдоль микрозонок катаклаза отложился микроклин 2 и кварц, которые, в свою очередь, пересечены зонками мелких табличек альбита 2, замещенного частично серицитом.

В результате кремнещелочного метасоматоза, наиболее интенсивно проявленного так же, как и грейзенизация, вблизи осевой части подводящего канала, породы превращены в кварц-калишпатовые метасоматиты, слагающие крутопадающие зоны мощностью от первых метров до 10-20 м. Они имеют красновато-розовый цвет, нечетко выраженную гнейсовидную текстуру; в их составе преобладают калишпат (ортоклаз 30-40%) и кварц (20-30%); на долю плагиоклаза и темноцветных минералов приходится не более 20%. По кварц-калишпатовым метасоматитам развиваются минеральные ассоциации грейзеновой стадии и микроклин. Кварц-мусковит-флюоритовый грейзен вскрыт в интервале 1410-1441 м (скв. 11с), кварц-мусковит-турмалиновый — в интервале 1426-1429 м и на глубине 1432 м.

Скв. 11с в интервале 2169,8-2173,2 и 2187-2191,0 м вскрыты дайки базальтов мезозойского возраста, которые в связи с низкотемпературными гидротермальными процессами превращены в хлорит-кальцит-пирит-гидрослюдистые метасоматиты.

Низкотемпературные гидротермальные изменения широко проявлены по всему разрезу и представлены минеральными ассоциациями дорудной, рудной и пострудной стадий. В интервале 1784-1789 м пересечена радиоактивная зона в раздробленных грейзенизированных кварц-калишпатовых метасоматитах; содержание урана в ней 0,012% на мощность 1,4 м. Низкотемпературные ассоциации представлены гидрослюдой, серицитом, пиритом, хлоритом, диккитом. В интервале 2173-2183 м (скв. 11с) отмечается вкрапленность и гнездовые скопления размером до 1 см в поперечнике галенита, а также скопления прожилков мощностью до 1-3 см, состоящих из галенита, сфалерита, пирита. Прожилки сульфидной минерализации (галенит, сфалерит, клейофан, пирит, гематит) развиты, кроме того, в интервале 2234-2242 м, на глубине 2245 и в интервале 2252-2260 м.

Химический состав пород

Химический состав пород, слагающих фундамент в Краснокаменском структурном узле, охарактеризован значительным количеством анализов, выполненных экспедицией 324 (табл. 24, 25). Петрохимические характеристики указывают, что в целом породы Краснокаменского узла пересыщены глиноземом, насыщены кремнекислотой, что вызвано окварцеванием и грейзенизацией; повышенные содержания калия (до 5,5%) и относительно низкие содержания натрия (2,2-3,0%) обусловлены процессами калишпатизации, менее — альбитизации. Спецификой всех пород фундамента этого структурного узла является их контрастная обедненность титаном, магнием, марганцем, кальцием и фосфором при ста-

Химический состав пород фундамента Краснокаменского структурного узла (скв. куста 1)

Номер проб	Глубина отбора проб, м	Оксиды (в % мас.)												Параметры диаграмм Заварицкого			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	н.п.п.	a	c	b	s
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	522,8	73,97	0,19	13,15	1,3	2,3	0,05	0,36	1,11	2,50	4,59	0,05	1,67	11,6	1,3	6,1	81,0
2	551,3	75,74	0,06	12,81	1,6	1,7	0,02	0,12	0,63	2,44	5,35	0,05	0,98	12,4	0,7	5,3	81,6
3	582,0	74,66	0,06	12,68	1,2	1,1	0,03	0,64	1,33	1,95	4,98	0,05	1,47	11,0	1,5	5,5	82,0
5	961,7	74,58	0,11	13,08	1,6	1,5	0,06	0,22	0,79	3,00	5,46	0,05	1,04	13,8	1,0	4,0	81,2
6	964	75,08	0,13	12,95	1,6	1,7	0,03	0,21	0,57	2,50	5,63	0,06	1,03	12,9	0,6	5,4	81,1
7	1112,0	74,89	0,10	12,77	1,6	1,5	0,03	0,44	0,83	2,50	5,49	0,06	1,27	12,8	1,0	5,0	81,2
8	1115,0	74,06	0,09	12,38	1,6	1,8	0,05	0,25	1,46	2,95	5,09	0,06	1,85	13,4	1,3	3,8	81,5
9	1260,2	77,27	0,08	13,02	1,3	2,3	0,03	0,30	0,35	0,05	4,38	0,06	2,16	6,0	0,4	12,6	81,0
10	1264,0	75,17	0,06	12,90	1,6	2,0	0,05	0,19	0,83	2,25	5,31	0,06	1,22	12,0	1,0	5,8	81,2
11	1284,0	73,53	0,07	12,37	1,3	2,7	0,12	0,48	1,96	3,07	3,40	0,05	2,09	11,2	2,5	4,5	81,8
12	1297,7	73,53	0,08	12,68	1,6	1,8	0,05	0,56	1,86	4,65	2,60	0,05	1,94	13,6	1,5	4,5	80,4
13	1500,0	75,05	0,11	12,32	1,3	2,6	0,05	0,18	0,68	2,25	5,70	0,05	1,09	12,6	0,8	5,2	81,4
14	1696,0	75,18	0,11	12,19	1,3	2,3	0,09	0,12	0,69	2,55	5,53	0,05	1,24	13,0	0,8	4,2	82,0
15	1768,5	73,40	0,13	13,02	1,1	3,3	0,10	0,45	0,86	1,00	5,50	0,07	2,14	9,7	1,0	8,8	80,5
16	1776,0	73,00	0,15	13,69	1,6	1,7	0,05	0,39	0,86	1,43	7,08	0,06	1,53	12,8	1,0	6,4	79,8
17	1787,0	72,90	0,16	13,68	1	3,0	0,05	0,52	0,67	2,43	5,08	0,06	1,46	12,0	0,8	8,0	79,2
19	1810,0	73,38	0,17	13,12	1,3	2,6	0,03	0,39	0,62	2,86	5,90	0,06	0,88	14,3	0,7	5,0	80,0
20	1824,0	75,78	0,16	11,20	1,2	2,0	0,07	0,47	1,29	1,69	5,73	0,05	1,53	11,6	1,5	3,5	83,4
21	1874,0	75,58	0,18	12,24	1,3	2,4	0,04	0,34	0,72	2,46	4,95	0,06	12,05	11,9	0,8	5,6	81,7
22	1885,0	73,10	0,20	13,47	1,3	2,6	0,05	0,33	0,86	2,97	5,08	0,06	1,27	13,3	1,0	5,7	80,0
23	1893,0	73,75	0,17	12,94	1,3	2,5	0,07	0,30	1,15	3,08	4,88	0,05	1,29	13,3	1,3	4,4	81,0
24	1918,0	75,52	0,17	12,35	1,3	2,1	0,03	0,45	0,65	2,70	5,03	0,06	1,01	12,6	1,0	5,2	81,2
25	1918,1	73,57	0,22	13,27	1,3	2,5	0,05	0,63	0,77	2,96	4,83	0,08	1,09	12,8	0,9	6,5	79,8
26	1942,0	74,65	0,16	13,40	1,6	2,0	0,04	0,27	0,64	2,58	5,26	0,06	0,97	12,5	0,8	6,2	80,5
27	1997,0	75,45	0,13	12,36	1,6	1,8	0,04	0,25	1,16	2,18	5,12	0,05	1,50	11,6	1,4	4,8	82,2
28	2032,5	74,80	0,10	12,35	1,6	2,0	0,04	0,29	0,80	3,27	5,20	0,07	1,13	14,1	0,9	3,5	81,5
29	2053,0	75,78	0,13	13,10	1,6	2,0	0,04	0,33	0,34	1,60	5,47	-	1,29	10,6	0,3	8,5	80,6
30	2117,0	76,49	0,11	12,69	1,6	1,9	0,03	0,25	0,47	2,09	4,87	-	0,95	11,0	0,5	7,2	81,3
31	2158,0	75,83	0,13	12,65	1,6	1,9	0,04	0,27	0,81	1,90	5,23	0,07	1,26	11,1	0,9	6,5	81,5
32	2163,0	76,30	0,12	12,22	1,3	2,3	0,03	0,33	0,30	1,92	5,40	0,06	0,95	11,3	0,3	6,9	81,5
33	2172,0	73,19	0,17	14,73	1,3	2,5	0,03	0,25	0,23	0,25	6,44	0,02	2,18	9,3	0,2	12,2	78,3
34	2198,0	75,79	0,12	12,43	1,6	1,0	0,04	0,20	0,74	1,99	5,53	0,07	1,31	11,7	0,8	5,5	82,0
35	2206,0	73,51	0,15	13,58	1,6	3,3	0,04	0,36	0,35	1,09	6,07	0,08	1,35	10,6	0,4	10,3	78,7
36	2208,2	75,01	0,23	11,33	1,6	3,7	0,13	0,55	1,50	0,64	4,24	0,09	2,51	7,3	1,8	8,9	82,0
37	2215,0	77,75	0,05	10,85	1,3	1,8	0,04	0,15	1,16	2,08	4,99	0,06	1,17	11,3	1,3	3,2	84,2
38	2220,0	76,76	0,10	11,42	1,3	2,7	0,06	0,27	1,12	1,21	4,61	0,07	1,62	8,8	1,3	6,9	83,0
39	2222,0	77,01	0,05	12,07	1,3	2,4	0,04	0,34	0,44	1,69	4,82	0,07	1,05	9,8	0,5	8,9	80,8
40	2235,0	78,16	0,14	11,49	1,3	2,4	0,05	0,28	0,46	1,50	4,47	0,06	0,99	9,1	0,5	7,7	82,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
41	2236,4	77,54	0,08	11,90	1,6	1,6	0,03	0,14	0,43	2,34	5,27	0,07	0,61	11,9	0,4	5,1	82,6
42	2307,5	75,35	0,02	13,16	1,3	2,2	0,03	0,29	0,42	2,51	5,17	0,06	0,89	12,1	0,4	6,9	80,6
43	2114,2	76,34	0,03	12,61	1,3	2,0	0,03	0,17	0,58	2,52	4,96	0,06	0,69	11,9	0,6	5,8	81,7
44	2331,7	75,71	0,03	12,54	1,6	1,8	0,03	0,24	0,93	3,10	4,31	0,05	1,22	12,5	1,0	1,4	81,8
45	1325,0	75,63	0,06	12,27	1,1	1,6	0,04	0,36	1,20	3,65	3,26	0,05	1,76	12,3	1,4	3,6	82,7
46	1340,0	75,56	0,07	12,75	1,5	1,8	0,07	0,19	0,57	2,76	4,71	0,05	1,41	12,2	0,6	5,8	81,4
47	1398,0	75,38	0,07	12,73	1,6	2,0	0,06	0,11	0,71	2,50	5,44	0,06	1,18	12,6	0,8	5,2	81,4
48	1448,0	75,48	0,12	12,39	1,5	2,2	0,07	0,42	1,06	1,00	5,19	0,06	2,05	9,2	1,3	7,9	81,6
49	1498,0	74,07	0,11	12,87	1,7	2,0	0,07	0,17	0,70	2,75	5,52	0,07	1,56	13,4	0,8	4,8	81,0
50	1598,0	75,73	0,11	12,82	1,1	1,3	0,03	0,12	0,57	2,95	4,58	0,06	1,09	13,0	0,6	4,3	82,1
51	1648,0	75,01	0,10	13,15	2,3	1,3	0,05	0,36	0,54	2,33	5,57	0,10	0,92	12,3	0,6	6,7	80,4
52	1678,0	74,25	0,07	13,25	2,2	1,2	0,05	0,42	0,59	2,83	5,72	0,10	0,76	13,8	0,7	5,2	80,3
53	1725,0	74,15	0,05	13,35	2,0	1,2	0,05	0,30	0,86	2,75	4,88	0,16	1,07	12,5	1,0	5,8	80,7
54	1735,0	74,91	0,10	12,20	2,6	1,8	0,05	0,51	0,68	2,42	4,75	0,10	0,96	11,6	0,8	6,9	80,7
55	1772,0	74,50	0,05	13,45	1,8	1,6	0,05	0,30	0,59	2,83	5,43	0,18	0,77	13,2	0,7	5,8	80,3
56	1820,0	75,80	0,17	12,90	1,6	1,8	0,05	0,42	0,68	1,91	4,50	0,10	1,52	10,2	0,8	7,8	81,2
57	1856,0	18,17	0,05	11,35	2,7	2,0	0,05	0,30	0,56	0,17	4,00	0,14	1,81	5,6	0,6	11,7	82,1
58	1917,0	73,30	0,17	13,60	2,4	1,2	0,05	0,30	1,01	2,83	5,00	0,16	1,01	12,7	1,2	5,9	80,2
59	1967,0	71,98	0,17	13,60	2,0	1,4	0,09	0,45	1,60	2,58	5,29	0,10	2,0	13,1	1,9	4,6	80,4
60	2054,8	70,06	0,17	12,15	2,1	1,3	0,12	0,60	3,36	2,42	5,29	0,10	3,16	12,1	1,5	6,0	80,4
61	2129,0	75,16	0,17	12,35	2,2	1,2	0,06	0,56	1,07	1,50	4,86	0,10	1,79	9,8	1,2	7,4	81,6
62	2171,0	73,50	0,08	12,70	2,3	1,3	0,07	0,30	1,52	3,15	5,14	0,10	0,63	13,9	1,2	4,2	80,7
63	2365,0	75,86	0,12	12,08	2,0	1,6	0,05	0,30	0,68	3,00	4,75	0,10	0,40	12,7	0,8	4,6	81,9
64	2405,0	76,96	0,10	11,68	2,0	1,5	0,05	0,30	0,62	2,91	4,62	0,10	0,58	12,4	0,7	4,4	82,5
65	2497,0	74,74	0,02	12,80	1,5	0,8	0,05	0,45	0,74	2,66	5,14	0,10	1,00	12,8	0,9	4,5	81,8
66	2505,0	75,56	0,02	12,70	1,6	0,8	0,05	0,05	0,74	2,66	5,14	0,10	0,89	12,8	0,8	4,1	82,3
67	2530,0	71,40	0,03	11,40	2,8	1,2	0,05	0,05	3,27	1,66	5,14	0,10	2,33	11,1	2,1	5,4	81,4

Таблица 25

Химический состав пород фундамента Краснокаменского структурного узла (скв. 10с и 11с)

Глубина отбора проб	Окислы (в % вес.)															Параметры диаграмм Заварицкого			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	F	п.п.п.	a	c	b	s
Скважина 10с																			
1148	61,15	0,84	16,30	1,62	2,32	0,08	0,50	3,08	4,40	7,32	0,12	0,16	0,89	0,18	1,63	20,4	0,8	8,2	70,6
1225	61,08	0,80	15,46	2,40	2,48	0,11		4,21	4,00	7,00	0,18	1,19	1,44	0,10	1,95	19,1	0,9	9,6	70,4
1231	69,35	0,87	13,26	1,24	2,21	0,09		1,40	2,08	6,66	0,10	0,20	1,10	0,07	2,21	14,5	1,7	3,9	79,9
1268	70,70	0,25	12,80	1,20	1,86	0,07	1,81	1,68	1,40	5,88	0,10	0,16	0,96	0,08	2,13	11,6	2,0	7,0	79,4
1298	72,72	0,25	12,80	1,20	1,86	0,07	1,81	1,68	1,40	5,88	0,10	0,16	0,96	0,08	2,13	11,6	1,9	6,8	79,7
1350	71,52	0,27	12,59	2,00	0,88	0,07	0,50	3,09	3,00	4,67	0,10	0,04	0,69	0,10	1,56	13,1	1,7	5,3	79,9
1400	72,26	0,27	12,40	1,30	1,40	0,06	0,50	3,60	0,95	5,63	0,10	0,10	0,27	0,19	2,21	10,1	3,3	4,3	82,3
1428	70,06	0,25	12,57	0,99	1,08	0,05	0,50	2,10	1,31	5,78	0,10	0,19	0,10	0,39	1,54	11,1	2,5	3,2	83,2
1454	41,71	4,24	13,59	7,90	10,02	0,33	5,04	7,29	1,00	2,57	0,95	0,80	2,75	0,184	6,47	6,6	6,7	30,8	55,9
1462	50,15	2,76	13,59	6,56	7,41	0,24	4,03	5,33	2,80	2,38	0,76	0,47	2,65	0,198	6,57	10,1	4,6	22,4	62,9
1463	45,37	4,11	13,01	7,40	10,36	0,26	4,94	7,71	1,00	1,22	1,05	0,30	1,64	0,114	2,37	4,2	7,2	29,4	59,2
1469	72,11	0,19	12,23	1,30	0,92	0,05	0,50	2,80	1,81	4,91	0,10	0,31	1,18	0,046	1,98	11,1	2,7	3,6	82,6
1478	72,88	0,21	12,06	1,07	1,14	0,05	0,50	1,96	2,21	5,25	0,10	0,86	1,20	0,05	3,37	12,2	1,9	3,2	82,7
1495	72,73	0,18	12,44	1,03	0,79	0,05	0,50	3,93	1,59	5,20	0,10	0,47	1,74	0,076	2,16	8,5	4,2	3,1	84,2
1509	75,61	0,10	11,96	1,10	0,53	0,05	0,50	1,40	0,32	5,21	10,10	0,42	0,08	0,140	2,51	10,1	1,7	4,4	83,8
1514	75,32	0,10	11,31	0,96	0,72	0,05	0,50	1,12	1,75	5,83	0,10	0,28	0,33	0,084	1,62	11,9	1,3	2,7	84,1
1524	72,11	0,18	12,27	1,07	1,29	0,06	0,50	1,12	2,89	5,56	0,10	0,27	0,99	0,100	0,89	14,3	1,0	3,4	81,3
1564	72,11	0,22	12,13	1,54	1,44	0,06	1,81	0,84	2,29	4,71	0,10	0,33	0,69	0,158	2,18	11,5	0,9	7,9	79,7
1613	72,11	0,26	12,71	1,31	1,04	0,05	1,01	0,84	2,14	4,94	0,10	0,30	0,63	0,108	2,00	11,5	0,9	7,11	80,5
1615	45,00	1,72	16,32	4,40	6,36	0,24	5,24	5,05	0,45	4,81	0,35	1,12	6,60	0,35	10,64	8,9	6,9	24,0	60,2
1646	43,10	1,41	16,43	4,96	10,20	0,31	3,83	6,45	0,63	3,76	1,12	0,77	4,48	0,328	8,57	8,0	8,9	24,3	58,8
1695	75,32	0,19	12,80	0,80	1,22	0,05	0,50	0,84	2,75	5,00	0,10	0,08	0,66	0,134	1,41	12,6	0,9	4,5	82,0
1707	71,81	0,24	13,06	1,71	1,22	0,05	0,81	2,24	3,14	4,71	0,10	0,15	0,62	0,126	1,30	13,4	1,8	4,8	80,0
1719	66,12	1,20	17,59	5,70	6,54	0,24	4,03	6,89	3,00	3,66	0,77	0,50	3,73	0,186	5,28	12,8	6,4	22,7	58,1
1731	73,67	0,12	12,50	0,70	1,00	0,005	0,50	2,10	2,88	6,22	0,10	0,13	0,37	0,005	0,63	14,8	0,6	4,1	80,5
1781	38,05	3,35	16,61	6,96	11,64	0,65	4,64	7,45	0,40	6,73	0,51	0,64	3,55	0,406	4,67	11,6	6,4	31,3	50,7
1822	72,54	0,16	12,82	1,20	1,47	0,06	0,50	1,40	2,64	5,25	0,10	0,14	0,30	0,086	1,16	13,1	1,7	3,6	81,6
1840	73,11	0,21	12,82	1,12	1,43	0,07	0,60	1,40	2,57	5,29	0,10	1,48	0,58	0,120	1,37	13,1	1,7	3,9	81,8
1850	72,42	0,22	12,96	0,93	1,26	0,08	0,81	1,40	2,07	6,08	0,10	1,22	0,78	0,142	1,83	13,1	1,7	3,9	81,3
Скважина 11с																			
1510	74,83	0,18	12,72	1,01	1,25	0,05	0,50	0,98	2,70	5,14	0,10	0,29	0,52	0,166	1,34	13,0	1,2	4,0	81,8
1550	71,29	0,23	13,93	0,70	1,29	0,05		1,96	2,70	5,72	0,24	0,76	0,358	1,81	14,2	2,1	2,9	80,8	
1570	76,11	0,13	12,01	0,79	1,31	0,05		0,70	2,80	5,14	0,41	0,45	0,124	0,86	12,9	0,8	3,4	82,9	
1620	74,98	0,16	12,95	0,98	0,99	0,05		0,84	2,80	6,00	0,19	0,54	0,098	1,16	14,4	0,9	2,9	81,8	
1742	72,11	0,25	13,49	1,45	2,77	0,05	0,50	1,26	2,70	6,10		1,14	1,04	0,196	0,93	14,4	1,5	4,7	79,4
1814	72,00	0,18	11,63	0,87	2,00	0,196	0,80	1,46	0,80	5,73	0,08	0,20		2,93	10,1	1,8	6,1	82,0	
1860	72,50	0,17	13,13	0,92	1,65	0,099	0,20	1,68	2,70	5,47	0,07	0,08		1,18	13,7	1,7	3,1	81,5	
1910	70,50	0,21	13,50	0,71	2,08	0,078	0,40	1,84	2,53	5,47	0,09	0,10		1,59	13,6	2,21	2,8	81,4	

бильном и стандартном содержании суммарного железа. Диаграммы химических составов (по А.Н.Заварицкому) показали широкий диапазон состава гранитоидных пород фундамента — от существенно плагиоклазовых до гранодиоритов — и свидетельствуют о существенной роли метасоматических и пневматогидротермальных процессов (рис. 210, 211).

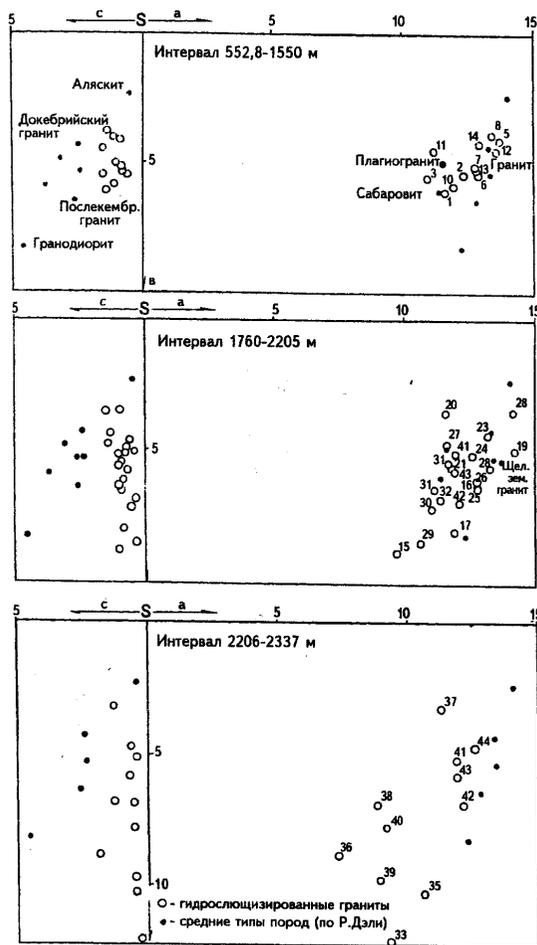


Рис. 210. Диаграммы химических составов (по А.Н.Заварицкому) гранитоидных пород фундамента Краснокаменского структурного узла (скв. 1с)

Вскрытые скважинами в верхней части разреза до глубины 1550 м гранитогнейсы по петрохимическим свойствам относятся к породам, отвечающим гранитам плагиоклазового ряда — докембрийским гранитам по Р.Дэли. Первичный состав этих пород отличался значительным содержанием анортитовой составляющей, что ставит их в один ряд с гнейсовыми породами, преобразованными последующими процессами до гранитогнейсов и полевошпат-кварцевых метасоматитов.

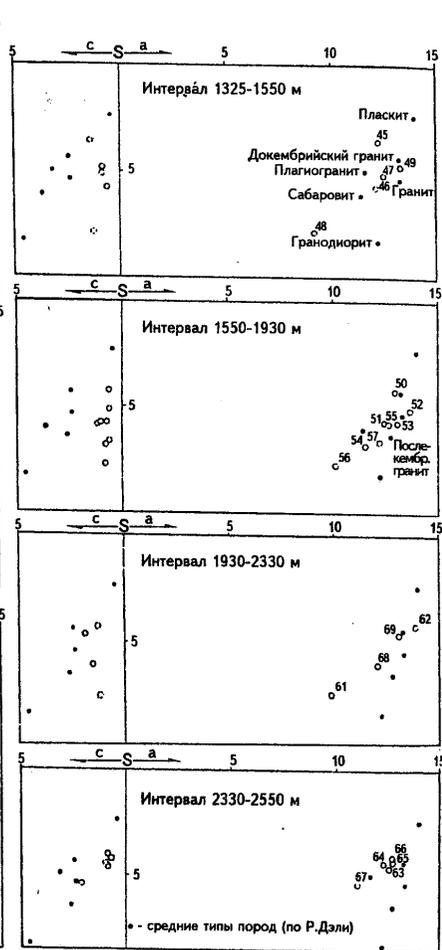


Рис. 211. Диаграммы химических составов (по А.Н.Заварицкому) гранитоидных пород фундамента Краснокаменского структурного узла (скв. 2с)

Следующий интервал пород (1550-1930 м, скв. 2с) по химическому составу характеризуется значительным выносом извести, что обусловлено интенсивным кремнещелочным метасоматозом. При этом как в гранитогнейсах, так и в метасоматически преобразованных гранитоидах более низких гипсометрических уровней валовый объем основных петрогенных элементов сохраняется, отражая общую направленность кремнекальевой специализации гранитообразующего и последующих преобразующих процессов.

Интервалы 1760-2205 (скв. 1с) и 1930-2330 м (скв. 2с) характеризуются резким увеличением количества скиалитов метаморфических пород и существенным развитием продуктов метасоматической переработки, что обусловило максимальную дифференциацию их петрогенных элементов, определяющих широкий диапазон состава — от гранитов-плагиигранитов-гранодиоритов.

Породы самых нижних частей разреза глубоких скважин характеризуются значительными низкотемпературными преобразованиями наряду с ранними щелочными изменениями. Окварцевание пород выражается в значительном перенасыщении кремнекислотой.

Гранитоиды южной части Краснокаменского куста (скв. 10с и 11с) по химическому составу перенасыщены кремнекислотой и обладают высокой суммарной щелочностью (около 8%) при подавляющей роли калия. Сиениты, вскрытые в этой части разреза, имеют резко щелочной уклон, они отличаются высоким содержанием как калия (более 7%), так и натрия (общая щелочность 11%).

Тектоника

Скважины куста I пройдены со стороны всячего бока мощной субширотной тектонической зоны типа чешуеобразного надвига с амплитудой перемещений до 900 м. Скважины 10с и 11с (куст IA) пройдены со стороны опущенного лежачего бока. Верхняя часть разреза всячего бока до глубины 1700 м характеризуется проявлением в гранитогнейсах крутопадающих согласных с близвертикальной гнейсовидностью зон расслаивания и милонитизации мощностью до 20-30 м, где породы превращены в blastsмилониты кварц-сланцевого состава. Разрывные тектонические нарушения, возникшие, как правило, в пределах зон милонитизации, характеризуются образованием тектонических швов мощностью 1-3 м, реже до 10-12 м с глиной трения на плоскостях сместителей, сопровождающихся зонами дробления и линейной трещиноватости мощностью до 15 м.

На глубине более 1700 м породы претерпели объемный катаклаз, интенсивно дроблены и трещиноваты и в целом до глубины 2200 м характеризуются сочетанием маломощных (1-2 м) крутопадающих тектонических швов, выраженных брекчированием и развальцеванием, с мощными ореолами раздробленных и трещиноватых пород. С глубины 2220 м и до забоя скв. 1с характер тектонической нарушенности изменяется: по мере приближения к основной рудоподводящей зоне все в большем количестве развиты многочисленные зонки развальцевания, милонитизации и брекчирования мощностью от первых сантиметров до первых метров, обильно насыщенные минеральными ассоциациями гидротермальных процессов. Более мощные зоны брекчирования отмечаются вблизи забоя скважины; здесь вскрыта жила мощностью 7 см, сложенная кварц-гидрослюдистым агрегатом, шамозитом и сульфидами.

Характер тектонической нарушенности пород в блоке, вскрытом скв. 2с, отличается отсутствием в интервале 1760-2550 м зон брекчии и развальцевания пород с глиной трения; здесь наблюдается постепенное нарастание на глубину зон интенсивной линейной трещиноватости, дробления и объемного катаклаза мощностью до 30 м.

В лежачем боку субширотного разлома граниты, вскрытые скважинами куста IA, в значительной степени катаклазированы, милонитизированы, вдоль зон брекчирования; мощность зон от первых сантиметров до десятков метров. Скважиной 10с в интервале 1327-1350 м вскрыто тектоническое нарушение, вдоль которого неоднократно происходило брекчирование и катаклаз. К этой зоне приурочены дайки липаритов и эруптивные брекчии липаритов. Наиболее интенсивные тектонические и гидротермальные преобразования пород наблюдаются на глубинах более 2100 м.

Таким образом, в результате бурения глубоких скважин в строении Краснокаменского структурного узла выявилась определенная вертикальная зональность, выражающаяся в развитии в верхней части разреза до глубины около 1500 м многочисленных зон брекчирования и развальцевания пород с глиной трения, следами тектонических подвижек, наложенных на зоны рассланцевания и милонитизации; в интервале 1500-2100 м происходит постепенная смена этих зон разнонаправленной трещиноватости и объемным катаклизмом пород, а на более глубоких уровнях наряду с повышенной трещиноватостью прослеживаются зоны раздробленных и брекчированных пород с сульфидной минерализацией, характеризующих боковые части полностью не вскрытого скважинами подводного канала. Эта зона имеет согласно с элементами пликативной тектоники крутое падение на север под углом 70-80° и служила областью повышенной проницаемости как в доактивизационный, так и в активизационный периоды развития. Процессы кремнекалиевого метасоматоза и кислотного выщелачивания (грейзенизации) вдоль этого канала проявлялись в позднем палеозое и в ранние этапы позднемезозойской активизации. В течение активизационного периода эта зона являлась каналом вывода на поверхность вулканических масс. Вследствие этого вдоль нее образовались тектонические разрывы, контролирующие внедрение даек липаритов, сиенит-порфириров и базальтов, а на позднем этапе активизации — фильтрацию гидротермальных рудообразующих растворов. Мощность центральной, наиболее проницаемой, зоны на глубоких горизонтах не менее 200 м, в верхней части она расширяется и имеет мощность около 1,5 км.

Преобразующие процессы

Глубокими скважинами в подрудных горизонтах месторождений Аргунское и Жерловое, корнями уходящих в подводный канал Краснокаменского вулканического аппарата, вскрыты сложные по составу и формационным признакам минеральные комплексы, среди которых получили широкое развитие телескопированные в единой зоне минеральные ассоциации гранитизирующего процесса и многостадийной постгранитизационной минерализации (см. табл. 13).

Если новообразованные минералы гранитизирующих процессов распространены на всей площади Стрельцовской кальдеры и за ее пределами, то постгранитизационная минерализация максимальное развитие получила в пределах осевой части Аргунской зоны и особенно в основном подводном Краснокаменском структурном узле. Здесь устанавливаются признаки ранней грейзенизации, завершающей позднепалеозойское гранитообразование. Для этого комплекса характерно обильное выделение турмалина, незначительное — флюорита и мусковита. Очень интенсивно и только в осевых частях Аргунской зоны проявились кварц-микрклиновые, кварц-микрклин-альбитовые метасоматиты и продукты грейзенизации 2, связанные с процессами позднемезозойской активизации. Названные метасоматиты слагают тела мощностью от первых сантиметров до 1-2 и до 10 м. Мощность зоны, в которой сосредоточены метасоматиты, не менее 500 м.

Характерно, что мезозойские грейзеновые ассоциации (кварц-турмалин-флюорит-мусковитовые метасоматиты) получили развитие преимущественно в западной части кальдеры и особенно в пределах Краснокаменского структурного узла, где они распространены в субширотной полосе мощностью до 3 км.

Высокотемпературные минеральные комплексы развиты только в породах фундамента. Описание высоко- и среднетемпературных метасоматитов приведено в общем разделе по Стрельцовской кальдере, здесь же отметим лишь некоторые особенности их пространственного размещения. В пределах Краснокаменского куста, где проявлены все типы метасоматитов, кремнекалиевые метасоматиты прослеживаются в форме узких зонального строения тел, в которых чередуются полосы слабой и интенсивной калишпатизации. Границы зон изменений нечеткие, наблюдаются постепенные переходы во вмещающие породы. В центральной части Аргунской зоны калишпатовые и калишпат-альбитовые метасоматиты отличаются более сложным минеральным составом, значительной мощностью и четкими границами тел.

Как отмечалось, в пределах Краснокаменского структурного узла весьма интенсивно проявилась грейзенизация пород, распространявшаяся на мощность не менее 3 км, а по латерали до 5 км и более, выходя за пределы этого структурного узла.

Низкотемпературные метасоматически-гидротермальные преобразования в вертикальном разрезе имеют ряд отличий от подобных изменений, развитых в восточной части Стрельцовского рудного поля.

В связи с тем, что западная часть рудного поля, в том числе и Краснокаменский структурный узел, характеризуется более интенсивной тектонической нарушенностью и многие разломы являются сквозными, ореолы аргиллизации на современной поверхности, распространяясь вдоль зон трещиноватости, практически сливаются в единый ореол, имеющий площадь до 10 км². Изменения представлены наиболее низкотемпературными фашиями аргиллизитов — ранней и поздней каолиннизацией и монтмориллонитизацией. Такой состав аргиллизитов прослеживается до глубины не менее 800 м, постепенно сменяясь гидрослюдизацией. На глубине более 500 м появляются вдоль разломов хлорит-монтмориллонитовые изменения. Обращает на себя внимание приуроченность смешанослойного гидрослюды-монтмориллонита, характерного минерала низкотемпературных зон, к полосе, прилегающей к области главного рудоподводящего шва на глубоких уровнях подрудного горизонта месторождения Аргунского; на удалении от шва в ореоле гидрослюдизации прослеживается гидрослюда в чистой фазе либо слюда более высокотемпературных ассоциаций (грейзеновых или серицитовых метасоматитов). В этом направлении изменяется состав смешанослойного минерала. Вблизи шва в его структуре присутствует не более 5-10% пакетов монтмориллонита, по мере удаления от него — до 25-40%.

Рудная минерализация Краснокаменского структурного узла

Характеристика месторождений Аргунское, Жерловое, Красный Камень, Пятилетнее, локализованных в этом узле, отражена в соответствующих разделах. Здесь приведены только данные по рудной минерализации, вскрытой скв. 1с, 2с, 3с, 10с на глубоких уровнях в подрудной части месторождений. Необходимо отметить, что осевая часть основного рудоподводящего канала на мощность около 200 м не пересечена скважинами, но были вскрыты со стороны лежащего бока боковые части (до глубины 2550 м) основных рудовмещающих на верхних уровнях рудоносных нарушений, в пределах которых уран образует дисперсные выделения, дающие на рентгенилленке отпечатки слабой интенсивности в виде вуали и реже — точек. По данным рентгеноспектрального анализа содержание урана в таких "ореольных" породах не превышает 0,001-0,002%, содержание тория — в 1,5-2 раза большее. И лишь в лежащем боку основной рудоконтролирующей зоны скв. 10с на глубине 1474 м пересечена оперяющая рудоносная трещина с содержанием урана 0,017% на мощность 0,7 м. Вместе с тем в зонах кварц-микрклиновых метасоматитов на глубоких уровнях (скв. 1с, 2с) была отмечена вкрапленность радиоактивных акцессорных минералов, которые не относятся к образованиям главной рудной стадии; они описаны ниже.

Кроме того, как отмечено выше, по скв. 1с, 2с, 10с, 11с выявлены с помощью микрорадиографии неинтенсивные (ореольные) концентрации урана, обусловленные проявлением главной урановорудной стадии в околорудном и в подрудном пространстве месторождений Аргунское и Жерловое. Содержание урана в грейзенизированных гранитах, в которых развиты пирит и прожилки друзовидного кварца и кальцита с метасоматическими оторочками гидрослюды, повышается до 0,003% на фоне 0,0007% в боковой массе; пирит при этом является осадителем урана, содержание урана в зоне пиритизации составляет до 0,0022% на фоне 0,0004%. Отмечены также в околорудном пространстве маломощные прожилки ураноносного сургучного криптокварца.

Глубокими скважинами вскрыт разнотипный ряд рудных сопровождающих минералов, связанных почти со всеми стадиями высоко- и среднетемпературного, а также низкотемпературного минералообразования. Наибольший интерес в практическом и генетическом аспекте имеют проявления олова, полиметаллов, флюорита, образующих на смеж-

ных площадях рудопроявления: Sn — Талан-Гозогор; Pb, Zn — Цветное; месторождение флюорита — Гозогор и др.

По скв. 10с и 11с отмечены незначительные концентрации олова — не более 0,05% на мощность до 35 м (глубина около 2 тыс.м) в участках кварц-турмалиновых зон, где проявлена более поздняя кварц-серицит-сульфидная минерализация. Оловянная минерализация представлена единичными зернами касситерита неправильной формы в кварце. В кварц-серицитовом агрегате присутствует также малакон в сростании с флюоритом. Количество пирита в агрегате достигает 10-12%, арсенопирита — 3-5%, редко с ними находится в сростании прустит. Иногда в сульфидных зонах присутствует галенит, реже сфалерит и редко арсеносульванит.

В таких сульфидных зонах на глубине более 1990 м по данным спектрального анализа отмечаются повышенные концентрации: W — до 0,05%, Bi — до 0,15%, Ag — до 3 г/т, Cr — до 0,03%. В почти мономинеральной жиле турмалина (скв. 11с, гл. 2010 м) обнаружены Sc (10 г/т), Ga (30 г/т), Jn (10 г/т), Sn (0,02%), W (0,002%).

Полиметаллическая минерализация в пределах глубоких уровней отлагалась после формирования минералов грейзенового комплекса и характеризуется сравнительно широким распространением, не образуя при этом крупных скоплений. Минералы свинца, цинка, нередко и меди отмечены в различных породах, включая и постгрейзеновые грано-сиенит-порфиры.

Характерно, что определения абсолютных возрастов слюд так же как, и руд, пород, показывают весьма противоречивые параметры. Так, пробы серицита, выделенного из граносиенит-порфиров калий-аргоновым методом, показывают 139+5 и 138+5 млн лет (О.В.Андреева, ИГЕМ АН СССР), что в общем соответствует геологическим и минералогическим данным. В то же время серицит, выделенный из грейзенизированных гранитов, имеет 251+8 и 253+8 млн лет.

В прожилке галенита (мощностью 1-2 см), вскрытом в интервале 2180-2188 м в брекчированном кварц-микроклин-мусковитовом агрегате с серицитом, переходящим в гидрослюду, содержится сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда — тетраэдрит, кварц, анкерит. С помощью лазерного спектрального анализа в сфалерите определены (в %): Ag — 0,011, Pb — 0,05, Cu — 0,05, Cd — 0,3, Fe — 7, Mn — 0,07, Co — 0,005.

Среднетемпературный галенит на верхних уровнях рудовмещающего разреза (400-500 м) содержит включения самородного серебра (66,7%), золота (16,2), ртуть (15,1), иногда теллур (0,11). На глубоких уровнях (более 2000 м) в галените подобных включений не обнаружено. Кроме того, с глубиной уменьшается количество сурьмы, меди, стронция, блеклой руды. Количество серебра и висмута остается без изменения.

В халькопирите, образующем эмульсионные и пластинчатые структуры распада со сфалеритом, отмечены примеси Co, Bi, Sb, As. В арсенопирите (скв. 11с, гл. 2113 м) присутствует примесь Ti, Bi, Mo, V, Ni, Co и Cu. Во внутренних зонах ореолов гидрослюдицизации в интервале 1300-1500 м отмечается тонкая вкрапленность медово-желтого клейофана, шамозита и каолинита (диккита), т.е. проявлена низкотемпературная полиметаллическая минерализация, характерная для ураноносных зон рудного поля.

Флюорит на глубоких уровнях имеет ограниченное распространение и представлен грейзеновой и низкотемпературной генерациями.

Другие минералы — магнетит, ильменит, сфен, гематит, безводные окислы марганца, пирит и др. — проявлены локально в незначительном количестве. Сложным составом минералов-новообразований отличаются ксенолиты метаморфических пород, в которых телескопирование скарноидно-пропилитовых и более низкотемпературных проявлений привело к образованию заметного количества ильменита, магнетита-маргита, олова, вольфрама, лития, иногда скандия, ванадия, хрома, никеля, кобальта, марганца (безводные окислы — браунит).

Бурение глубоких скважин позволяет на конкретном фактическом материале детально изучить механизм движения урана в пределах рудоконтролирующей зоны и на ее удалении.

Главное внимание при изучении распределения ведущих рудообразующих элементов в околорудном пространстве было уделено урану, его легкомигрантным формам — продуктам распада U^{238} , а также широкому спектру анионообразующих (F, B, CO_2) и других элементов — Sn, Mo, Ti, Si, K, Na, Li, Rb, Cs и т.д.

Главной геохимической особенностью пород Краснокаменского структурного узла является высокая эпигенетическая радиогеохимическая специализация пород фундамента, сложенного преимущественно гнейсами, гнейсовидными гранитоидами (PR-PZ₃), содержащими ксенолиты кристаллических сланцев, амфиболитов и доломитизированных известняков. Радиогеохимически специализированными являются также покровные фации кислых эффузивов. Другой особенностью является радиогеохимическая дифференцированность, выражающаяся в наличии зон привноса и выноса урана в околорудном пространстве. Данные по радиогеохимии и геохимии пород всяческого бока рудонесной зоны до глубины 800 м базируются на изучении керна скв. 1с, 2с и многих других пробуренных в околорудном пространстве, а более глубокие горизонты (до глубины 2550 м) изучены только по керну скв. 1с, 2с. Характер поведения U, U₃, U_n, Th, летучих и других литофильных и халькофильных элементов отражены на рис. 212.

Из рис. 212 следует, что по падению рудовмещающих и рудоконтролирующих структур в всячем боку Аргунского месторождения уровень концентрации урана в гранитизированных породах является сравнительно высоким (в среднем 14 г/т), сохраняясь практически на всем интервале вскрытия фундамента до глубины 2550 м. При этом распределение содержаний урана характеризуется высокой дифференцированностью. Максимальная дифференцированность фиксируется в интервале 2350-2550 м. Это связано с увеличением здесь объема не полностью ассимилированных амфиболитов и количества акцессорных минералов-концентраторов урана — циркона, ксенотима, монацита, уранинита и др. В участках, где сохранились в виде ксенолитов относительно слабо переработанные кремнекальциевым метасоматозом амфибол-биотитовые кристаллические сланцы или амфиболиты, содержание урана в них закономерно понижается до уровня 2-6 г/т, в том числе и тория до 2,5 г/т.

Сравнительное изучение особенностей распределения радиогенных свинцов и концентраций U_{Σ} (с учетом времени формирования гнейсов и гнейсовидных гранитов) в пределах всяческого бока показывает, что по своему характеру оно однотипно с распределением урана, фиксируемого в настоящее время. Различия намечаются в уровне концентраций U_{Σ} , заниженных во многих участках в среднем на 2 г/т относительно современных содержаний урана. Подобная тенденция сохраняется в гранитоидах на всем протяжении их вскрытия скважинами. При этом коэффициент перераспределения $K = U/U_{\Sigma}$ колеблется в пределах 1,30-0,9. Это может свидетельствовать об отсутствии заметных потерь первичных (сингенетических) и эпигенетических концентраций урана в гнейсах и гнейсовидных гранитоидах всяческого бока с периода их формирования по настоящее время. Напротив, устанавливается незначительное его накопление за этот период, что связано, по-видимому, с наложенными процессами позднемезозойской тектономагматической активизации.

Изучение уровня концентраций легкомигрантных форм урана по вертикали показывает, что он не превышает 2,2 г/т, а с учетом частоты их встречаемости — ниже 1,2 г/т. По результатам анализа опробования керна скв. 1с устанавливается заметное возрастание легкоподвижного урана с приближением к кровле фундамента. При этом величина отложения U/U_n уменьшается незначительно, примерно в 2 раза, т.е. доля легкоподвижного урана изменяется лишь в пределах 10-20%. Эти выводы подтверждаются данными радиографий.

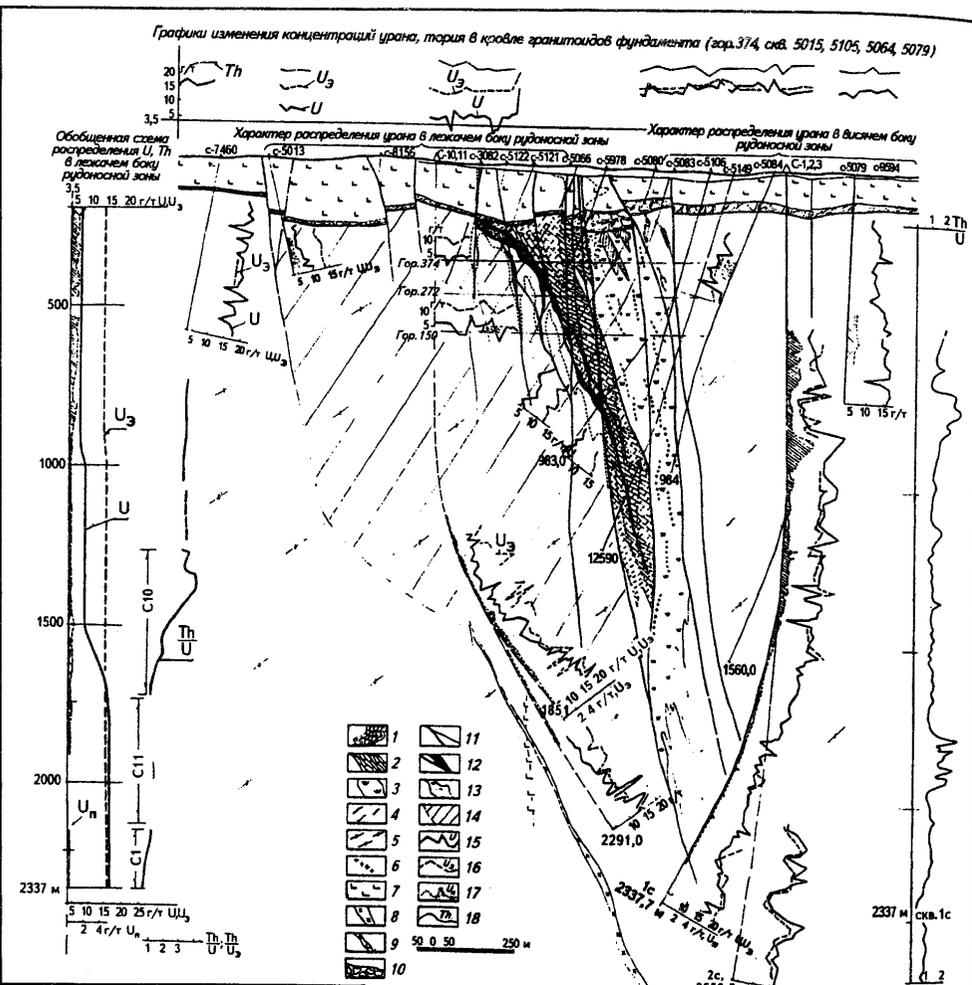


Рис. 212. Характер поведения элементов по глубоким скважинам (куст I-IA) Краснокаменского структурного узла

12 — рудные тела; 13 — эндогенный ореол урана; 14 — область дефицита урана; 15 — график современных содержаний урана (U); 16 — график эквивалентного содержания урана U_3 ; 17 — график распределения подвижных форм урана (U_n); 18 — график содержания тория (условные обозначения 1-11 см. на рис. 12)



В отличие от урана поведение тория характеризуется менее дифференцированным распределением. Увеличение концентраций тория связано с локальными участками интенсивной альбитизации, которая также характеризуется заметным повышением содержания редких земель.

Рассчитанные концентрации U_3 по вертикали в общих чертах отражают уровень содержания урана, фиксируемого в настоящее время, что может свидетельствовать об отсутствии существенных изменений содержания этого элемента во вмещающих породах фундамента за период PR-MZ₂.

Лежачий бок Аргунского месторождения сложен преимущественно гнейсовидными гранитоидами (PZ₁-PZ₂), лейкократового облика, переработанными в различной степени процессами микроклинизации, грейзенизации, аргиллизации, а также аргиллизированными сиенит-порфирами жерловой фации.

Радиохимические и геохимические особенности гранитоидов лежащего бока до глубины 1500 м базируются на изучении керн разведочных скважин, а также трех горизонтов подземных горных выработок (+374, +270, +150 м). Глубже отметки 1500 м учтены результаты изучения керн скв. 10с, 11с, вскрывающих гранитоиды до глубины 2290 м, а в интервале 2290-2337,7 м — результаты исследований керн скв. 1с.

Устанавливаются следующие закономерности в распределении радиоактивных элементов в лежащем боку рудовмещающих структур (см. рис. 212). От кровли фундамента до глубины 1500 м гранитоиды лежащего бока (вне геохимических ореолов урана рудовмещающей зоны) характеризуются относительно низким уровнем концентраций урана — 4-8 г/т. При этом в интервале 150-800 м этот уровень составляет 4-6 г/т, затем до глубины 1500 м повышается до 6-8 г/т. Радиохимические особенности более глубоких уровней гранитоидов лежащего бока можно проинтерпретировать, используя данные керн скв. 10с, 11с, а также забоя скв. 1с. Здесь в интервале 1600-2337,7 м уровень концентраций урана достигает величины 24 г/т и составляет в среднем 17 г/т, приближаясь по величине концентраций U к гранитизированным породам висячего бока. Очевидно, что данный уровень концентраций урана здесь существенно выше в сравнении с содержаниями в гранитоидах на верхних горизонтах месторождения (до отметки 1500 м). С учетом всех имеющихся данных можно сделать вывод о постепенном возрастании концентраций урана в гранитоидах лежащего бока Аргунского месторождения с 4-6 до 24 г/т в подрудной зоне. В интервале 990-1260 м скв. 10с, где развиты сиенит-порфиры, содержание урана колеблется от 1 до 24 г/т, при этом в области контакта с гранитоидами в интервале 1120-1260 м валовые содержания урана ниже кларковых. Концентрации урана подвижного колеблется от 0,064 до 0,62 г/т и максимальные его содержания приурочены к эруптивным брекчиям сиенит-порфиров на контакте с гранитоидами.

Изучение вариаций изотопов свинца, распределение радиогенного Pb²⁰⁶ и расчетного урана, эквивалентного по падению рудовмещающих структур, свидетельствуют, что в верхних частях лежащего бока месторождения примерно до глубины 1500 м наблюдается несоответствие между содержаниями U и U_3 . Это несоответствие можно интерпретировать как наличие дефицита урана, фиксируемого в настоящее время, и U_3 (см. рис. 212). Величина отношения U/U_3 здесь, как правило, менее 1. Лишь в интервале 1700-2336 м в гранитоидах устанавливается примерное соответствие между концентрациями U_3 и U, величина которых близка к содержаниям U_3 и U в гранитоидах висячего бока, и отношение U/U_3 приближается к 1. Следует подчеркнуть, что данные об избытке радиогенных компонентов в свинце пород фундамента СВТС относительно современных концентраций урана были получены ранее при совместных исследованиях ГРЭ-324 СПГО и ИГЕМ АН УССР; установленные закономерности авторы указанной работы объясняют перераспределением концентраций урана пневматогидротермальными процессами.

Уровень концентраций легкомигрирующего урана U_n в лежащем боку заметно ниже в сравнении с висячим боком рудовмещающих структур. При этом сохраняется общая тенденция для лежащего и висячего боков — в уменьшении количества U_n по падению рудоносных зон. Для лежащего бока это уменьшение достигает величины 0,2 г/т и ниже на глубине 1500 м, что составляет не более 2% от валовых концентраций урана, наблюдаемого в настоящее время.

Характер локального распределения урана на основе нейтронно-осколковой радиографии и обычной радиографии в принципе подтверждает установленные закономерности в поведении U и U_n в лежачем боку рудовмещающей структуры. В верхних частях лежачего бока в интенсивно измененных (осветленных) наложенными метасоматическими процессами гранитоидах резко сокращается количество биотита — основного концентратора урана и ураносодержащих минералов. В измененных гранитах уран связан частично в новообразованных аксессуарах (мелкозернистый циркон, монацит, ксенотим и др.), распределен в межзерновом пространстве, рассеян в пенине.

Характер поведения тория по падению рудовмещающих структур лежачего бока практически однотипен с особенностями его распределения в гранитоидах всячего бока. Лишь в подрудной зоне лежачего бока устанавливается уменьшение содержания тория в гранитоидах до 16-15 г/т. Однако величина Th/U отношения в лежачем боку принципиально иная. С глубиной это отношение изменяется следующим образом: на уровне разведочных горизонтов оно составляет 3-4,5, затем в интервале 1300-1500 м уменьшается до 2,5, а в подрудной зоне приближается к единице. Эта закономерность в изменении величины Th/U обусловлена повышением концентрации урана по падению рудовмещающих структур, что указывает на привнос его рудообразующими растворами.

Результаты изучения керна скв. 1с показывают, что подрудная часть месторождения характеризуется относительно высокими содержаниями урана, составляющими в среднем 14 г/т при колебаниях 10-20 г/т. Максимальные концентрации U отмечаются в кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах, содержащих микровключения уранинита, ксенотима и других аксессуарных минералов. Имеющиеся здесь единичные определения изотопов свинца гранитоидов показывают следующий их состав (среднее из трех): Pb^{208} — 50,2%, Pb^{207} — 21,1%, Pb^{206} — 27,4%, Pb — 42 г/т. Исходя из этих данных аномальная радиогенная добавка (Pb^{206}) оценивается величиной 1,12 г/т, что может соответствовать $U_3 = 12$ г/т. Расчетное значение U_3 приблизительно соответствует концентрациям урана, фиксируемого в настоящее время (U).

Разница между U и U_3 составляет 2-3 г/т в пользу U , что обусловлено, по всей вероятности, его привносом в связи с процессами позднемезозойской активизации. Здесь же при общем высоком уровне концентраций урана доля его легкоподвижных форм крайне низкая. Как следует из рис. 212, среднее содержание U_n колеблется около 2 г/т. Очевидно, это связано с тем, что основная часть урана связана изоморфно с аксессуарами. Содержание Th в подрудной зоне не превышает 25 г/т и отличается дискретным распределением, обусловленным наличием ксенолитов основных пород (амфиболитов), характеризующихся низкими 5-8 г/т содержаниями Th , а также интенсивным проявлением кремнекальевого метасоматоза.

В то же время существенных изменений в уровнях концентраций U_3 и Th гранитоидов лежачего и всячего боков вкрест простирания рудоконтролирующих и рудовмещающих структур не отмечается.

Наряду с радиоактивными элементами (РЭ) устанавливаются также определенные закономерности в распределении других основных рудообразующих и ряда сопутствующих элементов в рудоносных зонах в околорудном пространстве Краснокаменского структурного узла. Практический интерес, в первую очередь, представляют аниогенные — F , B , CO_2 , ряд литофильных — W , Sc , Ti , халькофильных — Mo , Pb , Ag , Zn , As , Sb , Sn и других элементов, а также редкоземельных элементов (РЗЭ).

Устанавливается общая тенденция в распределении РЗЭ по вертикали Краснокаменского структурного узла. Она определена заметным увеличением с глубиной таких аксессуарных минералов, как циркон, ксенотим, апатит, а также уранинит. Другие минералы — карбонатные (сидерит, анкерит), флюорит — распределены в большей мере в верхней части гранитизированных пород фундамента.

Поведение РЭ по падению рудоконтролирующих структур определяется характером распространения их минералов — концентраторов. С глубиной отмечается увеличение содержания лантаноидов до 300 г/т. Увеличение содержания РЭ с глубиной можно объяснить, как отмечалось выше, активным разрушением минералов — концентраторов РЗЭ — в верхних частях рудоносных зон.

В всячем боку месторождения происходило резкое перераспределение титана, так как на фоне общего дефицита титана отмечаются отдельные локальные трещины с титановой минерализацией (рутил, анатаз, титаномагнетит, лейкоксен).

Кларки концентраций (к.к.) бериллия отражают наличие единичных и малоомощных зон его дефицита. Максимальные содержания бериллия до 0,006% проявлены в зонах дефицита калия в интервале 1250-1400 м совместно с высокими содержаниями иттербия. В интервале 1150-1530 м отмечается совместное нахождение часто встречающихся максимальных концентраций литофильных и халькофильных элементов (олова — до 0,01, висмута — до 0,002, молибдена — до 0,015%) в кварц-полевошпат-слюдистых метасоматитах по гнейсам. Повышенные концентрации молибдена до 30 к.к. отмечаются в интервале 2350-2500 м в пробах скв. 2с (рис. 213).

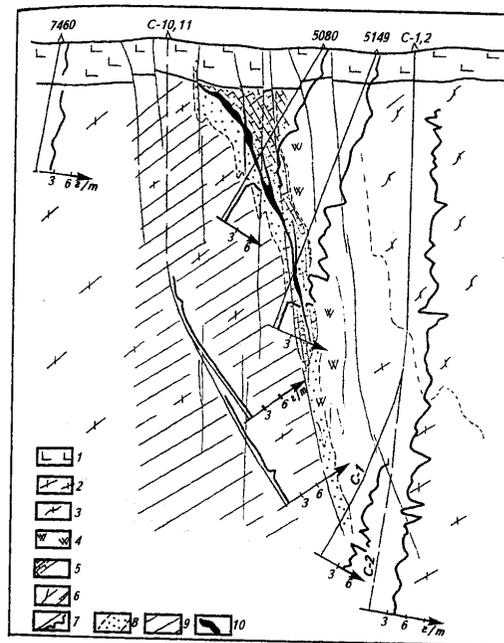


Рис. 213. Характер распределения содержания молибдена в вертикальном разрезе месторождения Аргунское

1 — андезитобазальты; 2 — граниты гнейсовидные; 3 — гранитоиды; 4 — амфиболиты; 5 — известняки; 6 — тектонические нарушения; 7 — графики содержания молибдена; 8 — ореол привноса молибдена; 9 — область понижения концентраций молибдена ($<1 \cdot 10^{-4}\%$); 10 — рудное тело

Зоны дефицита, фиксируемые на кривой кларков концентрации олова, молибдена, единичные малоомощные.

Содержание халькофильных элементов Pb (кларк $1,9 \cdot 10^{-3}\%$ мас.), Zn ($3,9 \cdot 10^{-3}\%$ мас.), Ag ($3,7 \cdot 10^{-6}\%$ мас.) также имеет дифференцированный характер распределения по вертикали в всячем боку месторождения. При этом площади привноса преобладают над площадями зон дефицита. Содержание элементов полиметаллической ассоциации в пределах всячего бока колеблется в следующих пределах: свинца — 0,0003-0,2%, цинка — 0,0003-1,5%, серебра — 0,03-30 г/т.

Характер распределения элементов в лежачем боку месторождения представлен по данным опробования скв. 10с. Литофильные элементы Ti , Ba , W имеют резко дифференцированное распределение в гранитоидах, и площадь зон дефицита у данных элементов на кривых кларков концентрации больше зон привноса. Содержание бериллия, иттербия по всему изученному интервалу незначительно превышают кларковые. Кривая кларков концентрации олова вырисовывается выше линии одного кларка.

Кларки концентрации халькофильных элементов Pb , Zn , Ag отражают явный привнос этих элементов. В целом в лежачем боку Аргунского месторождения область максимальных концентраций большинства рассмотренных элементов приурочена к экзо- и эндоконтракту сиенит-порфиров и гранитоидов. Отмечается наличие зон дефицита Ti , Ba , W в гранитоидах и повышенных содержаний свинца, цинка, серебра.

Подрудная зона месторождения (скв. 1с, интервал 2000-2337 м) характеризуется минимальными содержаниями калия и отчетливо проявленными зонами его дефицита и резко дифференцированной кривой кларков концентрации Ag , Pb , Cu , Zn , Sn , Bi , Mo , Be , Ti с часто встречающимися высокими содержаниями и зонами пониженных содержаний титана и бария.

Таким образом, приведенные дополнительные данные о распределении радиоактивных и других элементов свидетельствуют, что концентрация и перераспределение их связаны с рудоподготовительными и многостадийными рудоформирующими процессами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АНТЕЙСКОГО СТРУКТУРНОГО УЗЛА

Антейский куст II глубоких скважин пробурен в Восточном блоке Стрельцовской кальдеры с целью вскрытия корневых частей крупнейших месторождений Стрельцовское и Антей. Из основной скважины было пробурено несколько перьевых стволов, первый из них ствол 4с глубиной 2182,5 м, пробуренный в лежащем боку рудоносной зоны месторождения Антей, вскрыл новую рудную зону на глубине 1770 м. Для оценки ее простиранности пробурен ствол 5с до глубины 1808 м. Основным стволом 7с в интервале 2410-2668 м вскрыт лежащий залябанд главной рудовмещающей зоны. При этом скв. 7с вплотную подошла к зоне основных рудовмещающих нарушений (160, 190, 13) в интервале 2500-2600 м, но, отклонившись вблизи окварцованного шва, не пересекла ее, в связи с чем был пробурен ствол 8с, пересекший эту зону в интервале 1650-1750 м. Оценка глубоких уровней другого рудоконтролирующего узла месторождения Антей произведена бурением ствола 9с глубиной 2437,7 м. Бурение скв. 6с прекращено по техническим причинам. Все перьевые скважины использованы для объемного изучения окolorудного пространства (рис. 214, 215).

Геологический разрез Антейского узла значительно проще, чем разрез Краснокаменского структурного узла, расположенного в западной части кальдеры. Верхний структурный этаж сложен исключительно покровными и осадочными образованиями при отсутствии пород субвулканической и жерловой фаций. Среди пород нижнего структурного этажа, слагающих фундамент, распространены три фациальные разновидности позднепалеозойских гранитов. В распределении гранитоидов, как показало бурение глубоких скв. 7с, 4с, 8с, 9с куста II, устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в увеличении их меланократовости на глубоких уровнях. Близ поверхности, в подземных горных выработках и в скважинах до глубины 1500 м вскрываются среднезернистые биотитовые граниты, которые, в связи с микроклинизацией, альбитизацией и низкотемпературными гидротермальными преобразованиями, приобретают облик лейкократовых гранитов. Кроме того, на верхних уровнях в них содержится значительно меньшее количество реликтов замещенных пород, а в ряде случаев они представлены палингенно-анатектическими разновидностями.

В интервале 1500-1800 м в гранитах появляется слабая гнейсовидность, обусловленная вытянутыми реликтовыми обособлениями темноцветных минералов и скиалитов гнейсов.

Более существенные отличия устанавливаются ниже уровня 1800 м, где до изученной глубины 2670 м среди слабо гнейсовидных гранитов широко распространены метасоматические гибридные породы — гранодиориты, плагиограниты до диоритов, перемежающиеся с биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Они отличаются наличием многочисленных скиалитов не гранитизированных амфиболитов, гнейсов, имеющих постепенные переходы через гранодиориты к гранитам.

Граниты пересечены дайкообразными телами пегматоидных и мелкозернистых аплитовидных гранитов в основном с крутыми углами падения. Контакты даек с гранитами обычно четкие, прямолинейные, что указывает на их интрузивно-анатектическую природу. Размеры дайкообразных тел пегматоидных и аплитовидных гранитов сравнительно небольшие и не превышают по падению и простиранию первых десятков метров, а мощность их обычно составляет первые сантиметры, реже десятки сантиметров и первые метры. Значительно реже в гранитах фундамента распространены дайки базальтов. Они сосредоточены вблизи осевой части Аргунской зоны, подчеркивая ее связь не только с коровыми, но и с подкоровыми магматическими очагами.

Поверхность фундамента неровная и отражает блоковое строение участка, особенно в тектонически напряженных узлах пересечения разнонаправленных зон разломов, и происхождением палеорельефа обязан эрозионно-тектоническим процессам. Морфоструктурные

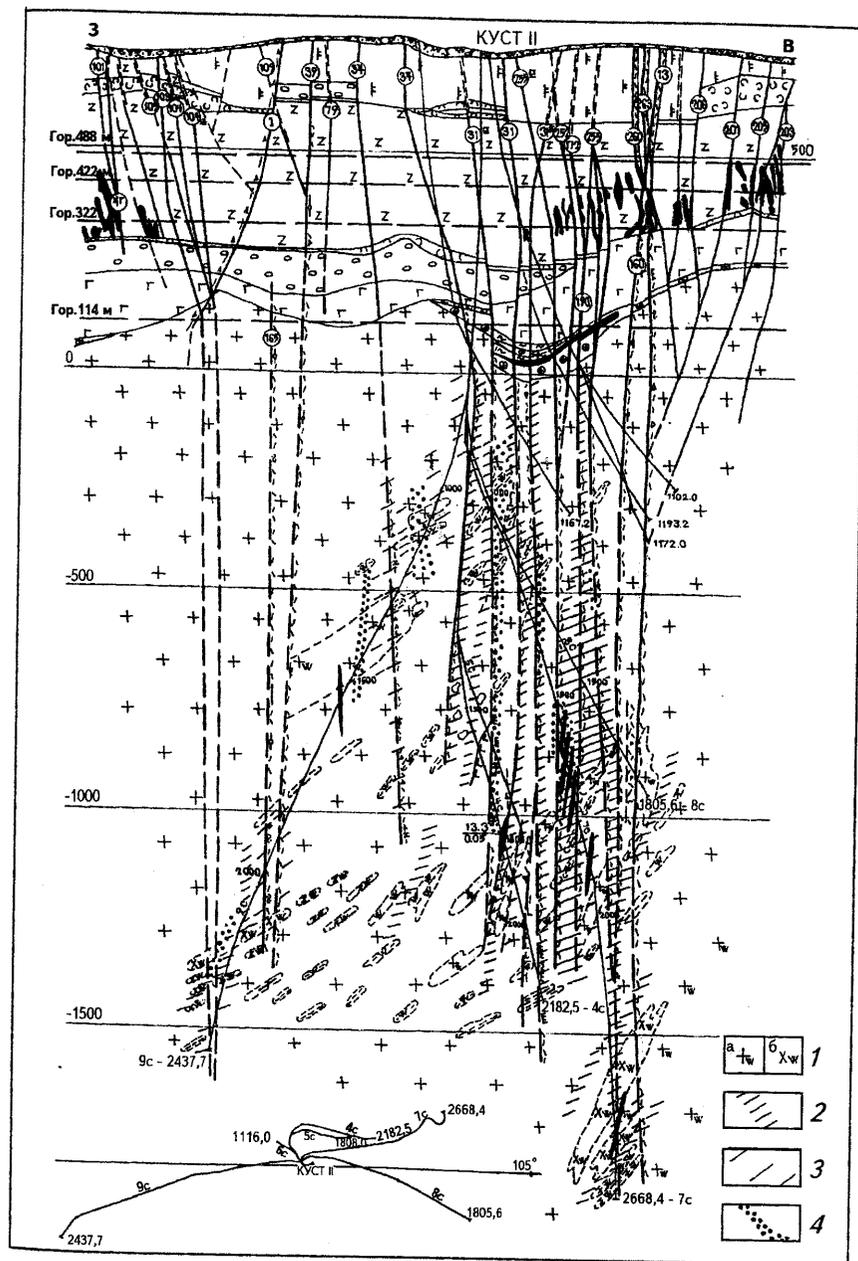


Рис. 214. Распределение высоко-, среднетемпературных минеральных ассоциаций в геологическом разрезе по глубоким скважинам куста II (стволы 4с-9с) Антейского структурного узла (Составили Л.П.Ищукова, А.А.Рыбаков, А.И.Попова, М.В.Вампилов)
1 — а — метасоматические меланократовые граниты (количество субстрата более 40%), б — метасоматические диориты; 2 — микроклиновые, альбит-микроклиновые метасоматиты; 3 — грейзенизация; 4 — альбитизация 1

элементы, созданные в фундаменте в палеозое и на раннем этапе позднемезозойской активизации, получили дальнейшее усложнение в результате блоковых перемещений, происходивших как в процессе вулканизма, так и после его завершения.

Верхний структурный этаж представлен слоистыми осадочно-вулканогенными образованиями приаргунской (J_3) и тургинской (K_1) свит, имеющими общее моноклинальное падение на юго-запад под углом $5-10^\circ$. Мощность их непостоянна и колеблется от 300 до 800 м. Как правило, над выступами фундамента из разреза выпадают самые нижние части осадочно-вулканогенной толщи. Приаргунская свита представлена базальными конгломератами, тремя покровами базальтов и тремя покровами трахитацитов, переслаивающимися между собой. В составе тургинской свиты распространены конгломераты, покровы базальтов и завершающий разрез покров фельзитов.

Антейский структурный узел отличается меньшей тектонической нарушенностью пород фундамента по сравнению с Краснокаменским. Находясь в пределах долгоживущей Аргунской зоны на пересечении с нею нескольких тектонических разломов меридионального и северо-западного простирания и в непосредственной близости с Главным широтным разломом, ограничивающим с севера в этой части кальдеру, Антейский структурный узел, как и Краснокаменский, характеризуется развитием многочисленных разнонаправленных разрывных нарушений. Особенно высокой тектонической нарушенностью отличаются породы верхнего структурного этажа.

Особенностью этого узла является различный структурный план рудоконтролирующих элементов в фундаменте и чехле. В осадочно-вулканогенной толще рудовмещающими являются разрывные нарушения и зоны трещиноватости северо-западного простирания, рудоконтролирующими — меридионального, а в гранитоидах фундамента рудовмещающие разломы имеют северо-восточное (30°) простирание. При этом на границе структурных этажей развиты мощные пологие нарушения, явившиеся экранами как при формировании разрывной тектоники, так и на пути движения рудоносных растворов.

Характерной особенностью разрывной тектоники в осадочно-вулканогенной толще является вертикальная зональность, выражающаяся в развитии на нижних горизонтах более сосредоточенных разрывов и более плотной сети оперяющих их тектонических трещин, а при переходе в вышележащие горизонты пород в каждом последующем плотность сети трещин уменьшается и они рассредоточены в большем пространстве по латерали. Подавляющая часть рудоносных разломов и сопровождающих их трещин не проходят в верхние горизонты, экранируясь мощным пологим нарушением, образовавшимся в подошве покрова фельзитов. Этим объясняется тот факт, что все рудные тела являются скрытыми, не выходящими на дневную поверхность.

В породах верхнего структурного этажа наиболее крупными разломами являются крутопадающие, близвертикальные тектонические швы 160, 190, 13, 104 и 103, имеющие северо-восточное (30°) простирание. Из них тектонический шов 160 вмещает главную рудную залежь месторождения Антей. Тектонический шов 13 является сквозным, пересекающим все породы верхнего этажа, и в процессе рудотложения играл, по-видимому, роль дренажного канала.

В вертикальном разрезе отмечается определенная тектоническая зональность, развившаяся в развитии сосредоточенных тектонических швов, выполненных минерализованными брекчиями на верхних уровнях, на глубине более 1500 м сменившимися зонами объемного катаклаза, слабым брекчированием и умеренной трещиноватостью пород.

Рудоносность участка

В пределах Антейского структурного узла в породах верхнего структурного этажа локализовано Стрельцовское месторождение урана, в нижнем этаже, сложенном гранитоидами, образовалось месторождение Антей.

Месторождение Антей располагается на глубинах 350-1400 м от поверхности и локализуется непосредственно под Стрельцовским. Рудоносные зоны в гранитах характе-

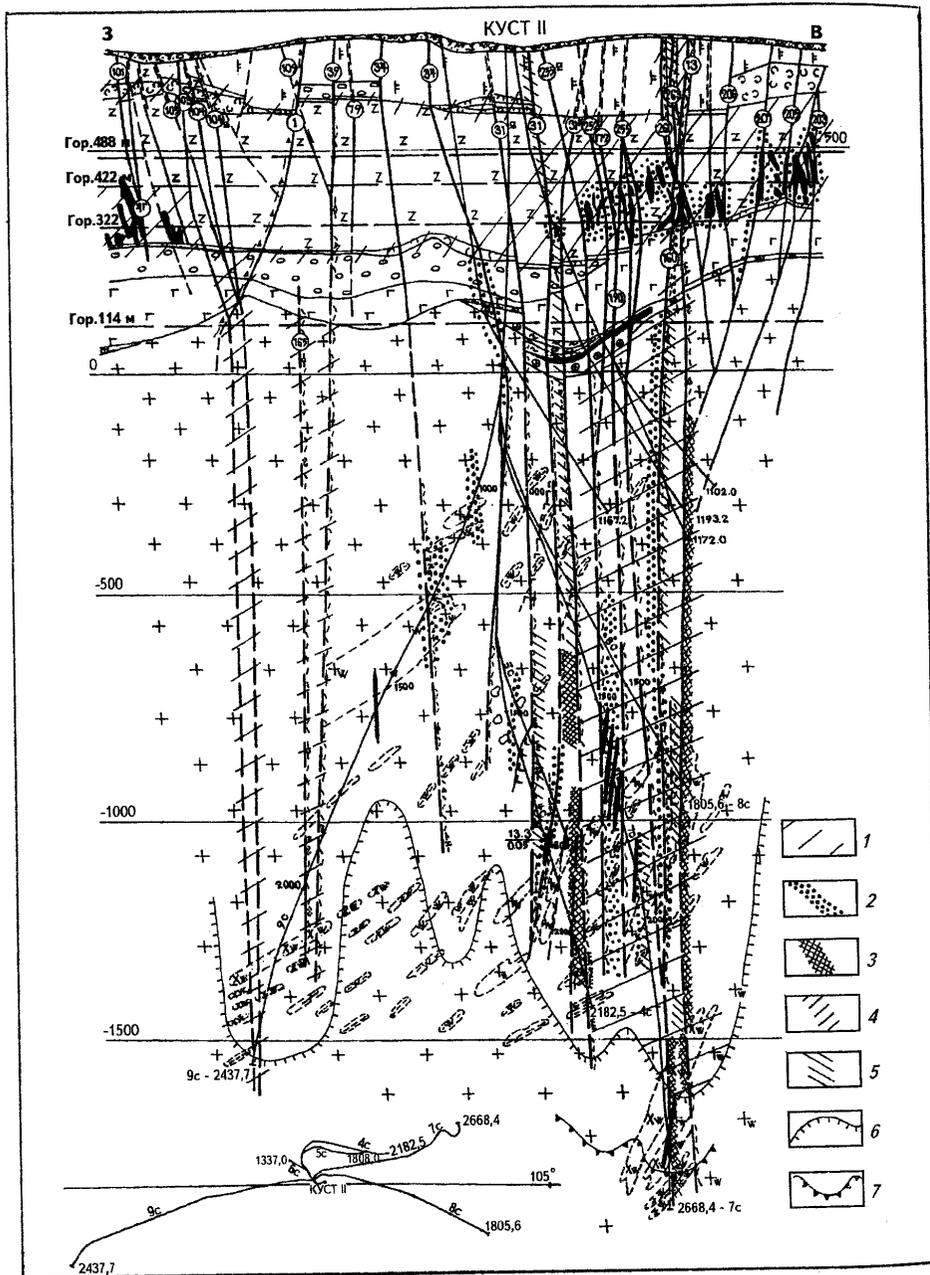


Рис. 215. Распределение низкотемпературных минеральных ассоциаций в геологическом разрезе по глубоким скважинам куста II (стволы 4с-9с) Антейского структурного узла (Составили Л.П.Ищуква, А.А.Рыбаков, М.В.Вампилов, А.И.Полова)

1 — гидрослюдизация и гидрослюдисто-монтмориллонитовые изменения; 2 — альбитизация-2; 3 — хлоритизация; 4 — монтмориллонитизация; 5 — диккитизация; 6 — граница перехода гидрослюдизитов в серицитовые метасоматиты (температура перехода $\approx 250-300^\circ\text{C}$); 7 — граница перехода 7А хлорита (шамозита) в 14А высокожелезистый хлорит (температура перехода $\approx 300^\circ\text{C}$) (дополнительные условные обозначения см. на рис. 12)

ризируются значительными протяженностью по простиранию и высотой по вертикали и вертикальной минеральной зональностью, выражающейся в смене коффинит-настурановых руд уран-титанатовыми на глубине более 1200 м от поверхности.

Скважинами 4с-8с вскрыты корневые части рудоносной трещинной зоны б-а, вмещающей месторождение, и околорудное пространство; при этом в интервале 1600-1700 м в тектонических швах 160 и 13 содержится только убогое урановое оруденение. В 1100-1200 м к северо-западу от основной рудоносной полосы в гранитах и базальных конгломератах локализуются более мелкие по масштабам залежи, контролируемые северо-восточными (20-30°) тектоническими швами 103, 104, являющиеся оперяющими крупного нарушения субширотного простирания. Они расположены непосредственно под участком Глубинным Стрельцовского месторождения (рудоносная зона б-г). На глубоких горизонтах эти нарушения вскрыты скв. 9с. Скв. 4с и 5с между рудоносными трещинными зонами б-а и б-г вскрыты рудные тела, локализованные вдоль тектонических швов северо-восточного-субмеридионального простирания (152,34-г,191), которые на глубоких (около 1800 м) уровнях характеризуются убогими содержаниями урана.

Фактический материал и петрологические признаки пород фундамента по глубоким скважинам Антейского куста II

Скважиной 7с вскрыты порфириовидные, порфиробластовые, преимущественно крупнозернистые биотитовые, реже биотит-амфиболовые гранитоиды с различной степенью изменений метасоматическими и пневматогидротермальными процессами. С глубины порядка 2360 м до забоя породы представлены плагиогранитами и гранодиоритами. В интервале 1296-1296,9 м вскрыта дайка базальтов. В разрезе ствола скв. 7с четко устанавливаются три интервала, соответствующие определенным типам пород, характеризующимся своими петрохимическими особенностями (табл. 26): верхний интервал (800-1480 м) представлен розовато-серыми крупно-, среднезернистыми порфириовидными биотитсодержащими гранитами, в которых относительно слабо проявлена микроклинизация, умеренно — гидрослюдизация, более интенсивно — грейзенизация. Метасоматическая природа гранита подтверждается наличием скиалитов-реликтов кварц-биотит-полевошпатовых гнейсов (размеры их до 1х1,5 см), имеющих постепенные и резкие контакты с гранитами. В интервале 1203-1234 м гранит меланократового состава содержит большое количество мелких включений неассимилированных мелкозернистых амфиболитов, а до глубины 1243 м выделяются участки, обогащенные биотитом. В результате кремнекалиевого метасоматоза в гранитах происходит разрастание зерен калишпата, замещение ортоклаза и плагиоклаза микроклином. На участках развития микроклина, альбита и гидрослюда гранит становится лейкократовым. По петрохимическим свойствам гранитоиды этого интервала (и до глубины 1480 м) резко отличаются от пород других интервалов и образуют поля развития фигуративных точек, свойственные аляскиту — щелочному граниту — докембрийскому граниту — щелочноземельному граниту, достигая при этом лишь их крайних значений (рис. 216).

Второй интервал (1400-1880 м) охарактеризован значительным количеством силикатных анализов, однако в силу значительных преобразований пород низкотемпературными процессами эта часть проб не может быть принята для определения классификационной принадлежности пород. Это преимущественно крупно- и среднезернистые биотитовые (темноцветных до 15-20%) порфириовидные граниты, отличающиеся от гранитов верхнего уровня слабо выраженной гнейсовидной текстурой, отражающей текстуру замещаемых метаморфических пород. В этом интервале более равномерно распределены минеральные ассоциации высокотемпературных преобразований — микроклинизации и альбитизации.

В интервале 1535-1660 м в гранитах вскрыто пять рудоносных зон с бедным урановым оруденением. Содержание урана в этих зонах колеблется от 0,016 до 0,051% на мощность 0,4-1,4 м. Оруденение сопровождается альбит-анкерит-гематитовыми изменениями, граниты в пределах рудных зон имеют кирпично-красную окраску. С глубины 1470 м

Химический состав пород фундамента Антейского структурного узла (скважина 7с)

Таблица 26

Номер пробы	Глубина отбора пробы, м	Оксиды (% вес)												Параметры диаграмм Заварицкого			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	цпл.	S	a	c	b
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	800	69,27	0,32	14,65	0,59	2,66	0,08	0,50	1,63	4,10	4,38	0,10	1,50	78,9	15,4	2,0	3,7
2	934	70,63	0,30	14,42	0,77	2,15	0,07	0,50	1,78	4,00	4,38	0,10	1,10	79,7	15,1	2,0	3,2
3	1036	69,50	0,34	14,34	3,07	2,08	0,12	0,50	1,34	4,20	4,31	0,11	2,47	77,9	15,3	1,6	5,2
4	1208	67,60	0,46	15,25	3,66	2,08	0,10	0,81	2,38	4,00	4,19	0,15	0,92	75,9	14,8	2,7	6,6
5	1295	70,22	0,30	13,77	2,63	2,04	0,08	0,50	1,40	4,00	4,00	0,10	2,31	78,7	14,4	1,7	5,2
6	1385	70,60	0,29	13,99	1,25	2,03	0,08	0,50	1,54	3,66	4,38	0,10	1,55	79,6	14,3	1,9	4,2
7	1460	68,60	0,35	14,08	2,63	1,72	0,10	0,70	1,82	3,77	4,58	0,10	1,81	78,0	14,8	1,9	5,3
8	1480	70,00	0,32	13,90	2,97	2,08	0,09	0,60	1,82	3,77	4,38	0,10	1,62	79,2	14,6	1,9	4,3
9	1550	69,40	0,41	14,60	2,84	1,83	0,13	0,50	1,54	3,66	3,50	0,10	2,80	77,8	12,8	1,8	7,6
10	1570	72,43	0,34	13,95	1,45	2,08	0,10	0,50	1,26	2,80	4,00	Сл.	2,58	79,9	11,5	1,4	7,2
11	1580	71,80	0,35	13,99	4,13	1,79	0,07	0,50	1,26	3,22	3,30	0,11	2,34	78,1	11,3	1,4	9,2
12	1583	72,27	0,34	11,73	3,63	2,84	0,12	0,60	2,10	4,66	1,73	0,10	2,70	79,2	12,2	1,4	7,2
13	1594	68,30	0,21	13,36	4,36	3,34	0,83	0,80	1,82	4,77	2,55	0,10	2,60	75,4	13,7	1,7	9,2
14	1600	72,50	0,40	14,01	3,49	1,65	0,35	0,50	0,98	0,70	3,70	0,11	2,93	78,4	6,5	1,1	14,0
15	1609	70,20	0,29	13,90	3,17	1,97	0,09	0,60	1,54	3,66	4,10	0,10	1,74	78,2	13,7	1,9	6,2
16	1620	62,91	0,21	12,32	2,20	1,98	0,07	3,02	4,20	3,22	4,00	0,10	7,10	72,7	13,0	1,9	12,4
17	1635	71,00	0,30	13,43	2,65	2,08	0,13	0,50	1,40	4,11	3,70	0,10	2,20	79,5	14,1	1,7	4,7
18	1736	74,90	0,15	13,06	0,17	1,18	0,06	0,50	0,84	3,55	4,48	0,10	0,85	82,5	13,8	1,0	2,7
19	1750	73,00	0,19	13,28	2,12	1,40	0,05	0,50	1,12	3,55	4,19	0,10	0,87	80,7	13,5	1,3	4,5
20	1804	73,60	0,18	13,28	1,99	1,22	0,06	0,50	1,40	3,66	4,38	0,10	1,00	81,2	14,0	1,6	3,2
21	1834	74,69	0,11	13,12	0,86	1,13	0,05	0,50	1,12	3,00	5,07	0,10	0,91	82,3	13,5	1,3	2,9
22	1845	71,80	0,33	13,25	2,83	2,08	0,10	0,50	1,12	2,60	4,10	0,10	2,01	80,5	10,6	1,2	7,7
23	1850	72,00	0,31	13,97	2,49	1,61	0,09	0,50	1,54	3,22	4,00	0,10	1,59	79,7	12,5	1,8	6,0
24	1875	38,52	0,19	12,59	1,90	1,26	0,07	1,97	2,66	3,22	4,48	0,10	4,23	77,2	13,4	1,7	7,7
25	1885	74,58	0,32	14,28	2,75	1,79	0,05	0,50	0,70	0,70	4,10	0,10	2,34	79,0	7,0	0,8	13,2
26	1906	73,03	0,24	13,84	1,97	1,33	0,07	0,50	1,68	3,77	4,19	0,10	0,71	80,7	14,0	1,9	3,4
27	1922	70,93	0,27	13,37	0,95	2,73	0,12	0,50	1,26	3,66	4,19	0,10	2,12	79,7	14,0	1,6	4,7
28	1960	64,60	0,84	15,95	4,78	3,44	0,17	1,01	2,66	4,44	3,50	0,24	0,96	73,1	14,6	3,1	9,2
29	1965	62,70	0,90	17,08	2,67	3,93	0,15	1,31	2,97	4,66	3,10	0,28	0,96	72,3	14,8	3,6	9,3
30	1983	70,80	0,31	13,97	2,79	2,44	0,13	0,50	1,40	3,77	4,00	0,10	1,81	78,2	13,5	1,6	6,6
31	1985	74,69	0,27	11,05	4,08	2,44	0,35	0,91	1,40	0,10	3,70	0,10	3,42	83,7	5,5	1,7	9,1
32	1994	71,40	0,33	19,54	2,10	1,87	0,09	0,50	1,64	3,55	4,00	0,10	0,65	78,9	13,1	1,9	6,1
33	2016	69,80	0,28	13,05	3,42	2,01	0,24	0,91	1,40	2,20	3,80	0,10	3,42	78,2	10,1	1,7	10,0
34	2035	70,59	0,30	15,21	2,51	1,69	0,10	0,50	1,12	2,30	4,41	0,10	2,61	77,3	11,0	1,3	10,4
35	2041	70,45	0,29	13,74	2,44	1,76	0,13	1,01	1,26	3,44	4,00	0,10	2,67	78,1	12,9	1,5	7,5
36	2045	72,04	0,30	13,82	1,1	1,98	0,09	0,50	1,54	2,90	4,20	0,10	1,53	80,6	12,3	1,9	5,2
37	2065	73,34	0,25	13,34	2,20	1,44	0,07	0,50	1,54	3,66	4,00	0,10	0,62	81,1	13,3	1,8	3,8
38	2081	72,11	0,24	13,70	1,20	1,51	0,08	0,50	1,82	3,66	4,00	0,10	0,98	81,3	13,6	2,2	2,9
39	2088	72,29	0,27	13,78	1,22	1,96	0,07	0,50	1,54	3,66	4,00	0,10	0,31	80,4	13,4	1,9	4,3
40	2125	72,39	0,26	13,54	1,70	1,62	0,08	0,50	1,54	3,66	3,90	0,10	1,49	78,9	13,0	1,8	6,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
41	2152	72,59	0,24	13,82	2,56	1,85	0,07	0,80	1,26	3,77	3,90	0,10	0,34	79,6	13,4	2,1	5,1
42	2172	71,89	0,31	14,19	2,44	1,50	0,10	0,60	1,82	3,77	3,90	0,10	0,39	79,0	13,4	4,2	5,5
43	2188	71,60	0,30	14,15	2,44	1,76	0,12	0,50	1,54	3,00	4,00	0,10	2,35	78,9	11,9	1,8	7,4
44	2204	72,17	0,28	13,13	2,33	1,58	0,07	0,50	1,68	3,22	3,90	0,10	1,53	81,0	12,5	2,0	4,5
45	2212	71,64	0,30	14,07	1,45	1,92	0,08	0,50	1,54	3,33	4,10	0,10	1,36	79,7	12,9	1,9	5,5
46	2216	72,33	0,21	11,63	3,43	2,54	0,26	1,11	2,10	2,40	3,20	0,10	3,70	80,3	9,7	2,5	7,5
47	2220	7219	0,26	13,70	1,04	1,85	0,07	0,60	1,26	3,44	4,10	0,10	1,13	80,2	13,2	1,5	5,1
48	2244	70,69	0,36	14,76	2,75	1,79	0,08	0,50	0,98	3,11	4,10	0,10	1,85	77,5	12,3	1,1	9,1
49	2251	55,84	0,77	14,76	5,08	3,77	0,19	6,45	6,59	4,40	1,50	0,10	2,28	62,2	11,5	3,8	22,5
50	2260	72,33	0,32	14,23	1,09	1,67	0,07	0,50	1,82	3,77	3,70	0,10	1,06	80,7	13,3	2,1	3,9
51	2266	7069	0,32	13,62	2,87	1,87	0,14	0,50	1,82	3,44	4,31	0,10	2,05	79,5	13,9	1,9	4,7
52	2277	70,99	0,31	14,76	3,11	1,90	0,13	0,60	1,40	3,44	3,90	0,10	2,28	77,6	12,9	1,6	7,9
53	2298	72,76	0,29	12,20	4,18	1,36	0,26	1,01	1,26	0,77	3,90	0,10	3,35	79,3	7,0	1,4	12,3
54	2300	70,45	0,33	14,20	1,60	2,14	0,33	0,91	1,12	2,90	4,20	0,10	2,77	77,9	12,2	1,3	8,6
55	2304	71,06	0,32	13,42	3,67	1,90	0,28	1,01	2,10	0,28	3,90	0,10	3,97	78,5	6,1	2,5	12,9
56	2305	72,33	0,32	14,31	2,66	1,76	0,14	0,50	0,98	3,11	4,41	0,10	1,60	78,5	12,6	1,0	7,9
57	2311	74,50	0,18	13,17	1,57	1,08	0,08	0,50	0,98	2,90	4,71	0,10	0,97	81,6	12,7	1,1	4,9
58	2324	72,76	0,24	13,09	2,87	1,87	0,17	0,50	1,40	2,60	4,71	0,10	0,31	79,9	12,1	1,6	6,4
59	2333	71,46	0,36	13,62	3,28	2,29	0,15	0,50	1,54	3,44	3,90	0,10	2,14	78,6	13,0	1,8	6,6
60	2340	73,05	0,23	12,89	1,87	1,43	0,18	0,60	1,54	4,00	4,20	0,10	2,15	79,9	14,4	1,0	4,7
61	2360	77,24	0,07	12,24	1,38	1,22	0,03	0,50	0,70	2,70	5,36	0,10	0,42	82,8	13,0	0,8	3,4
62	2374	75,22	0,09	12,60	1,85	1,25	0,11	0,50	0,98	3,44	4,92	0,10	1,16	81,8	14,0	1,1	3,1
63	2390	74,64	0,19	12,20	1,59	1,04	0,09	0,50	1,26	2,80	5,20	0,10	-	82,6	13,3	1,3	2,8
64	2395	69,43	0,33	14,64	2,83	1,93	0,12	0,91	2,38	3,66	3,40	0,10	-	78,0	12,7	2,9	6,4
65	2405	68,82	0,36	14,44	3,07	2,11	0,13	1,21	1,82	2,50	3,80	0,10	-	77,4	10,8	2,1	9,7
66	2416	68,60	0,38	15,21	3,09	2,19	0,11	0,50	1,96	3,33	3,40	0,10	-	76,9	11,9	2,3	8,9
67	2421	67,00	0,42	16,13	3,54	2,47	0,14	1,01	1,82	0,77	4,00	0,10	-	74,3	7,2	2,2	16,3
68	2430	64,19	0,41	14,44	3,76	2,40	0,14	0,81	4,62	3,66	2,90	0,10	4,58	71,7	11,9	5,5	10,9
69	2453	67,26	0,38	15,61	3,86	2,44	0,11	0,91	2,80	4,53	2,70	0,10	1,21	75,8	13,5	3,4	7,3
70	2489	77,27	0,07	10,97	0,96	0,99	0,05	0,50	0,70	3,00	4,92	0,10	0,34	84,1	13,0	0,5	2,4
71	2494	76,40	0,06	11,70	1,86	1,43	0,05	0,50	0,56	1,70	4,92	0,10	0,96	82,3	10,2	0,6	6,9
72	2504	76,54	0,08	12,02	1,29	0,79	0,07	0,50	0,70	3,44	4,82	0,10	0,32	83,2	13,8	0,8	2,2
73	2514	75,80	0,06	11,98	1,19	0,75	0,07	0,50	0,98	3,44	4,51	0,10	0,67	83,3	13,6	1,0	2,1
74	2519	71,47	0,37	14,36	2,27	1,54	0,14	0,50	1,82	0,54	4,1	0,10	3,44	79,2	7,0	2,1	11,7
75	2522	74,48	0,20	12,83	1,90	1,36	0,09	0,50	1,54	0,69	4,51	0,10	2,41	82,1	7,8	1,8	8,3
76	2530	67,85	0,43	16,94	4,18	3,34	0,11	0,60	0,70	0,31	4,71	0,10	3,02	72,4	7,0	0,8	19,6
77	2536	75,21	0,05	12,26	1,35	0,79	0,05	0,50	0,70	2,60	5,84	0,10	0,62	82,7	13,8	0,9	2,6
78	2577	75,80	0,12	12,38	1,35	0,89	0,06	0,50	0,98	3,55	4,00	0,10	0,38	82,8	13,0	1,1	3,1
79	2593	74,33	0,19	12,67	1,82	1,18	0,08	0,50	1,26	3,66	4,31	0,10	0,45	81,8	13,8	1,3	3,1
80	2615	67,71	0,46	15,65	4,01	2,33	0,14	0,81	2,66	5,08	2,00	0,11	0,72	75,7	13,8	3,1	7,4
81	2640	68,15	0,39	15,41	3,56	2,26	0,15	0,81	2,38	4,50	2,10	0,10	1,27	76,0	12,4	2,8	8,8
82	2650	75,23	0,10	12,14	1,82	1,08	0,06	0,50	0,70	3,66	4,20	0,10	0,49	82,0	13,6	0,8	3,6
83	2668	75,65	0,08	12,02	1,85	1,11	0,06	0,50	0,84	3,77	4,31	0,10	0,22	82,2	13,9	0,8	3,1

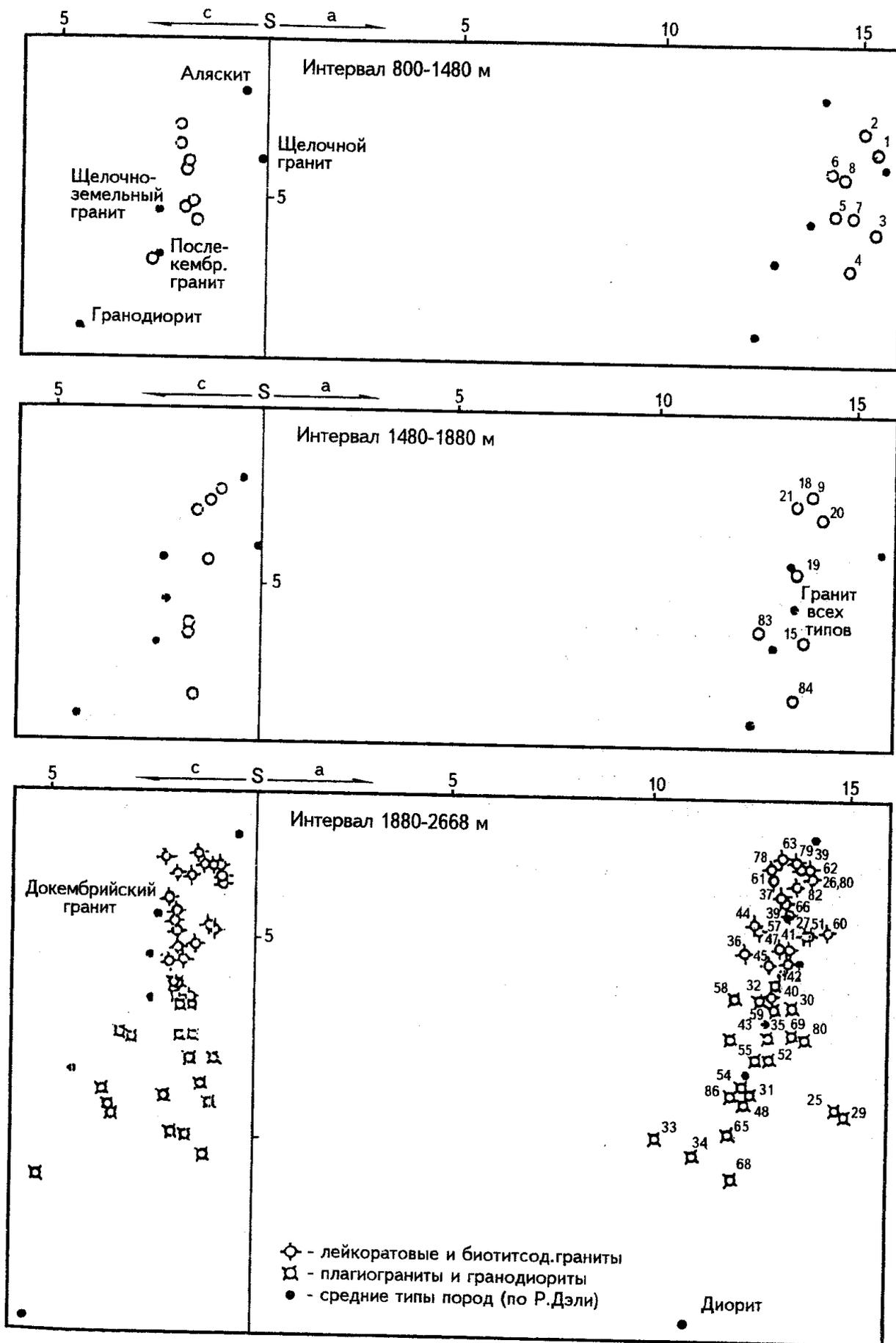


Рис. 216. Диаграммы химических составов (по А.Н.Заварицкому) гранитоидных пород фундамента Антейского структурного узла (скв. 7с)

отмечаются маломощные скиалиты метаморфических пород субстрата. Фигуративные точки данной группы пород располагаются непосредственно на вариационной линии средних типов (по Р.Дэли), отвечающей развитию аляскита-докембрийского гранита-гранита всех периодов — послекембрийского гранита-гранодиорита. Это свидетельствует о значительных вариациях петрогенных элементов, определяющих исключительно широкий диапазон составов замещаемых пород данного интервала.

Следующий интервал (1880-2670 м) является наиболее сложным по своему строению за счет чередования пород резко контрастного состава. В пределах данного интервала выделяются крупно-, среднезернистые мелано- и лейкократовые порфиридные, реже порфиробластовые биотитовые граниты, имеющие постепенные (за счет потери роговой обманки и биотита) переходы. Лейкограниты, в свою очередь, местами приобретают аляскитовый облик. Учасками они гнейсовидной текстуры (30-40° к оси керна). Довольно часто отмечаются участки пород субстрата преимущественно плагиоклаз-амфиболового состава. Меланократовые разности гранитоидов представлены плагиоклазовыми гранитами и гранодиоритами, характеризующимися крупно-, среднезернистым сложением; эти породы серого и светло-серого цвета с характерным белесым плагиоклазом и розоватым калишпатом во вкрапленниках. Наиболее четко диоритоподобные породы фиксируются в интервалах 2360-2472, 2516-2522, 2532-2573 м и других.

Плагиоклазовые граниты, гранодиориты преимущественно меланократовые, гнейсовидные за счет скопления темноцветных, а также мелких скиалитов, подчеркивающих их текстурный рисунок. В плагиогранитах устанавливаются реликты слабо гранитизированных кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовых гнейсов; плагиограниты, гранодиориты чередуются с лейкократовыми розовыми кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитами (глубины: 2303, 2308-2312, 2322, 2355-2358, 2644-2666 м и др.), образовавшимися в результате пневматогидротермальных высокотемпературных преобразований, характеризующимися в целом повышенной радиоактивностью по сравнению с гранодиоритами. Количество и мощность таких зон увеличивается с глубины 1500 м. В пределах метасоматитов на глубине 2185 и 2524 м вскрыты маломощные (0,5 и 0,7 м) рудные зоны с некондиционным (0,013%) содержанием урана. По внешнему облику и гидротермальным изменениям эти зоны аналогичны вскрытым в интервале 1595-1660 м и сопровождаются альбит-анкерит-гематитовыми изменениями. Следует отметить, что в характеризуемом интервале значительно более широко распространены зоны низкотемпературных гидротермальных изменений, сопровождающиеся сульфидной минерализацией. По своим петрохимическим параметрам (см. табл. 26) указанные разновидности гранитоидов практически совпадают с вышеописанными гранитоидами в интервале 1480-1880 м в своей лейкократовой части. Породы среднего состава обладают своими особенностями. По расположению фигуративных точек на диаграмме А.Н.Заварицкого четко определяются две группы пород — соответствующие гранитам и гранодиоритам.

Петрохимические признаки свидетельствуют о том, что гранитообразующие процессы произошли с различной степенью интенсивности, проявившись максимально в верхних частях вертикального разреза. В целом по кремнекислотности породы интервала обладают слабой насыщенностью (62-72%). Максимальные значения SiO_2 наблюдаются лишь в породах, претерпевших значительные последующие наложенные процессы, — грейзенизации и аргиллизации (интервал 2420 — 2540 м); для пород гранодиоритового состава верхних частей разреза данного интервала типичным является преобладание натрия над калием, что связано с менее значимыми изменениями плагиоклаза. В породах гранодиоритового состава, слагающих низы разреза, натрий ведет себя по-разному, то приближаясь по своим содержаниям к калию, то резко преобладает над ним, что обусловлено наложенными гидротермами.

Значительная потеря кальция непосредственно связана с метасоматическими процессами. Железо также резко дифференцировано при максимальных своих значениях в гранодиоритовых породах. Обращают внимание общие по всему интервалу пород пониженные значения марганца, магния и фосфора.

Широкий диапазон колебаний составов пород свидетельствует о значительном влиянии кремнещелочного метасоматоза и последующих наложенных низкотемпературных гидротермальных процессов.

Разрез, вскрытый скв. 4с и 5с, подобен описанному по скв. 7с, но по скв. 4с эти породы развиты в пределах верхнего интервала (1192-1290 м). Установлены метасоматиты резко щелочного состава с содержанием натрия, соответствующие альбититам 2.

Скважина 9с, пробуренная по гранитоидам фундамента Антейского структурного узла, вскрывает его с глубины 710 до глубины 2437 м на северном фланге, где рудная залежь 6-г контролируется тектоническим швом 103. По сравнению со скв. 7с, в данном разрезе плагиоклазовые граниты, гранодиориты отмечаются на более высоких уровнях среди крупнозернистых порфиридных биотитовых гранитов, начиная с глубины 2070 м. Кроме того, здесь менее интенсивно проявлены кварц-микроклиновые метасоматиты и низкотемпературные преобразования.

В целом по скважине можно констатировать, что петрохимические особенности, свойственные выделенным разновидностям, определяют их как аляскитоиды и щелочно-земельные граниты. Последние обеднены кальцием.

Особенности тектонического строения глубоких уровней Антейского структурного узла

Характерной особенностью тектонической ситуации Антейского структурного узла является меньшая, по сравнению с Краснокаменским блоком, проявленность разрывных нарушений в целом и наличие крупных более сосредоточенных рудовмещающих тектонических швов, прослеживающихся от кровли фундамента до изученных глубоких уровней (2670 м). Эта особенность строения разломов, а также наличие пологих тектонических нарушений на границе структурных этажей явились весьма благоприятными условиями для формирования крупных по размерам богатых рудных залежей в фундаменте. В породах этого блока развиты многочисленные маломощные зоны сближенной трещиноватости, реже милонитизации, дробления и микробрекчирования пород, вдоль которых отложились минеральные ассоциации среднетемпературной серицит-сульфидной стадии и последующей низкотемпературной урановорудной.

Основные нарушения 13 и 160, контролирующие размещение рудных залежей месторождения Антей, пересечены глубокой скв. 8с в интервале 1640-1760 м. Породы вдоль них на мощность до 50 м катаклазированы, слабо раздроблены, локально микробрекчированы. На глубине более 2400 м шов 160 представлен зонами (мощностью до первых метров) катаклазитов и слабой трещиноватости, вдоль зон интенсивно развиты кремне-калийнатриевые и гидрослюдистые изменения. Прожилковая минерализация (хлорит, карбонат, молибденит, пирит, редко браннерит, коффинит) развита слабо. На глубине 2521 м вскрыто маломощное забалансовое оруденение. Сквозной долгоживущий разлом 13 (пересеченный скв. 8с) на глубоких уровнях (абсолютная отметка 900 м) является четко сосредоточенным тектоническим швом мощностью 15-20 м со следами тектонических подвижек. Кроме вышеперечисленных тектонических нарушений скважинами 7с и 8с вскрыт еще ряд менее интенсивных зон тектонических и низкотемпературных гидротермальных изменений (в основном гидрослюдизации и в меньшей степени хлоритизации). В интервале 2350-2430 м скважиной 9с вскрыта зона сочленения разломов 103 и 104 северо-восточного простирания с разрывными нарушениями меридионального и субширотного направления. Мощность зоны составляет 15-20 м, она представлена породами повышенной трещиноватости, милонитизации и катаклаза, на глубине 2350 м с зеркалами скопления по плоскостям трещин. Кроме того, этот участок характеризуется повышением фона радиоактивности пород. Таким образом, основные рудоконтролирующие и рудовмещающие структурные элементы на глубоких уровнях характеризуются меньшим развитием брекчиевых выполнений тектонических швов, представлены зонами катаклаза, менее — дробления и сближенной трещиноватости, по которым развиты минеральные парагенезисы дорудной, урановорудной и, что интересно, пострудной низкотемпературной

стадии (кальцит, криптокристаллический кварц, диксит). На глубине 2521 м вскрыто за-балансовое оруденение, приуроченное к одной из оперяющих трещин основного текто-нического шва. Учитывая это, можно высказать предположение, что главный рудовме-щающий разлом (швы 160, 13) тоже является рудоносным в интервале 2600-2700 м, и вертикальный размах уранового оруденения в целом по разрезу, включая породы ниж-него и верхнего структурных этажей, составляет не менее 2500-2600 м.

Преобразующие процессы

В породах фундамента Антейского структурного узла получили развитие в целом те же постгранитизационные процессы, что и в Краснокаменском структурном узле, но масштабы высоко- и среднетемпературных преобразований здесь значительно меньше. Особенно это относится к таким образованиям, как скарноидо-пропилитовые метасома-титы, катаклазиты и грейзены.

Пневматогидротермальные кремнещелочные преобразования обусловили формиро-вание кварц-микроклиновых и кварц-альбитовых метасоматитов, локализующихся в виде крутопадающих зон, количество и мощности которых увеличиваются в направлении к осевой части Аргунской зоны и имеют согласное с нею северо-восточное простираение и тем самым подчеркивают ее глубинность и длительность развития. Мощность метасома-титов от 1-2 до 10-30 м, общая мощность зоны их развития 300-500 м. Более поздние разрывные нарушения, как правило, контролируются этими зонами метасоматитов и вдоль многих из них распространены низкотемпературные гидротермальные рудоспро-вождающие минеральные ассоциации.

Среди высоко- и среднетемпературных процессов, связанных с периодами палео-зойской и в основном позднемезозойской активизации района, интенсивно проявился по-левошпатовый метасоматоз (микроклинизация, альбитизация I), в меньшей мере — грей-зенизация и серицитизация (с полиметаллической минерализацией). Наибольшее рас-пространение получили низкотемпературные изменения, связанные с поздними эта-пами позднемезозойской активизации и обусловившие формирование урановорудных месторождений.

Последовательность пневматогидротермальных преобразований отражена в табл. 13.

Высоко- и среднетемпературные гидротермальные преобразования

Высокотемпературные генерации (микроклин 1 и 2, альбит 1) получили развитие на всех уровнях вскрытого разреза (см. рис. 214). Лейкократовые породы (плаггиоклазиты) представляют собой средне-, крупноравномернозернистые породы диоритоподобного об-лика, темно-серые, переходящие в зависимости от содержания темноцветных минералов в более лейкократовые разновидности — плаггиограниты. При постепенном переходе пла-гиоклазитов в граниты в них значительно увеличивается количество кварца и калишпата, замещающих ранний биотит. Зерна ортоклаза и микроклина замещаются всеобразными зернами альбита с мирмекитовой структурой, но наиболее интенсивно проявлены пла-стинчатые зерна альбита, отнесенные к высокотемпературной генерации 1.

Характерной особенностью метасоматических плаггиоклазитов плаггиогранитов и гранодиоритов является низкое содержание урана и кремнезема, закисного и окисного железа, резкое преобладание натрия над калием. При этом уровень щелочных земель, особенно кальция, в них выше, чем в калиевых метасоматических гранитах, заметно по-вышено также количество титана и фосфора.

По данным полного спектрального анализа меланократовые плаггиоклазиты содер-жат повышенные концентрации ванадия — до 0,008%, циркония — до 0,05%, стронция — до 0,08% (скв.9, глуб.2141,8 м). В мелких (до 5-6 см в диаметре) ксенолитах черного мел-козернистого биотит-амфибол-плаггиоклазового сланца, вскрытого в меланократовых пла-

гиоклазитах, отмечены содержания ванадия — до 0,03%, меди — до 0,002%, цинка — до 0,01%, лития — до 0,02% (скв.9, глуб.2379 м).

В процессе кремнекалиевого метасоматоза, проявленного в меланократовых катак-лазитах, происходит привнос кремнезема и калия, вынос глинозема, натрия, щелочных земель, титана и фосфора, образуется микроклин 2, замещающий альбит 1.

Таким образом, в процессе гранитообразования происходил неоднократный привнос калия, сменяющийся привносом натрия в постгранитизационный этап в позднем палеозое и в процессе преобразований позднемезозойской тектономагматической активизации.

Следует подчеркнуть, что кремннатриевый метасоматоз характерен и для низко-температурного аргиллизующего процесса (альбит 2, адуляр). Зоны грейзенизации 2 в гранитоидах Антейского структурного узла имеют ограниченное распространение.

На глубоких уровнях Антейского узла широко распространены среднетемпера-турные кварц-серицитовые метасоматиты, с которыми ассоциирует полиметалличе-ская минерализация.

По данным Г.Т.Волостных (ВСЕГЕИ, 1980), проводившего электрографический ана-лиз, серицит относится к модификации 2М, т.е. является слюдой моноклинной двухслой-ной первого типа, относительно высокотемпературной.

Низкотемпературные гидротермальные преобразования

Низкотемпературные изменения в верхней части разреза развиты в широких зонах трещиноватости, в отличие от глубоких уровней, где они концентрируются вдоль сосре-доточенных тектонических швов.

Главной особенностью аргиллизующего процесса, проявленного в рассматриваемом блоке, является интенсивное развитие во внутренней зоне ореолов гидрослюдиизации низ-котемпературной альбитизации 2, непосредственно предшествующей рудоотложению ура-на (альбит-браннеритовая стадия). Характерно также секущее положение относительно гидрослюдитов более поздних зон шамозитизации и каолинизации 2, имеющих, как показало глубокое бурение, также значительную протяженность на глубину, достигаю-щую не менее 2600 м (см.рис. 215).

От кровли фундамента до глубины 2668,4 м (скв.7), вдоль системы швов северо-в-осточного и меридионального простираения, устойчиво прослеживаются ореолы гидрослю-дизации, сливающиеся в верхней части вскрытого разреза в единую полосу гидрослюди-зированных гранитов, которая на глубине переходит в ряд отдельных выклинивающихся ореолов. В связи с этим в нижней части разреза вскрыты блоки почти неизмененных гранитов и связанные с ними периферийные зоны ореолов гидрослюдиизации (с хлори-том-пеннином и карбонатами).

Характерной особенностью ореолов гидрослюдиизации, проявленных в подрудной части месторождения Антей, является развитие в них гидрослюды в чистой фазе, в то время как смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит, свойственный ореолам на уровне оруденения, здесь практически отсутствует, за исключением небольших (до 20-30 м) по мощности ореолов (скв. 7). При этом отмечается, что последние пространственно тя-готееют к зоне рудоподводящего шва.

Обращает также на себя внимание приуроченность зон каолинизации, в меньшей мере монтмориллонитизации к внутренним зонам ореолов гидрослюдиизации с альбит-браннеритовой минерализацией. Вместе с тем в безрудных швах 39, 165, 103 и других, вскрытых скв. 9, проявлены только маломощные ореолы гидрослюдиизации, не установ-ленные последующей каолинизацией. Эту особенность строения ореолов можно объяс-нить только стадийной (пульсационной) зональностью аргиллизующего процесса, про-явленной при неоднократном приоткрывании рудной полости в зоне главного рудопод-водящего шва.

Кроме того, материалы глубоких скважин позволили установить фаціальную зо-нальность, обусловленную отношением минералов одной стадии в зависимости от физи-ко-химических условий циркуляции растворов. Ранее по скв. 724 (45ф, 49ф) было отмечено,

что на глубине около 2000 м (по стволу) в плагиоклазах гидрослюдизированного гранита новообразования крипточешуйчатой гидрослюды сменяются постепенно пластинчатыми обособлениями серицита. Подобная изменчивость гидрослюды наблюдается и по скважинам 7 и 9. В шлифах отмечается некоторое повышение интерференционных окрасок и укрупнение чешуек. Однако эти серициты морфологически резко отличаются от слюд грейзеноподобных (серицитовых) образований. В целях удобства предполагается сохранить для слюдосодержащих измененных пород то же название — гидрослюдистые или кварц-карбонат-гидрослюдистые метасоматиты, чтобы подчеркнуть их генетическое единство.

В отношении карбонатов, входящих в ореолы гидрослюдизации, каких-либо закономерностей не устанавливается, но на больших глубинах увеличивается доля кальциевых и кальциево-магниевого карбонатов за счет железистых — анкерита, сидерита, которые менее термически устойчивы.

Таким образом, имея в виду данные, касающиеся слюды и хлоритов по изученным скважинам, можно предполагать, что температурные условия соответствовали 300°C или несколько выше. Возможно, эти условия не способствовали концентрации рудных элементов, однако забалансовое оруденение урана на этих глубинах было вскрыто скв. 7 (отметка 2524 м — 0,013% на мощность 0,7 м).

Рудная минерализация

В контуре рудного тела наряду с метасоматическими и прожилковыми обособлениями альбита 2, имеющего красновато-бурую окраску, развиты новообразования хлорита (шамозита), анкерита, натролита, лейкоксена, образовавшегося по оксидам титана в мусковитизированном биотите, а также по сфену, магнетиту, частично эриту и другим минералам.

Выделяющиеся позднее урановые минералы на рассматриваемом уровне оруденения представлены гнездами и микровкрапленностью браннерита и реже коффинита. Как показали специальные исследования в ВИМСе (К.В.Скворцова, Е.М.Пахомов, ВИМС, 1991), браннерит обычно развивается по гнездам лейкоксена, но иногда встречается в самостоятельных микропрожилках с альбитом 2 и вокруг гнезд неизмененного натролита. Он образует агрегаты микрозернистых кристаллов черного цвета. Присутствие его в ассоциации с натролитом свидетельствует о щелочности растворов, из которых он образовался. Довольно часто отмечается замещение лейкоксенизированных сфена, магнетита, мусковита, развитого по биотиту.

Коффинит в рассматриваемых рудных пересечениях распространен в значительно меньшей степени, чем браннерит. На рис. 67 видна неправильная форма выделений коффинита, на изображении его во вторичных электронах отчетливо заметны трещины усыхания. Здесь же отмечаются повсеместные сростания браннерита, ксенотима, коффинита, апатита (см. рис. 68), причем на изображении во вторичных электронах отчетливо заметна цементация и коррозия ксенотима коффинитом. Настуран был установлен только в скв. 7 на глубине 1979 м. Его выделения приурочены к брекчии в локальной зоне грейзенизации в граните, в цементе содержатся и микрочешуйчатые выделения гидрослюды и значительное количество карбоната, с которым и связаны выделения настурана. Последний находится в тесном сростании с раздробленным зерном пирита и цементирует его обломки. В краевых частях выделений настурана отмечается присутствие неправильных зерен коффинита.

Вкрапленные урановые руды с браннеритом и коффинитом в зонах альбитизации пересекаются более поздними прожилками кварца с мелкочешуйчатым молибденитом. Наибольшее развитие они получили в интервале 800-870 м (скв. 8, 7), а также 1590-1655 м (скв. 7).

Молибденовая минерализация проявлена в необычной ассоциации с нерудной составляющей. Здесь практически отсутствует кварц с серицитом, обычно сопутствующие молибдениту. Существенно кварц-молибденовые прожилки и гнезда окружены ореолом кристаллических выделений адуляра и прозрачного альбита, содержащего реликты микроклина. Эти минеральные образования неустойчивы и чаще всего замещаются кварцем.

Кроме кварца в этих прожилках и гнездах, преимущественно в центральной части последних, присутствуют кристаллические выделения анкерита. Под воздействием этого процесса происходит разрушение натролита с выносом натрия и отложением диккита, который образует местами псевдоморфозы по натролиту с сохранением характерных округлых форм выделений последнего. В гнездах диккита отмечаются оторочки молибденита. Анкерит в отдельных местах замещается кварцем. На верхних горизонтах брекчии гранита и замещающего его ураноносного альбита 2 цементируется и корродируется агрегатом криптокварца с диккитом и каолинитом, содержащим дисперсные включения ураносодержащего минерала, с общим содержанием урана по данным F-радиографии порядка 0,0228%. Содержание молибдена в этой же брекчии по данным спектрального анализа составляет более 3·10⁻²%.

Обращает на себя внимание повышенное содержание серебра в молибдените по сравнению с молибденитами других участков рудного поля и заметное увеличение содержания элементов примесей в верхних частях разреза.

Другие типы рудной (сопутствующей) минерализации в рассматриваемом разрезе имеют ограниченное распространение. Более или менее заметна полиметаллическая минерализация, связанная с маломощными (десятки сантиметров, единицы метров) зонами серицитизации и окварцевания в гранитах. Состав сульфидов простой: сфалерит, пирит (главные минералы), галенит и халькопирит (второстепенные).

Радиогеохимические и геохимические особенности Антейского структурного узла

Радиогеохимические и геохимические особенности пород фундамента Антейского структурного узла базируются на результатах, полученных при изучении керна глубоких скв. 724, 4с, 7с, 8с, 9с, а также скв. 156, 158, 936, 263, 267 и других и гранитоидов, изученных в подземных горных выработках. Характер распределения радиоактивных элементов в пределах структурного узла иллюстрируется тремя вертикальными структурно-геохимическими разрезами, которые отражают поведение U, Th, U₂ непосредственно в околорудном пространстве рудоносных зон месторождения Антей (рис. 217, 218) и за пределами этих зон в северной части Антейского структурного узла (рис. 219).

Телескопирование в структурном узле разновременных метасоматических процессов способствовало активному перемещению и неравномерному распределению значительных масс радиоактивных и других рудообразующих элементов. Как показывают результаты исследований, гранитоиды нижнего структурного этажа, вмещающие месторождение Антей, характеризуются высокой радиогеохимической дифференцированностью. Так же, как и для Краснокаменского структурного узла, здесь для урана устанавливается четкая тенденция увеличения его концентраций по падению рудовмещающих структур (см. рис. 217). В пределах рудоносной части структурного узла содержание урана изменяется от 2-5 г/т на верхних горизонтах до 6-8 г/т, реже до 10-12 г/т в подрудных частях разреза. Севернее, в непосредственной близости с рудоконтролирующей зоной, где гранитоиды вскрыты на большую глубину (до 2668,4 м), градиент концентраций урана (в интервале 600-2500 м) выше. Здесь преобладающими величинами содержания урана являются 2-6 г/т на верхних горизонтах и 7-13 г/т в нижних частях разреза (см. рис. 219).

Возможное объяснение этим закономерностям дают результаты изучения вариаций изотопного состава свинца гранитоидов, а также данные радиографий. Так, характер распределения радиогенных свинцов и расчетные значения содержания урана эквивалентного (U₂) свидетельствуют, что на время формирования рудовмещающих гранитоидов PZ₂ (250 ± 10 млн лет) уровни концентраций урана на верхних и нижних горизонтах (в интервале 400-2500 м) этого структурного узла были сопоставимы и составляли 6-10 г/т.

Непосредственно в пределах структур, вмещающих залежи месторождения Антей на верхних его горизонтах (гор.+114 м, квершлаг 6330), отчетливо устанавливается наличие двукратного недостатка урана, фиксируемого в настоящее время в гранитоидах по сравнению с величиной концентраций U_3 . Величина отношения U/U_3 за пределами первичных ореолов постоянно меньше единицы и особенно контрастно проявляется в измененных гранитоидах там, где максимально совмещаются разновременные метасоматические процессы и главным образом, где проявлены пострудные минеральные ассоциации — карбонат, флюорит, кварц, что объясняется выносом урана пострудными растворами. Как следует из рис. 217, области дефицита урана располагаются здесь грубо симметрично относительно зон рудоотложения. Они прослеживаются в данном разрезе до глубины 1500 м.

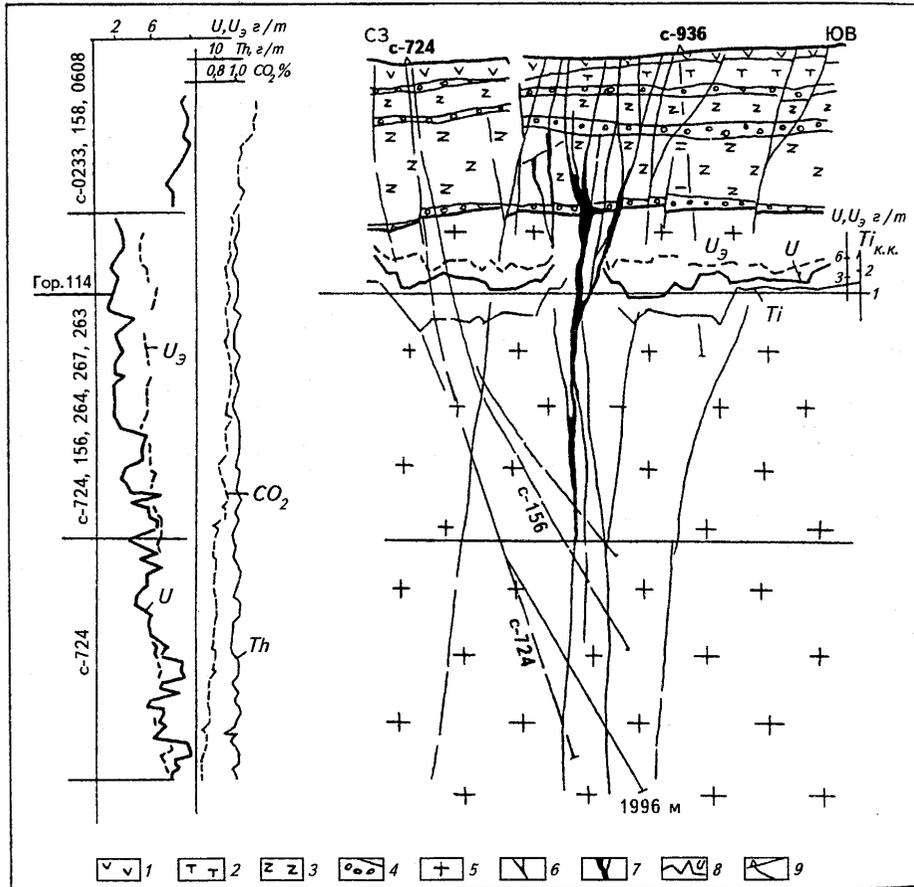


Рис. 217. Характер распределения содержаний урана, тория, титана, углекислоты в гранитоидах фундамента Антейского структурного узла (вертикальный разрез месторождения Антей)

1 — фельзиты; 2 — трахиандезиты; 3 — трахидациты; 4 — конгломераты; 5 — граниты; 6 — тектонические нарушения; 7 — рудные тела; 8 — графики содержаний элементов; 9 — скважины

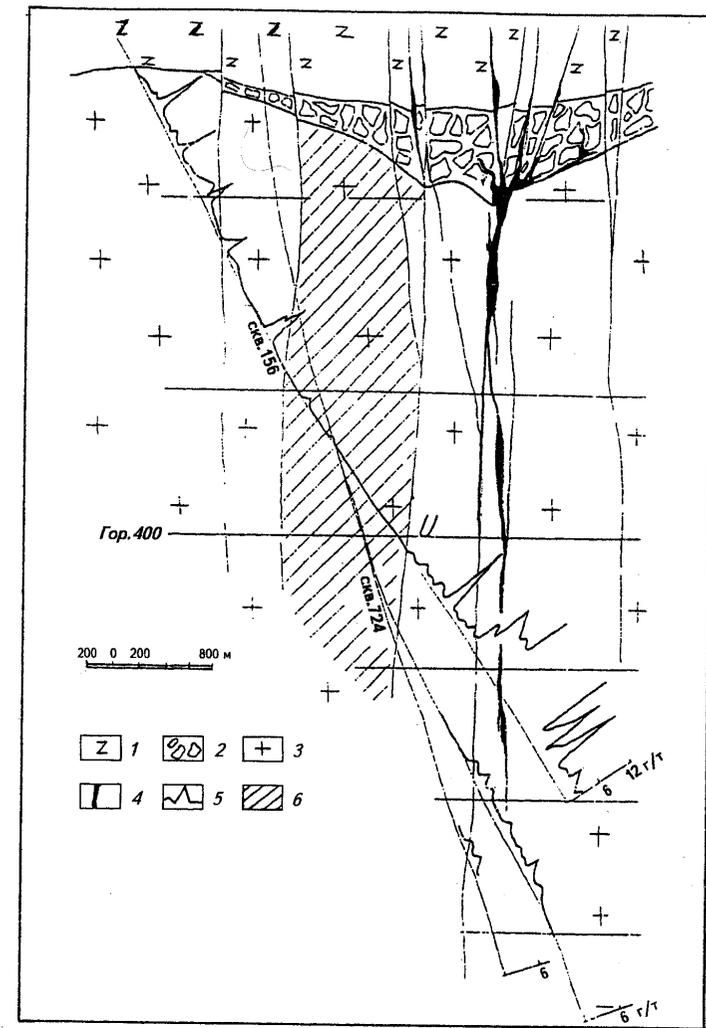
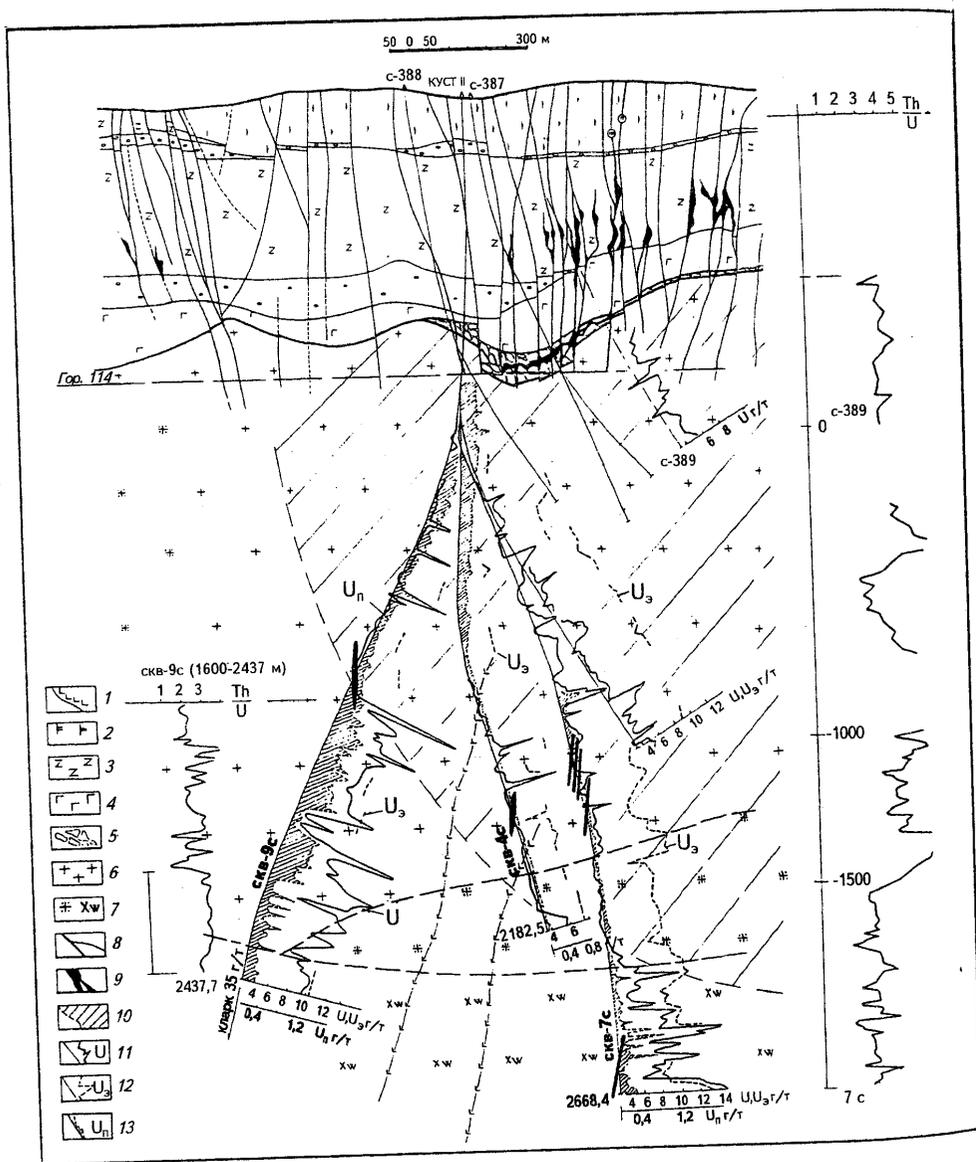


Рис. 218. Характер распределения урана в гранитоидах фундамента Антейского структурного узла (вертикальный разрез по данным ГРЭ-324)

1 — трахидациты; 2 — конгломераты; 3 — граниты; 4 — рудные тела; 5 — графики распределения содержания урана; 6 — зона дефицита урана

В северной части структурного узла в районе выклинивания рудоносных зон (где они вскрыты бурением до глубины 2660 м) области с явным выносом урана фиксируются до глубины 1800 м (см. рис. 219), а непосредственно в зоне движения рудоносных растворов концентрация урана высокая.

Сопоставляя характер поведения U , U_3 , вариаций радиогенных свинцов в околорудном пространстве Антейского структурного узла, можно установить наиболее вероятную критическую область дефицита урана, которая определяется интервалом 1600-2000 м и соответствует в принципе глубине распространения основного оруденения. Ниже этих отметок в рудоконтролирующих разломах отмечается привнос урана. Однако малопродуктивное оруденение вскрыто еще в нескольких интервалах до глубины 2524 м.



Легкомигрирующие формы урана вне геохимических ореолов привноса по уровню концентрации и характеру распределения крайне неравномерны. Общая тенденция для Антейского структурного узла выражается в понижении содержаний легкоподвижного урана с глубиной. В подрудных зонах рудовмещающих структур содержание U_n составляет в среднем 0,2 г/т, что меньше в 2,5 раза регионального фоновое содержание (0,52 г/т). При этом общее понижение концентрации валового урана к поверхности связано с увеличением содержания U_n (см. рис. 217, 219), т.е. привнос какой-то доли U_n пострудными растворами. В участках максимального проявления кремнекальевого метасоматоза возрастает неравномерность в распределении тория в связи с увеличением его подвижности в этом процессе. Величина Th/U с глубиной уменьшается в среднем от 5 до 2,5, а Th/U_3 остается практически без изменений при коэффициенте вариации более 100%. Эти изменения связаны главным образом с увеличением содержания урана во вмещающих породах по падению рудоносных зон.

Из нерадиоактивных элементов, участвующих в процессе минералообразования, как указывалось выше, практический интерес представляют летучие — F, B, CO_2 , ряд других литофильных — W, Ti, Be и группа халькофильных элементов — Mo, Pb, Ag, Au, Zn, As, Sb, Sn и др. Определенный интерес представляют также лантаноиды ($\Sigma TR'$).

В области "дефицита" урана по скв. 9с график распределения рудных литофильных элементов (Be, W, Sn) характеризуется однородностью и близкларковыми содержаниями. Ниже области "дефицита" урана, т.е. на более глубоких уровнях, частота встречаемости повышенных концентраций (Be — до 0,0008%, W — до 10-30 кларков и Sn — до 0,0008%) увеличивается. Поведение калия по вертикали в породах фундамента резко дифференцированное. Отмечается тенденция увеличения содержаний титана с глубины к кровле фундамента. Данная тенденция в общем характерна и для распределения концентраций бария.

При рассмотрении содержаний халькофильных элементов по вертикали скв. 9с наиболее дифференцированное распределение характерно для молибдена.

Ниже области дефицита урана начинается интервал с наиболее высоким содержанием молибдена — от 6 до 12 кларков с отдельными максимумами до 65 кларков. Содержание Pb, Zn, Cu, Ag до глубины 1650 м колеблется около одного кларка с единичными максимумами до 3 кларков и более, общее повышение концентрации этих элементов отмечается ниже области дефицита урана.

Зонам дефицита калия обычно соответствуют зоны повышенных содержаний натрия. Распределение титана и бария по керну скв. 7с резко дифференцировано.

Концентрация бериллия в исследуемом интервале скв. 7с в основном ниже одного кларка с единичными пиками до 5 кларков. Содержание вольфрама в основном ниже порога чувствительности полуколичественного спектрального анализа. Содержание олова до глубины 2200 м колеблется около 1,6 кларка с отдельными максимумами до 6 кларков в интервале 1250-1450 м. Глубже 2200 м отмечается общее повышение содержания олова с максимальным содержанием до 27 кларков.

Графики распределения халькофильных элементов (Mo, Pb, Zn, Ag) более изменчивы по сравнению с графиками распределения литофильных элементов (Be, W). Отмечается общее "заражение" молибденом фундамента. В интервале 800-1580 м отмечается резкий переход к максимально дифференцированному распределению концентраций

Рис. 219. Характер распределения элементов в гранитоидах Антейского месторождения по скважинам куста II

1 — дайки основного состава; 2 — базальты; 3 — трахиациты; 4 — нижний покров базальтов; 5 — конгломераты; 6 — граниты биотитовые; 7 — граниты биотитовые с многочисленными ксенолитами, гранодиориты; 8 — разломы; 9 — рудные тела; 10 — область дефицита урана; 11 — график современных содержаний урана (U); 12 — график эквивалентных содержаний урана (U_3); 13 — график распределения подвижных форм урана (U_n)

свинца с часто встречающимися пиками высоких содержаний — до 50 к.к. в интервале проявленности уранового рудоформирующего процесса. Подобное распределение характерно и для цинка. Распределение Cu колеблется около 1 кларка с отдельными пиками до 4 к.к.

Таким образом, отмеченное распределение элементов относительно молибден-урановых рудных залежей и их флангов указывает, что привнос и вынос различных элементов связан как с доактивизационными, так и с активизационными рудоподготовительными, многостадийными гидротермальными рудообразующими процессами и пострудными преобразованиями.

Термобарогеохимические особенности Антейского структурного узла

В 1980-1985 гг. в работах Г.Б.Наумова были показаны возможности выявления рудоконтролирующих структур и особенностей локализации различных типов оруденения на примере Южного Забайкалья путем изучения флюидонасыщенности горных пород. Именно поэтому в 1989-1990 гг. авторами проводилось комплексное изучение керна глубинных скважин II куста методами термобарогеохимии с целью выяснения особенностей поведения в околорудном пространстве ураноносной структуры минералообразующих растворов, выявления условий и путей их миграции и соответственно определения характера физико-химического барьера, определяющего отложение рудных компонентов из раствора.

В результате этого были выявлены зоны повышенной флюидопроницаемости, представляющие собой крутопадающие тектонические швы, по которым, вероятно, циркулировали ураноносные гидрокарбонатные растворы. Подобные зоны выявлены в скв. 4с в интервалах 900-1150, 1600-1850 и глубже 2100 м, в скв. 8с — в интервале 1720-1780 м, в скв. 7с — в интервале 1400-1600 и 2280-2550 м. Для всех интервалов характерны повышенные содержания углекислоты и пониженные содержания хлор-иона в растворах. В скв. 9с в интервалах 1050-1230 и 1700-2050 м также характерно высокое содержание CO_2 в вакуольных растворах. Важно при этом отметить, что выявленные геологическими методами рудоносные зоны в первом приближении пространственно совпадают с зонами повышенной флюидонасыщенности, определенными термобарогеохимически.

На втором этапе исследований сеть опробования скважин была сгущена до 50 м. При этом установлено, что практически для всех изученных скважин характерна общая закономерность (рис. 220): до абсолютных отметок -1000-1100 м (глубина от поверхности 1700-1800 м) значения общей флюидонасыщенности практически не превышают значений 50 мг на 100 г образца (за исключением выделенных тектонических швов). Выше этих отметок значения флюидонасыщенности закономерно повышаются до 50-60 и даже 70 мг на 100 г образца. Очевидно, это можно объяснить общей нарушенностью верхней части гранитного фундамента, которая может представлять собой зону разгрузки восходящего гидротермального потока, где флюидное давление растворов должно резко снижаться, что, в свою очередь, должно приводить к дифференциации углекислотного термального раствора. Это четко подтверждается поведением суммарной углекислоты. До отметок -1000 м содержание CO_2 колеблется в узких пределах — 2-3 моля на 1 кг H_2O . Вероятно, именно эти значения могут характеризовать содержание углекислоты в исходном гомогенном растворе. Выше абсолютной отметки -1000 м наблюдается резкая дифференциация значений содержания CO_2 . Это достаточно четко указывает на резкую дифференциацию первично гомогенного углекислородно-солевого раствора на существенно водно-солевую и углекислотную составляющую в пределах верхней части микронарушенного гранитного фундамента за счет более резкого падения здесь давления. Дегазация углекис-

лоты на этом рубеже могла приводить к ее поступлению в верхние участки, подкислению там растворов, которые способствовали развитию общего кислотного выщелачивания (разрушение биотита гранитов и их гидрослюдизация). По экспериментальным данным Роддера (1987) дифференциация растворов, близких по составу изученным нами (2,6 моля CO_2 и примерно 6-10% солей), должна происходить при температуре 200-250°C и давлении 30-35 МПа.

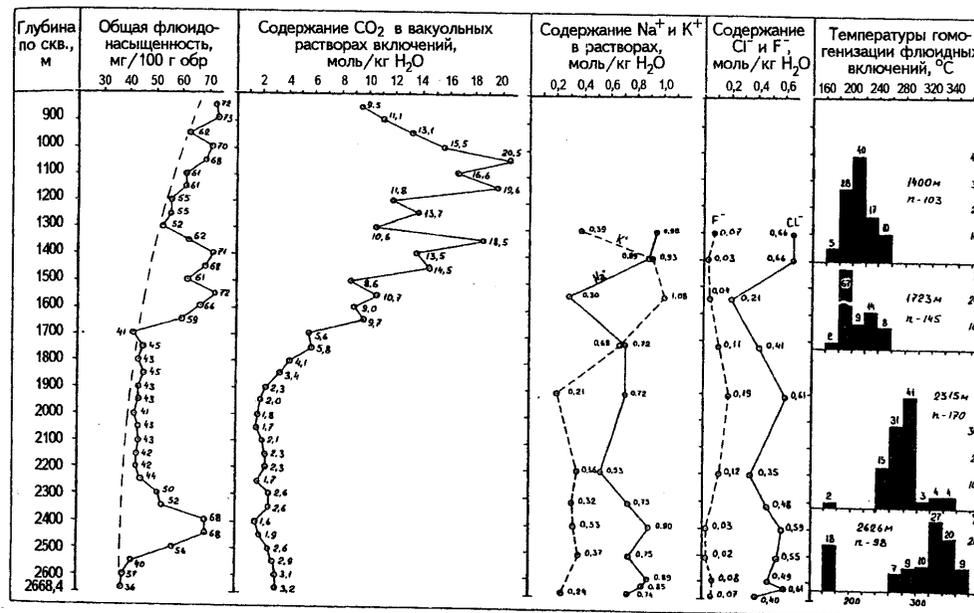


Рис. 220. Характер изменения термобарогеохимических параметров по разрезу глубокой скв. 7с куста II

Определение температур гомогенизации вторичных включений в кварце гранитов показало, что полученные значения в большинстве случаев имеют бимодальное распределение (рис. 221). Первый максимум значений приходится на температуры 180-200°C, а второй — 240-260°C. До глубины 1700 м резко преобладает генерация включений более низкотемпературной области (180-220°C). С глубиной резко увеличивается доля включений, гомогенизирующихся при температурах от 240-280° до 260-340°C. По выполненным авторами расчетам давление в системе должно примерно на 20 МПа превышать гидростатическое, что свидетельствует о ее неполной открытости.

Вероятно, формирование урановой минерализации происходило за счет разрушения карбонатных комплексов в процессе дифференциации углекислородно-солевого раствора и дегазации CO_2 . Повышение кислотности растворов в верхней части гидротермальной колонны должно способствовать восстановлению железа и могло служить кислотным барьером для оруденения.

**ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА
В ГРАНИТОИДАХ В ОКОЛУРУДНОМ ПРОСТРАНСТВЕ
КРАСНОКАМЕНСКОГО И АНТЕЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ УЗЛОВ
ПО ДАННЫМ НЕЙТРОННО-ОСКОЛКОВОЙ РАДИОГРАФИИ**

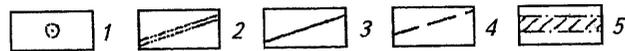
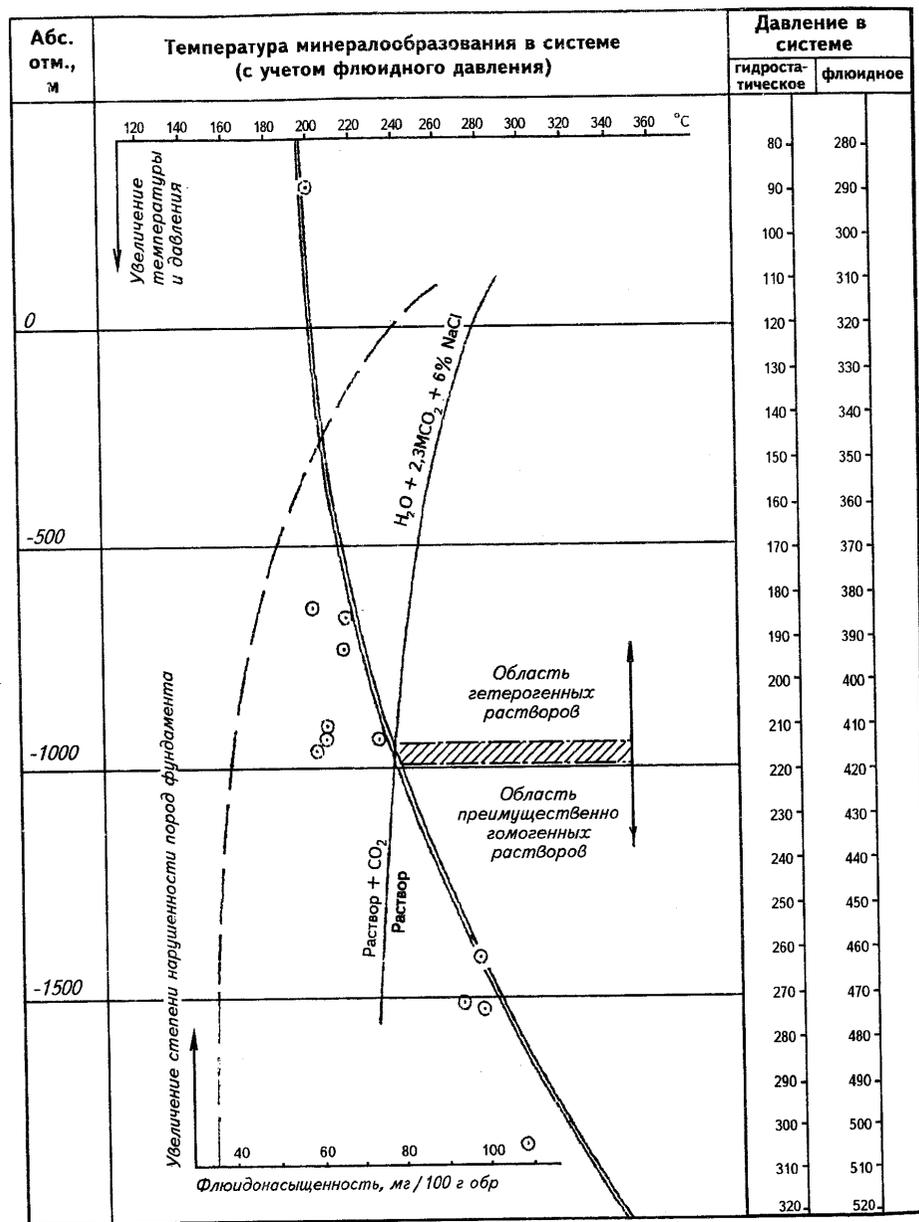


Рис. 221. Обобщенная модель изменения физико-химических параметров минералообразования в вертикальном разрезе Краснокаменского структурного узла

1 — модальные значения температур гомогенизации вторичных включений в кварце гранитов фундамента; 2 — оценка изменения температуры растворов с учетом флюидного давления; 3 — экспериментальная кривая расслоения углекислородно-солевого раствора состава: 2,3 моль CO_2 + 6% NaCl ; 4 — кривая изменения флюидонасыщенности пород фундамента, характеризующая степень их микронеоднородности; 5 — предполагаемая граница области гетерогенизации растворов



Рис. 222. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 15 сут) послыбно гранитизированного амфиболита (скв. 6617, глуб. 549 м)

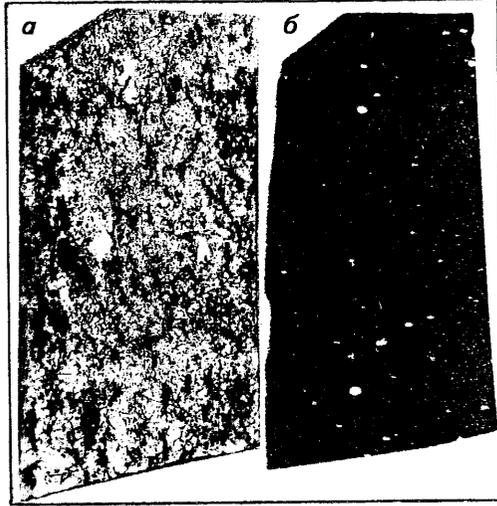
Сохранившиеся ксенолиты метаморфических пород, слабо затронутые преобразованиями (амфиболиты, меланократовые гнейсы), в Краснокаменском блоке так же, как

Изучение керна поисково-разведочных и глубоких скважин показало, что в околорудном и подрудном пространстве Краснокаменского и Антейского структурных узлов присутствуют две группы урановых и урансодержащих минералов и их ассоциаций. К первой группе относятся минералы, образованные в процессе уранового гидротермального рудообразования; описание их приведено выше. Ко второй группе относятся собственно урановые и урансодержащие минералы, связанные с полихронной гранитизацией и пневматогидротермальными процессами. С целью решения генетических вопросов о источниках урана для формирования рудных месторождений изучались особенности пространственного распределения радиоактивных минералов и их генезис, особенности миграции и концентрации урана в породах околорудного и подрудного пространства и в отдельных минералах.

Для решения условий пространственного распределения радиоактивных минералов были выполнены радиографии образцов из измененных и наименее измененных пород в околорудном пространстве в СРП, а также (с целью сопоставления) из других блоков СРП и Южного Приаргуныя. По всему разрезу и по всем комплексам пород, вскрытых скв. 1с, 2с, 10с, 11с Краснокаменского куста и 4с-9с Антейского куста, получены радиографии керна (экспоз. 15 сут) с шагом не более 10 м.

На радиографиях образцов керна глубоких скважин Краснокаменского структурного узла отчетливо устанавливаются определенные закономерности в распределении радиоактивных минералов. Макрорадиографии измененных пород показывают присутствие высокорadioактивных аксессуарных минералов на всех уровнях разреза — циркона, сфена, урансодержащего апатита, ортита, уранинита, ксенотима, монацита, бастнезита, урансодержащего сфена и титаномагнетита, паризита. При этом количество на радиографиях увеличивается сверху вниз по разрезу и в направлении к центральной части основного рудоподводящего канала, особенно в лежащем боку рудных залежей Аргунского месторождения и в его подрудной части, где породы наиболее преобразованы пневматогидротермальными, гидротермальными растворами (рис. 222-226). Увеличение интенсивности отпечатков на радиографиях обусловлено, как показывает нейтронно-осколковая радиография, увеличением концентраций урана в аксессуарных минералах.

и в Северном блоке (см. рис. 222) и в других районах, не содержат высокорadioактивных аксессуарных минералов; микроскопическое изучение этих пород показывает присутствие в них лишь мелких кристаллов апатита, сфена, магнетита, циркона, в том числе и слабо



radioактивного, появление которых связано, вероятно, с процессами гранитизации. Радиографии керн раннепалеозойских крупнозернистых гнейсовидных гранитов, практически неизмененных и слабо микроклинизированных, показывают, что они так же, как и переходные разновидности от амфиболитов к метасоматическим диоритам, гранодиоритам, не содержат отпечатков радиоактивных минералов. На радиографиях сиенитов, сиенит-порфиров присутствуют только единичные крупные отпечатки и расплывчатые в виде вуали вдоль трещин.

Рис. 223. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 15 сут) гранитогнейса (PZ₂) калищатизированного, грейзенизированного, с включениями уранинита (скв. 1с, глуб. 1128 м)



Рис. 224. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 15 сут) кварц-микроклинового метасоматита с включениями радиоактивных минералов вдоль трещин (скв. 1с, глуб. 2327,6 м)

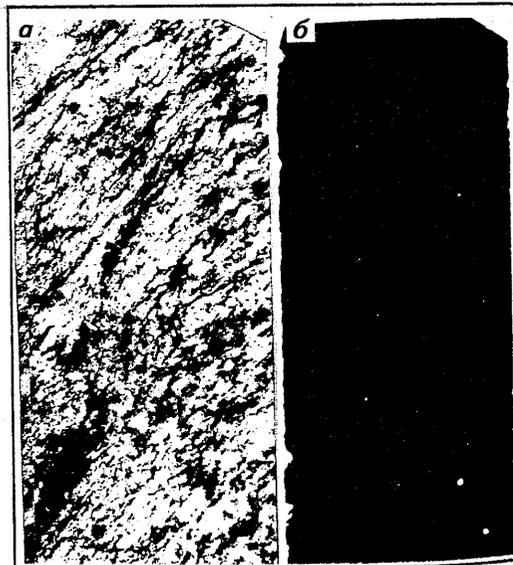


Рис. 225. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 15 сут) мигматита; кварц-микроклин-альбитовый метасоматит по гнейсу, грейзенизированный с уранинитом (скв. 1с, глуб. 2325 м)



Рис. 226. Фотография (а) и радиография (б) образца (экспоз. 15 сут) гранита (PZ₁) гнейсовидного, микроклинизированного, грейзенизированного, с уранинитом (скв. 10с, глуб. 1811 м)

На радиографиях Краснокаменского блока отчетливо устанавливается наличие нескольких типов отпечатков радиоактивных и ураносодержащих минералов: крупные ярко засвеченные, соответствующие вкраплениям уранинита, мелкие точечные, более или менее равномерно распределенные или группирующиеся в виде вытянутых скоплений, и слабые с расплывчатыми ограничениями отпечатки. Кроме этого практически на всех радиографиях имеются расплывчатые, бесформенные отпечатки, концентрирующиеся вдоль трещин, в зальбандах прожилков кварца и шамозита (рис. 227), а также в виде вуали, приуроченной к темноцветной части пород и подчеркивающей гнейсовидную текстуру. Такие радиоактивные отпечатки отмечаются в подрудном и околорудном пространстве на удалении до 600 м от рудных залежей; они обусловлены вероятнее всего отложением урана в околорудном пространстве из ураносодержащих растворов в процессе формирования рудных месторождений!



Рис. 227. Радиография образца (экспоз. 15 сут) гранита (PZ₁) гнейсовидного, с реликтами субстрата, микроклинизированного, с прожилками кварца (скв. 11с, глуб. 1389 м)

В пределах Антейского рудного узла, где распространены исключительно позднепалеозойские метасоматические и анатектические биотитовые грани-

ты, интенсивно проявлены процессы мезозойского кремнещелочного (калийнатриевого) метасоматоза и очень слабо развиты минеральные ассоциации грейзенового этапа, на радиографиях керн из околорудного пространства (в объеме 2x2,7 км) наблюдаются в большом количестве отпечатки радиоактивных минералов, соответствующие многочисленным макроскопически видимым включениям муранинита (его количество увеличивается на глубине вблизи рудоподводящих зон; конечные интервалы скв. 7с и 9с), а также включениям циртолита, лейкоксенизированного сфена, ураносодержащего апатита. Кроме того, так же, как и в Краснокаменском структурном узле, здесь на радиографиях образцов из околорудного пространства в большом количестве видны отпечатки в виде скоплений радиоактивных минералов вдоль микротрещин и вуалей.

Задача выявления особенностей миграции и концентрации урана решалась методом нейтронно-осколочной радиографии — F-радиографии (Г.Н.Флеров, И.Г.Березина, 1979), который позволяет выявить пространственное распределение с одновременным определением общего урана, содержащегося в породе, и его локальных концентраций в отдельных минералах и межзерновом пространстве. Для изучения особенностей распределения урана в породах и минералах, выявления минералов — концентраторов урана, пробы (в виде шлифов) облучались флюенсом нейтронов $n \cdot 10^{-15}$ н/см². Содержание урана в минералах определялось с помощью анализатора изображений Маджискан-2 (фирма "Джойс Лоббл", Великобритания) в автоматизированном режиме. Среди минералов, образовав-

шихся в процессах гранитизации и последующих преобразующих высокотемпературных, выделяются две разновидности групп ранних минералов: акцессорные минералы гранитоидов; совокупность минералов, связанных с пневматогидротермальными процессами.



Рис. 228. Включения U-содержащих циркона и ксенотима в биотите неизмененных гранитов (в цирконе содержится $U = 709,3 \cdot 10^{-4}\%$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7002, глуб. 360 м)



Рис. 229. Включения U-содержащих циркона и ксенотима в биотите неизмененных гранитов (в ксенотиме содержится $U = 345,4 \cdot 10^{-4}\%$, флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см², скв. 7000, глубина 404 м)



Рис. 230. Грейзен кварц-мусковитовый в цементе брекчированного гранита, содержит вкрапленность уранинита (?) (ув. 165^x; флюенс нейтронов $1,8 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 2519 м)



Рис. 231. Включения кристалла уранинита (черный) в зерне монацита урансодержащего ($U = 2099 \cdot 10^{-4}\%$; ув. 165^x; флюенс нейтронов $1,8 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 2519 м)

Акцессорные минералы гранитоидов распространены широко и представлены преимущественно цирконом, ксенотимом, апатитом, редко ортитом, магнетитом, титаномagnetитом и другими минералами. Они группируются обычно вокруг темноцветных минералов (преимущественно биотита) или образуют в них микровключения. Для неизмененных разновидностей гранитов характерна концентрационная (инертная) форма нахождения урана, фиксирующая исходные содержания урана в акцессорных минералах. F-радиографии микроклинизированного и мусковитизированного (грейзенизированного) биотитового гранита из скв. 7002 с глубины 360 м показывают, что свежий вновь образованный при микроклинизации биотит гранита переполнен микровключениями ксенотима и циркона, содержащими до 0,03-0,07% урана (рис. 228). Кроме акцессорных минералов в гранитах наблюдается рассеянная и неравномерная вкрапленность других минералов пневматогидротермального этапа минералообразования. Они представлены как собственно урановыми минералами (уранинит, бреггерит), так и урансодержащими (ксенотим, цир-

кон, монацит, анатаз и паризит; рис. 229). Исследования таких пород на микроанализаторе (ВНИИХТ), уран-свинцовой изотопией (ИГЕМ АН СССР), нейтронно-осколковой радиографией (К.В.Скворцова, К.И.Березина, Е.М.Пахомова) показывают, что в зонах калишпатизации развиты две разновидности уранинита (рис. 230, 231). Бреггерит по сравнению с уранинитом содержит порядка 6% ThO₂, а химические определения свинца, выполненные на микрозонде, свидетельствуют о догрейзеновом возрасте этих минералов.

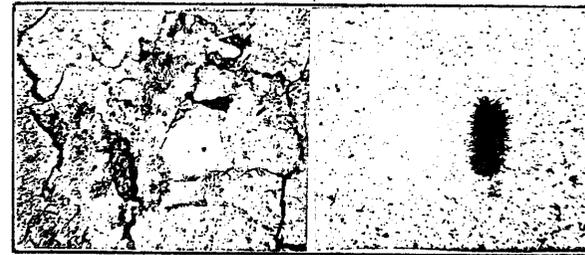


Рис. 232. Включения циркона корродированного урансодержащего в кварц-мусковитовом грейзене ($U = 2550 \cdot 10^{-4}\%$; ув. 100^x; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 1923 м)

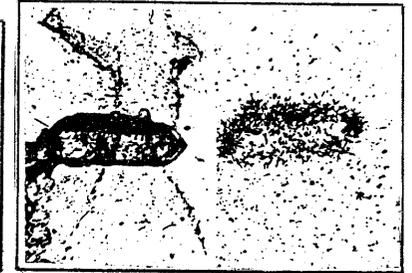


Рис. 233. Циркон с содержанием $U = 1137 \cdot 10^{-4}\%$ в грейзене кварц-мусковитовом (ув. 165^x; флюенс нейтронов $1,8 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 1, глуб. 1885 м)

В пределах Краснокаменского структурного узла в числе урансодержащих минералов пневматогидротермального этапа выявлены циркон, ксенотим и монацит. Они встречаются в зонах грейзенизации в форме реликтовых выделений или корродированных вкрапленников, часто метамиктных, слабо прозрачных (рис. 232). Данные нейтронно-осколковой радиографии показывают, что некоторые кристаллы циркона заметно обогащены ураном в краевых частях (рис. 233), достигая содержания $1137 \cdot 10^{-4}\%$ урана. Ксенотим встречается реже, также в форме частично корродированных реликтовых вкрапленников в грейзене. По данным нейтронно-осколковой радиографии содержание урана в нем достигает $1863 \cdot 10^{-4}\%$. На глубине более 2000 м встречаются более сохранившиеся кристаллы ксенотима. Другая генерация ксенотима представлена более мелкими зернами и их скоплениями, тесно ассоциирующими с агрегатом мусковита, образуя вместе с монацитом прожилковидные выделения в кварц-мусковитовом грейзене 2 (рис. 234).

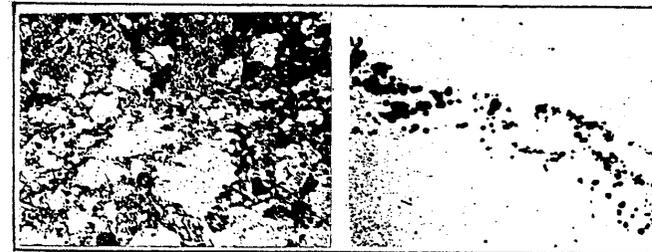


Рис. 234. Грейзен кварц-мусковитовый с секущими зонами вкрапленности монацита урансодержащего ($U = 2099 \cdot 10^{-4}\%$), менее ксенотима, анатаза (ув. 16^x; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 2519 м)

Монацит под воздействием поздних гидротермальных растворов практически полностью разрушен, особенно на верхних гипсометрических уровнях, где наблюдается в виде метамиктных реликтовых зерен. Микрозондовый анализ практически неизмененного монацита (глубина 2526,8 м, скв. 3с) показал наличие в нем повышенных концентраций La, Ce, U, Th. Монацит, представленный мелкими зернами неправильной формы, образует прожилкообразные скопления вместе с ксенотимом и анатазом в грейзене 2 (см. рис. 234); содержание урана в нем достигает $2099 \cdot 10^{-4}\%$. Он также присутствует в

биотите (послегрейзеновом). По данным нейтронно-осколковой радиографии содержание урана в нем составляет $1292 \cdot 10^{-4}\%$ (рис. 235).



Рис. 235. Включения монацита с содержанием $U = 1292 \cdot 10^{-4}\%$ в биотите, замещающем грейзен кварц-мусковитовый (ув. $165\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 1923 м)

С процессами грейзенизации 2 связана коррозия и частично переотложение урана при разрушении ранее образовавшихся урановых и урансодержащих минералов. При этом происходит выделение новообразованных минеральных разновидностей. К числу таких минералов относятся дисперсный анатаз, замещенный урансодержащим гидратом оксида титана — лейкоксеном, паризит (редкоземельный карбонат), фторкарбонат редких земель — синхизит(?).

Анатаз, замещенный лейкоксеном, образует рассеянные включения не только в J_3 грейзене (рис. 236), но и в гранит-порфире (K_1) и по данным нейтронно-осколковой радиографии содержит от $539 \cdot 10^{-4}$ до $1065 \cdot 10^{-4}\%$ урана.

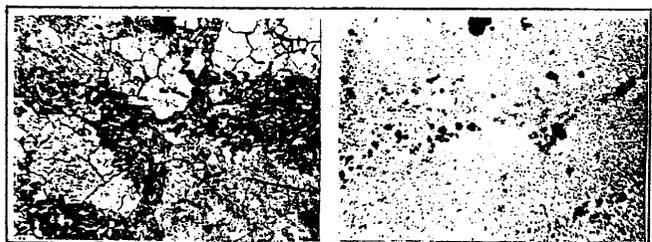


Рис. 236. Грейзен 2 кварц-мусковитовый цементирует брекчию гранита; в грейзене микровключения урансодержащего лейкоксенизированного анатаза (содержание $U = 539 \cdot 10^{-4}\%$; ув. $165\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 1с, глуб. 1603 м)

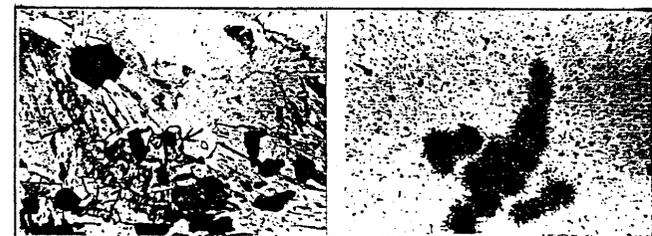


Рис. 237. Выделения паризита (←) с содержанием $U = 2996 \cdot 10^{-4}\%$ в грейзене кварц-мусковитовом; черные кристаллы — магнетит (ув. $165\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 1с, глуб. 1885 м)

Паризит находится в тесном срастании с мусковитом грейзена, иногда с магнетитом и содержит высокие концентрации урана — до $2996 \cdot 10^{-4}\%$ (рис. 237). Синхизит (?) [$CaCe(CO_3)_2$] обнаружен в грейзенизированном граните. В более поздних по времени образования зонах грейзенизации и особенно последующих низкотемпературных преобразований, преобладающих в блоке Аргунского месторождения, фиксируется заметная коррозия ранее образованных высокотемпературных вкрапленных минералов — циркона, ксенотима, монацита — и полное растворение ортита с образованием новых минеральных разновидностей,

представленных уранинитом, редко встречающихся срастаний с флюоритом и монацитом (см. рис. 231), паризитом, содержащим до 0,25% урана (см. рис. 237), а также тонкорассеянным микрокристаллическим анатазом, замещенным лейкоксеном с содержанием урана порядка 0,05-0,15%.

Перечисленные урансодержащие минералы распространены преимущественно на гипсометрических уровнях выше 2000 м. С глубиной заметно изменяется количественное соотношение минералов грейзена и формы их нахождения; увеличивается количество флюорита и размеры выделений мусковита, кварца и турмалина. Заметно позднее широко проявилась ассоциация биотит-магнетитовая с монацитом, а также элементы цериевой группы редких земель, содержащихся в монаците.



Рис. 238. Гнездообразное скопление кристаллов магнетита и анатаза, не содержащих урана с урансодержащим ксенотимом ($U = 494 \cdot 10^{-4}\%$) и кристаллом торита (←) (ув. $100\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 9с, глуб. 2420 м)

В пределах Антейского структурного узла минералы, связанные с пневмогидротермальным процессом, выделялись позднее аксессуарных минералов гранитов и локализованы преимущественно в зонах микрокатаклаза гранитоидов с образованием неравномерной вкрапленности. К их числу относятся ксенотим, циркон, монацит, ортит, иттрио-манган-ортит, паризит, бреггерит, торит, сфен, магнетит, анатаз, лейкоксен и другие. Уранинит встречается редко, содержание урана в нем 10%. Уранинит находится в срастании с монацитом; урансодержащий торит встречен только в скв. 9с на глубине 2420 м (рис. 238) в ассоциации с магнетитом, апатитом и урансодержащим ксенотимом, которые образуют гнездообразные скопления в полевом шпате.



Рис. 239. Ортит карбонатизированный ($U = 34 \cdot 10^{-4}\%$) с включениями урансодержащего ксенотима ($U = 909 \cdot 10^{-4}\%$; ув. $165\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7с, глуб. 2509 м)

Более распространены циркон, ксенотим, монацит и другие урансодержащие минералы редкоземельных и редких элементов. По результатам нейтронно-осколковой радиографии содержание урана в цирконах пневмогидротермального этапа несколько выше, чем в аксессуарных разновидностях, и колеблется в среднем от 0,06 до 0,187%.

Ксенотим по сравнению с цирконом встречается в зонах развития пневмогидротермальной минерализации значительно чаще. В составе ксенотима присутствуют значительные содержания редких земель с преобладанием элементов иттриевой группы. Кроме редких земель в составе ксенотима присутствуют повышенные концентрации урана — 0,4-1,9% UO_2 , на глубинах 2658 м — тория до 0,8% ThO_2 . Методом нейтронно-осколковой радиографии в ксенотиме устанавливаются повышенные содержания урана (до 0,16%) при заметном их увеличении к более глубоким гипсометрическим уровням.



Рис. 240. Ортит урансодержащий ($U = 172 \cdot 10^{-4}\%$) в сростании с магнетитом (черный) и биотитом (ув. $62\times$; флюенс нейтронов $1,8 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 9с, глуб. 1122 м)

Монацит встречается значительно реже ксенотима и циркона. В составе монацита содержатся повышенные концентрации урана порядка $340-1128 \cdot 10^{-4}\%$, содержание урана в монаците с глубиной увеличивается.



Рис. 241. Урансодержащие ортит ($U = 56 \cdot 10^{-4}\%$) в сростании с эпидитом ($U = 228 \cdot 10^{-4}\%$ (←) и кристаллами ксенотима ($U = 491 \cdot 10^{-4}\%$) (ув. $62\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 9с, глуб. 2420 м)



Рис. 242. Микрозернистые выделения урансодержащего лейкоксенизированного анатаза ($U = 213 \cdot 10^{-4}\%$) в мусковите и карбонатизированном плагиоклазе; ув. $100\times$, флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7с, глуб. 2525 м)

Ортит является минералом достаточно широко развитым наряду с другими минералами пневматогидротермального этапа (рис. 239, 240, 241). Все ортиты, выявленные в Антейском структурном узле, полностью замещаются метамиктным агрегатом, представляющим сложную смесь новообразованных минералов. На глубине 2658 м ортит в одном случае замещается агрегатом иттротманганортита с незначительной примесью торита и фтор-карбоната редких земель, в другом случае фиксируется замещение ортита паризитом. Содержание урана в паризите составляет 0,4% UO_2 и тория 1,1% ThO_2 . По данным нейтронно-осколковой радиографии фтор-карбонат редких земель содержит до $1617 \cdot 10^{-4}\%$ урана. Таким образом, наблюдается обогащение измененных ортитов ураном и редкими землями.

Такие минералы, как сфен, титаномагнетит, анатаз изначально не содержали урана, но были обогащены им после замещения реакционно-способным гидратом оксида титана лейкоксеном (рис. 242). В ряде случаев отмечается частичное переотложение лейкоксенизированного сфена в межзерновых пространствах.

Точное время обогащения лейкоксена ураном определить практически невозможно. Вероятнее всего оно было неоднократным, и в лейкоксене накапливался уран посте-

пенно, по мере воздействия последующих процессов. Возможно этим объясняется обширный диапазон концентраций заключающегося в нем урана — от $14 \cdot 10^{-4}\%$ до $6903 \cdot 10^{-4}\%$. По данным локально-лазерного анализа в лейкоксенизированном сфене отмечаются повышенные концентрации редкоземельных элементов и других элементов-примесей: La, Ce, Nd, V — n%; Ti — 0, n%; Sc — 0,0 n%; Sr, Ba — 0,00 n%.

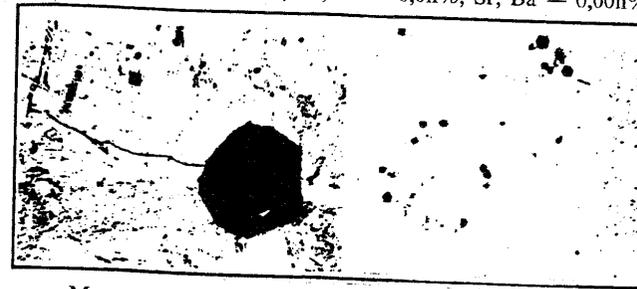


Рис. 243. Магнетит в сростании с урансодержащими зернами ксенотима ($U = 909 \cdot 10^{-4}\%$); каемка лейкоксена, содержащего уран ($U = 10 \cdot 10^{-4}\%$) вокруг кристалла магнетита (флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7с, глуб. 2509 м)

Магнетит и титаномагнетит встречаются очень часто (рис. 243, 244). Нейтронно-осколковая радиография совместных выделений магнетита и ксенотима указывает на отсутствие урана в магнетите, и наоборот, наличие его в ксенотиме.



Рис. 244. Магнетит с каемками урансодержащего лейкоксена ($U = 6903 \cdot 10^{-4}\%$) и микровключениями лейкоксенизированного урансодержащего анатаза в реликте флогопита, частично замещенного кварцем (ув. $44\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7с, глуб. 2658 м)

Кроме магнетита часто наблюдаются зерна титаномагнетита, содержащего пластинчатые выделения оксида титана (ильменита), который еще на завершающих стадиях пневматогидротермального процесса замещался урансодержащим лейкоксеном. По данным лазерного анализа концентрация титана в титаномагнетите не превышает 3%, а по результатам нейтронно-осколковой радиографии содержание урана в урансодержащем лейкоксене по титаномагнетиту составляет 0,01-0,01% (рис. 245).



Рис. 245. Титаномагнетит, содержащий уран по лейкоксенизированной решетке титаната ($U = 11 \cdot 10^{-4}\%$); округлые выделения — урансодержащий ксенотим ($U = 913 \cdot 10^{-4}\%$) (ув. $100\times$; флюенс нейтронов $3 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 7с, глуб. 2509 м)

Апатит характеризуется низкими содержаниями урана, что, возможно, обусловлено гексагональной структурой его, неблагоприятной для вхождения в нее урана. Существенным является факт относительного повышения содержания урана в минералах, связанных с процессом грейзенизации по сравнению с ранее образованными

лейкоксеном, ортитом и другими урансодержащими минералами. В связи с процессом кварц-серицит-гидрослюдистой (с альбитом 2) минерализации наблюдается перетолжение урансодержащего лейкоксена по межзерновым пространствам гранита. В локально развитых зонах альбитизации 2 фиксируются гнездообразные скопления и мелкие прожилковидные выделения карбоната с пиритом и дисперсно рассеянным в них урановым минералом с общим содержанием урана 0,086%. Пострудными проявлениями криптокварц-диккит-каолиновой минерализации с дисперсными включениями уранового минерала цементируется и корродируется брекчия гранита, а также альбита 2 с суммарным содержанием урана порядка 0,0176-0,0228%.

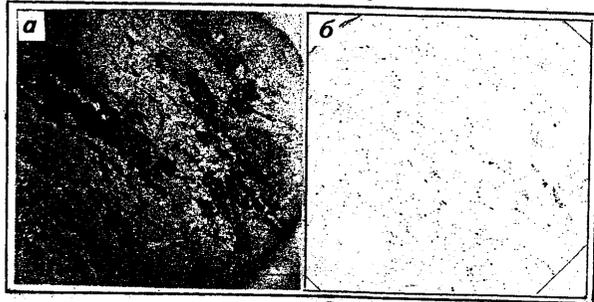


Рис. 246. Фотография (а) и f-радиография (б) слабо измененного метасоматита по метаморфической породе; уран концентрируется в микровключениях (флюенс нейтронов $2,05 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2 с, глуб. 1917 м)



Рис. 247. Фотография (а) и f-радиография (б) образца кварц-микроклин-альбитового метасоматита, по граниту брекчирован и изменен; уран распределен вдоль микропрожилок анкерит-гидрослюдистого состава (флюенс нейтронов $3,63 \cdot 10^{-15}$; скв. 2с, глуб. 2534 м)



Рис. 248. Фотография (а) и f-радиография (б) образца катаклазированного, милонитизированного кварц-полеовишат-слюдистого метасоматита неравномерно микроклинизированного; уран насыщает цементирующую массу (флюенс нейтронов $2,55 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 2421 м)

Таким образом, приведенные результаты исследований свидетельствуют о том, что в пределах Аргунского и Антейского структурных узлов устанавливается достаточно большое разнообразие урановых и урансодержащих минералов в виде неравномерно рассеянной вкрапленности, связанных с процессом полихронной гранитизации [64ф, 36] и

последующих пневмато-гидротермальных и гидротермальных преобразований. При этом изучение радиографий и F-радиографий образцов керна скважин показывает, что в околорудном пространстве СВТС и в других блоках Южного Приаргуны метаморфические породы и гранитоиды, сформировавшиеся в результате кремнекальцевого метасоматоза, почти не содержат высокорadioактивных минералов. Их количество и размеры заметно увеличиваются в зонах проявления пневматогидротермальных процессов, особенно в зонах воздействия кремнекальцевого раствора (альбитизация). Характерно, что по мере увеличения измененности пород фундамента и вулканогенных пород чехла возрастает степень неравномерности распределения урана и происходит переход от локально-концентрированной формы его нахождения (в акцессорных минералах) в рассеянную межзерновое пространство, в каймах вокруг лейкоксенизированных зерен сфена, титаноматематита, в ореолах гематита и т.д. Уран содержится не только в породах фундамента, но и в вулканитах; кроме этого возрастают и общие концентрации урана в породах, интенсивно преобразованных пневматогидротермальными и гидротермальными процессами. Как показала осколковая радиография, уран донасыщает акцессорные минералы (см. рис. 233, 240.) и концентрируется в межзерновом пространстве; наиболее существенно насыщается ураном цемент тектонических брекчий, образовавшихся в удалении от рудовмещающей зоны, что указывает на фильтрацию рудоносных растворов в околорудном пространстве (рис. 246-249).

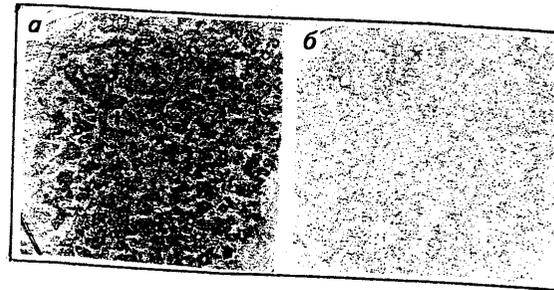


Рис. 249. Фотография (а) и f-радиография (б) образца сферолитового сфенит-порфира из дайки в Краснокаменском структурном узле; уран равномерно распределен в межзерновом пространстве (флюенс нейтронов $3,1 \cdot 10^{-15}$ н/см²; скв. 2с, глуб. 2405 м)

В процессе перегруппировки определенная доля урана, изначально содержащаяся во вмещающих породах [66ф], могла участвовать в образовании продуктивных минеральных ассоциаций. Приведенные радиогеохимические исследования [55ф] позволили сделать заключение о преобладающей роли в отложении подавляющего большинства радиоактивных и урансодержащих минералов постгранитизационных (главным образом позднемезозойских) пневматогидротермальных и гидротермальных процессов. Установлено, что процессы кремнещелочного метасоматоза, грейзенизации вызвали наиболее значительное преобразование полихронных метасоматических гранитоидов только в пределах долгоживущей Аргунской зоны, контролирующей размещение урановых месторождений. Пневматогидротермальные и гидротермальные процессы обусловили заметное обогащение ураном ранее образованных урансодержащих минералов и отложение многочисленных новых урансодержащих минералов, количество которых увеличивается с глубиной по мере приближения к рудоконтролирующей зоне. Установлено также максимальное насыщение радиоактивными минералами околорудного пространства в течение рудоформирующих процессов. Эти данные указывают, что в подрудном горизонте не наблюдается выноса урана при формировании месторождений, напротив, происходит обогащение подрудных уровней ураном из рудообразующих растворов. Перегруппировка урана и образование зон его выноса происходит в пострудную стадию процесса, в результате чего формируются обширные ореолы радиоактивности на флангах месторождения.

Приведенные фактические данные позволяют предполагать, что наблюдаемая радиогеохимическая специализация пород фундамента СВТС не связана с ранними этапами метасоматического гранитообразования, а обусловлена телескопированием в пределах долгоживущих глубинных тектонических нарушений многократных преобразований, со-

провождавшихся отложением акцессорных урансодержащих минералов, высвобождением и переотложением урана. Основную роль в проявлении высокорadioактивной минерализации в околорудном пространстве играют собственно ураноносные растворы, способствующие донасыщению ураном ранее образовавшихся акцессорных минералов-концентраторов урана и отложению его в виде уранинита и в иных формах вдоль трещин, зон, прожилков и в темноцветных минералах.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА В РУДОНОСНЫХ ЗОНАХ КРАСНОКАМЕНСКОГО И АНТЕЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ УЗЛОВ

Данные о характере рудосопровождающих изменений, составе газожидких включений в минералах рудной стадии, результаты моделирования процессов растворения и осаждения урана в гидротермальных средах свидетельствуют о том, что растворы, сформировавшие месторождения молибден-уранового и ряда других типов, представляли собой средне- и низкотемпературные умеренно-щелочные и сильнокарбонатные (или сульфидно-карбонатные) гидротермы. Характерной чертой последних является также наличие в их составе повышенных концентраций легких углеводородов и окиси углерода [36, 68ф]. Эти данные показывают, что углерод и кислород являются главнейшими химическими элементами гидротермальных систем, ответственных за формирование промышленных гидротермальных урановых месторождений. Выяснение генетической природы отмеченных элементов, базирующихся на использовании высокоточных изотопных методов анализа, может дать важную дополнительную информацию относительно возможной природы рудоносных гидротермальных растворов. С этой целью были изучены вариации легких стабильных изотопов ^{13}C , ^{18}O в продуктах рудосопровождающего низкотемпературного метасоматоза и продуктивных минеральных ассоциаций в вертикальных разрезах Краснокаменского и Антейского структурных узлов. Учитывая важную роль углекислоты в урановом рудогенезисе [70ф,41], авторами был изучен также характер распределения концентраций CO_2 во вмещающих породах рудного и околорудного пространства.

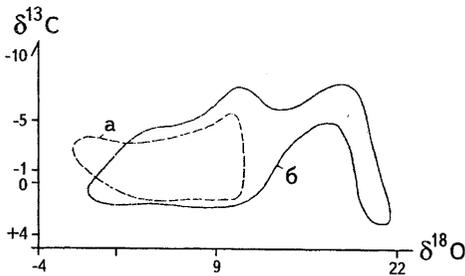


Рис. 250. Соотношение изотопов углерода и кислорода карбонатов в Антейском (а) Аргунском (б) структурных узлах

Для решения этих задач было отобрано более 70 проб карбонатов с различных глубин рудовмещающих и рудоконтролирующих структур месторождений Аргунское и Антей (рис. 250), характеризующие различные стадии гидротермального этапа минералообразования — дорудную, рудную и пострудную. Следует отметить, что в связи с телескопированным развитием в единых структурах разновременных продуктов гидротермального минералообразования возникли затруднения в отборе необходимого количества карбонатов конкретных стадий. Поэтому большая часть отобранных карбонатов представляет пострудную стадию и в меньшей мере — собственно рудную. С целью установления конкретных минеральных форм и их геохимических особенностей все отобранные карбонаты были диагностированы термическим анализом, а также проанализированы полным спектральным анализом (табл. 27, 28). Для выяснения закономерностей распределения углекислоты в вертикальном разрезе рудовмещающих структур были отобраны геохимиче-

ские пробы из керна скважин с последующим определением в истертых пробах концентраций CO_2 .

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Аргунского рудоносного блока Таблица 27

Номер образца	Место отбора	Состав и характеристика содержания карбонатов (в %)	Отклонение содержаний изотопов от стандартного	
			$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
41	Гор.332	Железистый доломит (90)	+1,4	+9,0
42	"	Кальцит (95,5)	-7,60	+18,00
28	"	Доломит (71,7)	-0,40	+7,50
25	"	Анкерит (62,3)	-0,60	+8,60
45	"	Железистый доломит (84,3)	+1,75	+4,40
24	"	Кальцит (93,6)	-2,25	+11,7
23	"	Кальцит (46), доломит (50)	-4,50	+14,1
67	"	Кальцит (86)	+0,60	+3,50
20	Гор.272	Кальцит (94,2)	+0,40	+9,30
26	"	Анкерит (94,2)	+1,90	+6,20
27	"	Кальцит	-2,20	+12,30
89	"	Анкерит (94,5)	-6,80	+16,6
50	"	Анкерит (88,4)	-0,85	+10,50
35	"	Доломит (94,4)	-3,0	+10,30
29	Гор.150	Кальцит (90)	-6,15	+10,90
5	"	Кальцит (91,7), -3,30	+10,60	
60	"	Анкерит (41,8), кварц (40)	-0,90	+10,50
2	"	Кальцит (75)	-0,50	+1,50
1	"	Кальцит (81)	-2,15	+10,60
16	Скважины под-земного бурения	Кальцит (94,8)	-3,50	+6,70
17	"	Кальцит (90)		+8,70
32	"	Кальцит (96,7)	-3,15	+11,50
52	С-7412	Доломит (91)	-1,50	+10,0
50	"	Анкерит	-0,85	+10,50
51	С-7440	Кальцит (100)	+0,30	+5,50
53	"	Анкерит	+1,30	+10,50
49	С-5149	Кальцит (92)	+0,10	+8,70
74	1с-1560 м	Кальцит (96,7)	-1,0	+4,0
72	1с-2300 м	Кальцит (82,7)	-0,30	+2,15

Лабораторные определения изотопов легких элементов сопровождались 20%-ным контролем получаемых аналитических данных.

Проведенное изучение отобранных мономинеральных проб карбонатов в пределах двух рассматриваемых структурных узлов свидетельствует о наличии широкого диапазона вариаций изотопного состава углерода и кислорода. Вариации изотопного состава для $\delta^{13}\text{C}$ колеблются в пределах от -13 до +3%, а для $\delta^{18}\text{O}$ — от -3 до +21% с преобладающими значениями по углероду -1%, а по кислороду +8%. Полученные данные позволяют выделить по диапазону вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ три генетические группы карбонатов, соответствующие различным минералогическим ассоциациям: осадочно-метаморфическим, гидротермальным рудным, гидротермальным пострудным.

Построенные в двух координатах диаграммы соотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о существенной роли в рассматриваемых палеогидротермальных системах поверхностных вод. Из этих же диаграмм следует, что анкериты характеризуются достаточно

Таблица 28
Изотопный состав углерода и кислорода
карбонатов Антейского рудоносного блока

Номер образца	Место отбора	Характеристика карбонатов; содержание в (%)	Отклонение содержания изотопов от стандартного	
			$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
262-7-2	Гор.336	Кальцит (70)	+1,50	+9,80
6-A-712	Гор.362	Кальцит (85)	+0,82	+6,52
1-506	Гор.422	Анкерит (70), кальцит (30)	-3,46	+8,39
4-A-615	"	Доломит (85)	-0,20	+4,0
92	"	Кальцит (80)	+1,85	+1,80
106-8	7с-900 м	Доломит (52), кальцит (26)	+0,10	+3,80
157-7	9с-1000 м	Анкерит (84)	+0,25	+4,90
105-3	7с-1053 м	Кальцит (98)	-0,75	-1,40
168-7	9с-1180 м	Кальцит (75), доломит (14)	-0,75	+2,50
176-7	9с-1280 м	Анкерит (84)	+0,30	+2,30
80-7	7с-1500 м	Анкерит (84,3)	-1,10	+3,00
61-7	7с-1780 м	Анкерит (76)	-0,70	+6,40
48-7	7с-1930 м	Кальцит (95,5)	-0,40	+4,0
152-7	8с-1300 м	Кальцит (98,1)	-1,35	+1,30
133-7	8с-1540 м	Кальцит (90)	-0,95	+1,90
122-7	8с-1690 м	Кальцит (42), доломит (19)	-0,70	+2,50
23-7	7с-2390 м	Кальцит (85)	-0,65	+1,30
21-7	7с-2450 м	Кальцит (33)	-0,25	+2,30
252	7с-2521 м	Кальцит (85)	-0,30	+2,15
91	7с	Кальцит (76)	+1,65	+0,40
69-7	9с-2378 м	Кальцит (89)	-0,95	+2,10
191-7	9с-1660 м	Анкерит (92)	+0,10	+12,10
2272	9с-2272 м	Анкерит (71), кальцит (13,5)	-0,60	+6,90
115-7	8с-1800 м	Кальцит (45,6), доломит (43)	-2,15	+0,40
68	с-156	Кальцит (96)	-1,20	+0,40
50	с-7412	Анкерит (90)	-0,85	+10,50
724	с-724-1650 м	Кальцит (86)	-1,30	+0,90

отчетливо выраженной тенденцией обогащения тяжелыми изотопами ^{13}C , ^{18}O по сравнению с кальцитами, что отражает неодинаковые температуры минералообразования в различные стадии общего гидротермального процесса. В группе "легких" карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ — 1,0%, $\delta^{18}\text{O}$ — до 1-4%) резко преобладают по составу карбонатные минералы, отвечающие чистому кальциту.

Результаты проведенного изучения изотопного состава углерода в карбонатных минералах различного состава показывают, что в их формировании не участвовал углерод биогенного происхождения. Сохранность более высокотемпературных генераций карбонатов (250-400°C) характерна главным образом для рудоносного блока Краснокаменского структурного узла, что свидетельствует об участии в гидротермальном процессе некоторого количества углерода глубинной (возможно, мантийной) природы. Эти выводы согласуются с результатами изучения вторичных газожидких включений, в составе которых установлены повышенные содержания легких углеродов (метана, этана) и окиси углерода. Проведенные расчеты показывают, что преобладающим источником углекислоты растворов являются карбонаты метаморфогенно-осадочного происхождения. Снижение диапазона вариации $\delta^{13}\text{C}$ с глубиной является надежным показателем высокой гомогенности источника вещества или соответствует локальному источнику.

Полученные оценки величины $\delta^{18}\text{O}$ (от +4,6 до +13,6) свидетельствуют о преобладании метеорных вод в составе гидротермальных растворов (табл. 29).

Эти особенности наиболее характерны для флангов рудоносных зон Антейского структурного узла.

При сопоставлении диапазона вариаций изотопов углерода, кислорода, а также характера поведения углекислоты по падению рудовмещающих и рудоконтролирующих структур Краснокаменского и Антейского структурных узлов устанавливаются некоторые черты сходства и различия в характере распределения $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и концентрации суммарной углекислоты во вмещающих породах. Устанавливается снижение вариативности изотопного состава легких элементов и концентрации углекислоты с глубиной примерно в три раза. При этом для Аргунского месторождения это снижение характерно преимущественно для лежащего бока рудоносной зоны. Наиболее монотонные вариации изотопов углерода и кислорода наблюдаются в центральной части разрезов, начиная с глубины более 1 км. На глубинах около 2 км изотопные характеристики стабилизируются и карбонатные минералы приобретают близ-

Таблица 29
Расчетный изотопный состав кислорода вод в равновесных условиях с карбонатом (фланги Антейского месторождения)

$\delta^{18}\text{O}$ минерала, %	Отклонение изотопного состава содержания кислорода (^{18}O) от стандартного, %			
	в водах, равновесных с кальцитом		в водах, равновесных с доломитом (анкеритом)	
	при 150°C	при 300°C	при 150°C	при 300°C
-2	-14,6	-7,6	-17,3	-9,0
-1	-13,6	-6,6	-16,3	-8,0
-2	-10,6	-3,6	-13,3	-8,0
+4	-8,6	-1,6	-11,3	-5,0
+6	-4,6	0,2	-9,3	-3,0
+9	-3,6	8,4	-7,3	+1,0

кие значения изотопного состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} = -0,90 \pm 0,25\%$; $\delta^{18}\text{O} = +1,3 \pm 2,30\%$). Снижение вариативности изотопного состава легких элементов с глубиной, возможно, обусловлено как последовательным наложением различных стадий минералообразования, так и наличием значительного температурного градиента растворов (рис. 251, 252).

Как показывают исследования вторичных газожидких включений в кварцах гранитоидов, температура минералообразующих растворов с глубиной (более 2 км) возрастает до 300°C и выше. Устанавливается зависимость между ростом темпе-

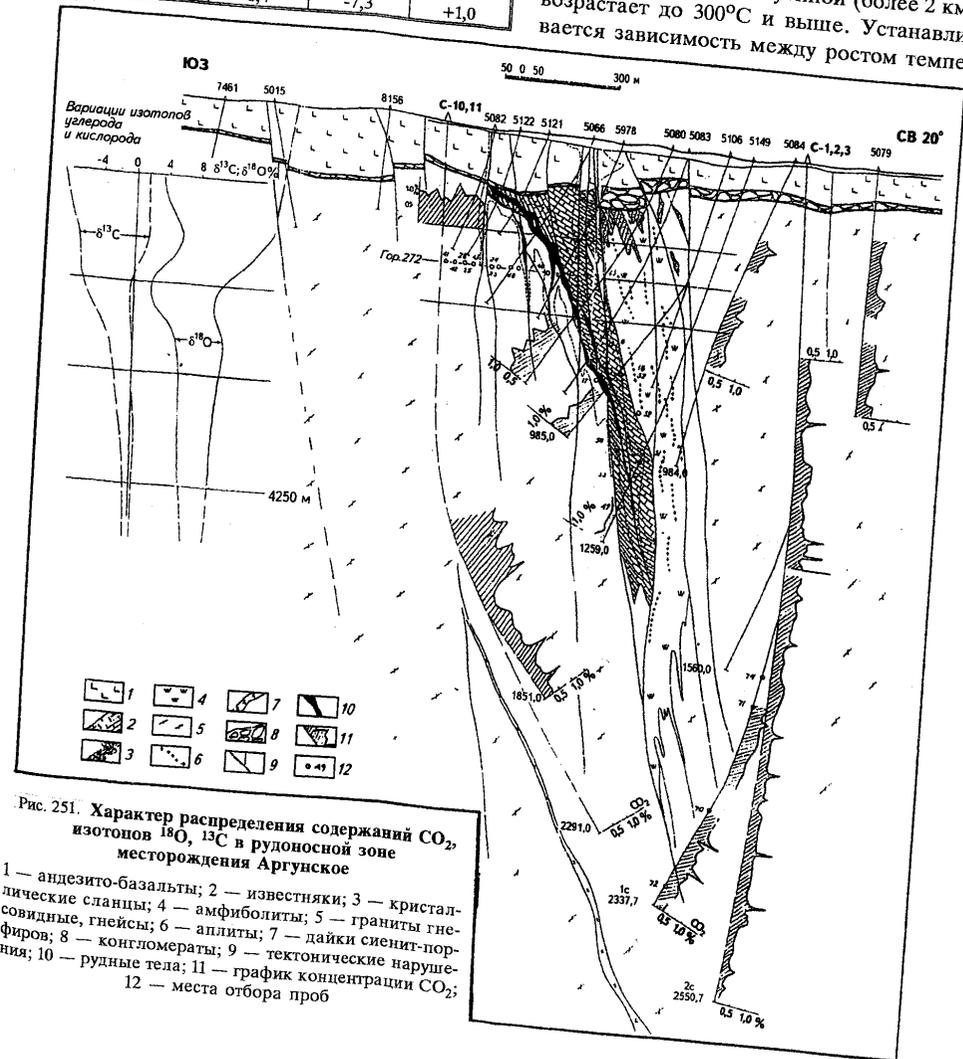


Рис. 251. Характер распределения содержания CO_2 изотопов ^{18}O , ^{13}C в рудоносной зоне месторождения Аргунское

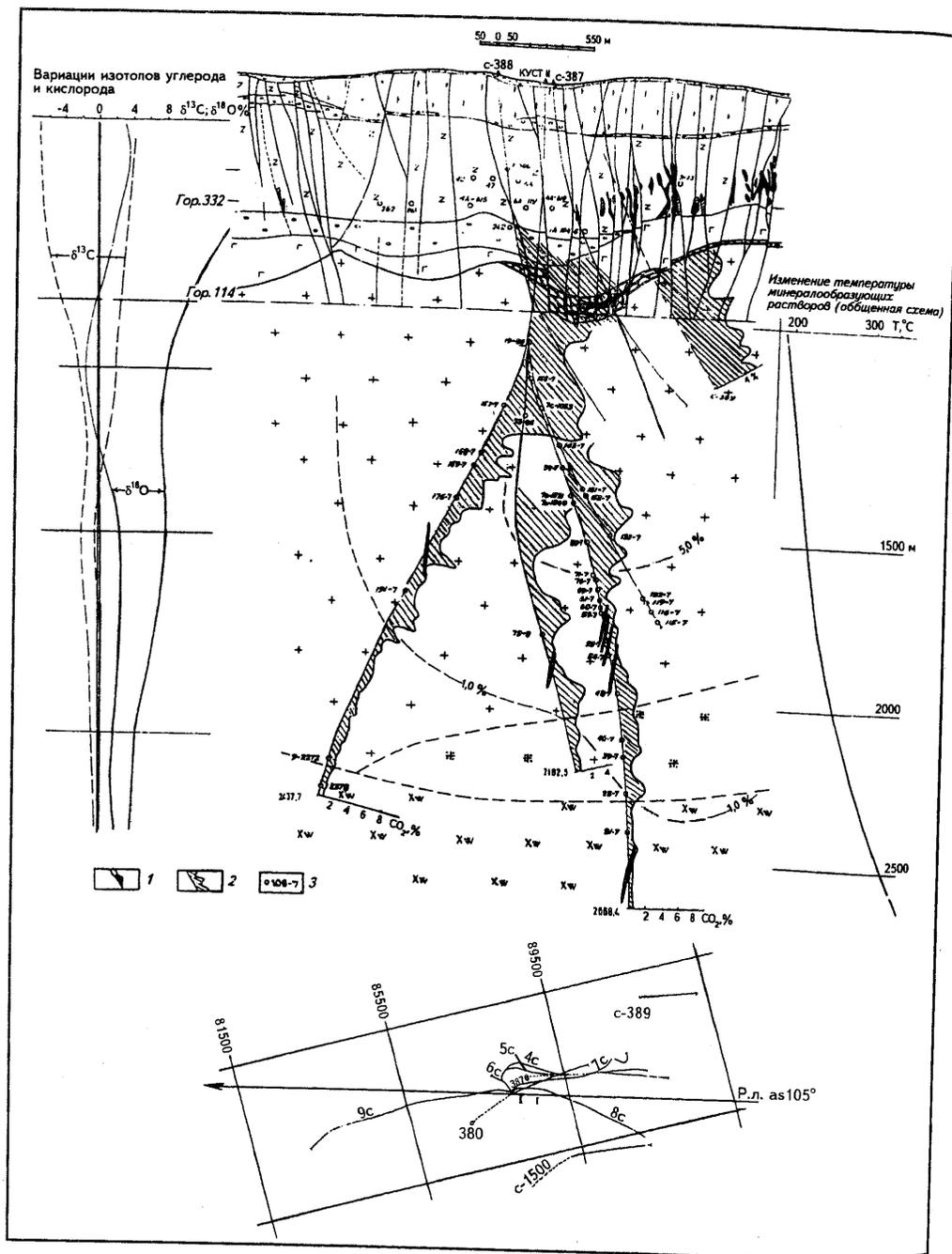


Рис. 252. Характер распределения изотопов кислорода и углерода в карбонатах и концентраций углекислоты в вертикальном разрезе Антейского структурного узла
 1 — рудные тела; 2 — графики концентрации углекислоты в вес.%; 3 — места отбора карбонатов (остальные условные обозначения см. на рис. 12)

ратуры растворов и вариативности $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$. Эта зависимость может быть обусловлена снижением фракционирования изотопов легких элементов на фоне увеличения температуры минералообразующих флюидов. При этом глубинный уровень порядка 1000 м является своеобразным барьером резкого изменения физико-химических параметров восходящих гидротермальных растворов.

Можно предположить, что снижение вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ выше указанной отметки и до уровня современного эрозионного среза обусловлено изменением pH, давления, газонасыщенности и Eh среды или резким газовыделением ("вскипанием") растворов. Эти предположения согласуются с характером распределения по вертикали концентраций углекислоты (см. рис. 251, 252), а также слабой (но значимой) корреляционной зависимостью от концентраций в карбонатах Mn, Al, Sr, Si, в меньшей мере — от Fe и Mg.

Как видно из рис. 251, 252, в распределении содержаний CO_2 также проявляется четкая вертикальная зональность, выражающаяся в обогащении углекислотой верхних частей рудовмещающих структур и околорудного пространства. При этом области с наибольшей концентрацией углекислоты совпадают в пространстве с областью преимущественного развития низких концентраций урана, что подтверждает высказанное [55ф] положение о выносе части урана в пострудную карбонат-флюоритовую стадию.

Установленные вариации изотопов углерода и кислорода в пределах Краснокаменского и Антейского структурных узлов позволяют наметить общую эволюцию по времени гидротермальных растворов, уточнить механизм участия и природу углекислоты в процессах рудообразования.

Приведенные данные изотопных исследований свидетельствуют о том, что в палеогидротермальных системах Стрельцовского вулканического сооружения наряду с восходящими первично восстановленными флюидами важную роль играли вадозные воды, в процессе смешения которых формировались гидротермальные рудоносные растворы. Эти процессы протекали с возрастающей интенсивностью по мере удаления от основных флюидопроводящих крутопадающих структур фундамента, что отражается в характере вариаций изотопов углерода и кислорода и может быть использовано при оценке глубины эрозионного среза локальных рудоносных блоков. Механизм рудообразования и пострудных изменений обусловлен длительной интенсивной циркуляцией и фильтрацией гидротермальных растворов "смешанной" природы, способствующих формированию и многократному перестолжению карбонатов, в том числе и рудных концентраций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При интерпретации комплексных данных по физическим свойствам пород и геофизическим исследованиям скважин (ГИС) задача сводилась к расчленению разреза на блоки пород, характеризующихся единообразием физических свойств и отражающие их физические поля.

Куст глубоких скважин 1 и 1А. Расчленение разреза по кусту скважин 1 и 1А проводилось, в первую очередь, по кажущимся сопротивлениям (ГИС-КС), остальные параметры использовались для уточнения геологических тел.

Разрез нижнего структурного этажа по скв. 1с и 2с по петрофизическим данным делится на 4 интервала. При этом первый интервал по петрофизическим характеристикам делится на 4 подынтервала.

I блок (от кровли фундамента до абс.отм. -550 м, скв. 1с, 2с) характеризуется интенсивным преобразованием пород, что определило понижение плотности и магнитных свойств, повышенную пористость и кавернозность. Дифференцированность графика электрического сопротивления обусловлена зонами милонитизации (максимумы) и гидротермальной проработки (минимумы). Тектонические зоны выделяются по коррелирующим минимумам электрического сопротивления и максимумам кавернозности.

II блок (абс.отм. от -550 м до -1080 м, скв. 1с и 2с) представлен монолитными гранитизированными породами, участками окварцованными, что определяет характер физических параметров: высокое электрическое сопротивление, низкую кавернозность и пористость, высокий градиент температур.

III-IV блоки (абс.отм.от -1080 м, скв. 1с,2с и отм. -530 м, скв. 10с, 11с) в целом представлены крупнозернистыми порфировидными гнейсовидными биотитовыми гранитами, с ксенолитами меланократовых диоритоподобных гранитизированных пород (скв. 1с — 1760-2005 м, скв. 2с — 1930-2330 м) в разной степени микроклинизированных. Граниты, начиная с абс. отм. -1500 — -1600 м, относимые к блоку IV, находятся в зоне тектонических нарушений, о чем свидетельствуют петрофизические параметры.

Объемное распределение петрофизических параметров Краснокаменского узла, которые можно рассматривать как его петрофизическую модель, приведено на рис. 253.

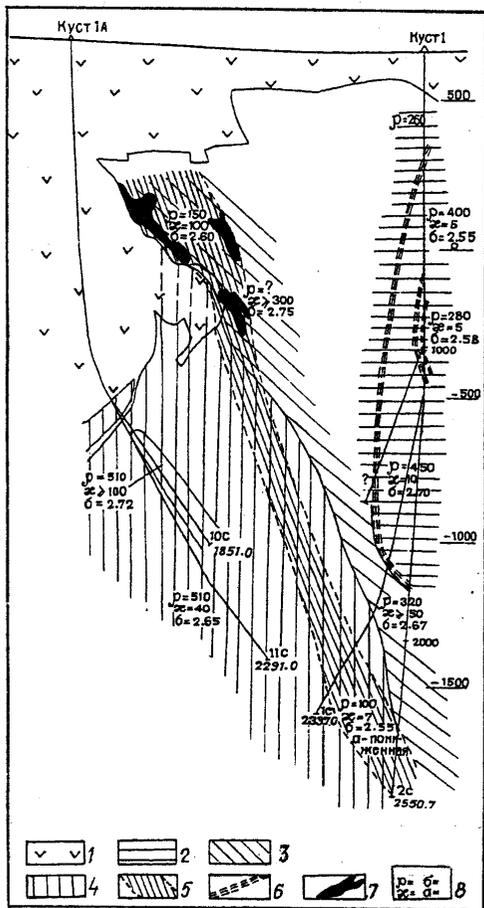


Рис. 253. Петрофизическая модель Краснокаменского узла (Составил Ю.А.Филипченко, 1991)

1 — осадочно-вулканогенные образования; 2 — гранитизированные и интенсивно грейзенизированные гнейсы, сланцы; 3 — порфировидные биотитовые граниты с меланократовыми диоритоподобными гранитизированными образованиями; 4 — гнейсоватые граниты; 5 — тектонически ослабленная (проницаемая) зона по петрофизическим данным; 6 — отдельные четко выраженные швы (по петрофизическим параметрам); 7 — рудные залежи; 8 — петрофизические параметры; χ — магнитная восприимчивость, $\cdot 10^{-6}$ ед.СГС; ρ — плотность, г/см³, α — удельное электрическое сопротивление, Ом * м, α — относительная теплопроводность

Куст II глубоких скважин. Интерпретация материалов выполнена по всем скважинам куста (скв. 4с, 5с, 7с, 8с, 9с). Скважины изучены геофизическим и петрофизическими методами.

Расчленение разреза по кусту скважин II проводилось по намагничению, остальные параметры использовались для уточнения границ.

Разрез пород нижнего структурного этажа по скважинам куста II по комплексу признаков подразделяется на три интервала.

I блок (условно соответствует I интервалу по петрографическим параметрам; от кровли фундамента до абс. отм. около

-650 м) сложен максимально гранитизированными, катаклазированными породами с равномерно проявленной гидрослюдизацией и локальными тектоническими нарушениями. В целом для данного блока характерны слабо дифференцированные значения модуля Юнга (0,5-0,6 МПа) и коэффициента Пуассона (0,2-0,3), что свидетельствует о низкой крупности и повышенной пластичности пород. В пределах зон тектонической и гидротермальной проработки резко понижается коэффициент Пуассона (0,10-0,18) и незначительно модуль Юнга (0,42-0,44 МПа). Показатель объемной трещиноватости колеблется от 20 до 40%, причем наиболее катаклазированы породы до глубины 1150 м.

II блок (примерно соответствует II интервалу по петрографическим данным, абс.отм. от -650 м и ориентировочно до -1100 м) сложен более меланократовыми (темноцветных 15-20%) гранитизированными породами с маломощными ксенолитами метаморфического субстрата. Данный блок характеризуется ровными значениями модуля Юнга (6,0-6,2 кг/см²) и коэффициента Пуассона (2,7-3,2) и относительно повышенными значениями показателя объемной трещиноватости (45-50%).

III блок (увязывается абс.отм. -1100 м) представлен крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, среди которых отмечаются слабо гранитизированные диоритоподобные породы — гранодиориты и плагиограниты с зонами розово-красных метасоматических проявлений кварц-микроклинового состава. Причем гетерогенность пород фундамента усиливается с глубиной.

Образования, вскрытые скв. 7с, а также в значительной степени скв. 4с и 5с, характеризуются понижением в I, II блоках в пределах рудоконтролирующих структур общего уровня электрического сопротивления

в 2-5 раз, возрастанием интенсивности самопроизвольной поляризации (ρ — от 10 до 100 мВ), кроме того, снижением теплопроводности. Все это свидетельствует о развитии крупного тектонического нарушения, являющегося, по-видимому, рудоподводящим каналом Антейского структурного узла (рис. 254).

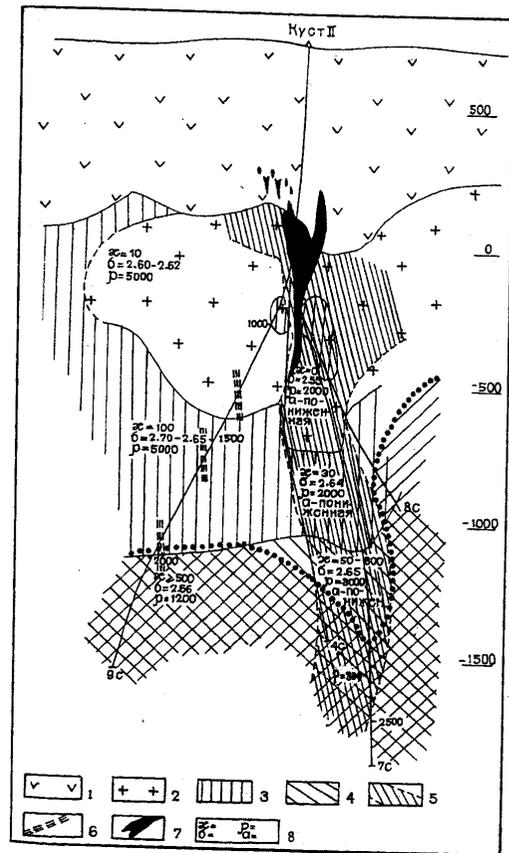


Рис. 254. Петрофизическая модель Антейского структурного узла (Составил Филипченко Ю.А., 1991)

1 — осадочно-вулканогенные образования; 2 — лейкократовые граниты; 3 — меланократовые граниты и гранитогнейсы; 4 — гранодиориты и плагиограниты (слабо гранитизированные породы субстрата); 5 — тектонически ослабленная (проницаемая) зона по петрофизическим данным; 6 — отдельные четко выраженные швы (по петрофизическим параметрам); 7 — рудные залежи; 8 — петрофизические параметры; χ — магнитная восприимчивость, $\cdot 10^{-6}$ ед.СГС; ρ — плотность, г/см³, ρ — удельное электрическое сопротивление, Ом * м, α — относительная теплопроводность

При сравнении петрофизических характеристик Краснокаменского (куст I, IA) и Антейского (куст II) структурных узлов, в пределах Аргунской зоны разломов, обнаруживается относительно более высокая проводимость всех образований первого узла.

Несмотря на существенные различия разрезов фундамента Краснокаменского и Антейского структурного узлов, выявлены некоторые черты сходства. Устанавливается зональное (латеральное и с глубиной) распределение петрофизических параметров (намагниченности, плотности, электрического сопротивления) относительно неоднородностей различного размера, наличие крупных раскрывающихся к кровле фундамента тектонических зон.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРП

Основными задачами исследований являлись: выяснение проявленности локальных и более крупных ураноносных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур в термобарогеохимических ореолах и выявление физико-химических особенностей формирования месторождений СРП.

Проявленность ураноносных вулканотектонических структур в термобарогеохимических полях

Вулкано-тектонические структуры вообще и ураноносные структуры в частности являются специфическими блоками земной коры, в пределах которых происходил интенсивный близвертикально направленный тепломассоперенос в течение длительного периода их геологического развития.

Ранее в ряде работ (Наумов Г.Б. и др., 1983; Модников И.С., Кандинов М.Н. и др., 1985 и др.) была показана возможность изучения методами термобарогеохимии ореолов

Таблица 30

Особенности проявленности отдельных
тектонических блоков Южного Приаргуны
в термобарогеохимических полях
(По Г.Б.Наумову и др., 1985)

Блоки	Количество анализов	Количество компонентов во включениях в порообразующем кварце, %		
		H ₂ O	CO ₂	Cl
Жличкинский	10	52+4	2,5+1,0	0,91+0,20
Стрельцовский	46	34+4	5,3+1,1	0,50+0,06
Абагайтуйский	16	36+4	1,1+0,2	0,57+0,13

проявления палеогидротерм различного возраста и состава по наличию в минералах кристаллических пород фундамента Стрельцовской вулканотектонической структуры и ее обрамления газожидак включений, сформированных в результате деятельности вышеуказанных растворов. Собственно ураноносные растворы этого района от всех других типов отличаются максимальной карбонатностью и минимальной хлоридностью (табл. 30).

Кроме вышеуказанных компонентов минералообразующих растворов несомненный интерес представляет концентрация в них щелочных элементов и их молярные отношения. Отношение в растворах отдельных компонентов (H₂O, CO₂, Cl) свидетельствует о типе гидротермальных растворов, циркулировавших в пределах выделенных зон повышенной флюидопроницаемости, соответственно о перспективности этих рудоконтролирующих структур на проявление уранового, полиметаллического или другого типа оруденения.

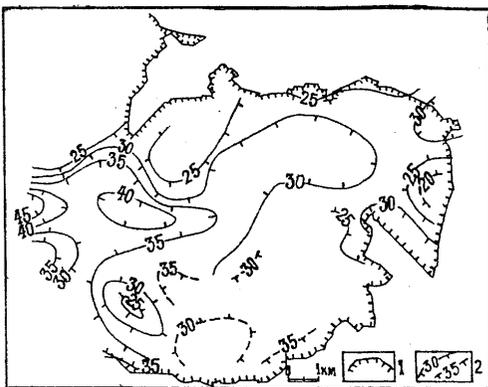


Рис. 255. Схема распределения общей флюидонасыщенности кварца из гранитоидов фундамента СВТС

(Составили М.Н.Кандинов, И.Г.Жадовская (ВИМС), Г.И.Кожевников (ГРЭ-324), А.Н.Салазкин, М.В.Мироненко (ГЕОХИ))

1 — границы кальдеры; 2 — значение суммарной флюидонасыщенности кварца из гранитоидов (в мг/100 г образца)

В результате исследований были получены данные об аномальном характере проявленности Стрельцовской вулканотектонической структуры в целом и в

термобарогеохимических полях. Г.Б.Наумовым с соавторами в 1985 г. было показано, что порообразующий кварц из гранитоидов фундамента Стрельцовской кальдеры достаточно четко отличается от аналогичного кварца из Жличкинского и Абагайтуйского блоков по параметрам (см. табл. 30).

В региональном профиле через Стрельцовскую структуру с выходом в ее бортовые части видно, что на фоне сравнительно низких значений флюидонасыщенности и содержания CO₂ за пределами структуры само вулканическое сооружение выделяется резко дифференцированными значениями этих параметров, а его центральная часть, приуроченная к Аргунской зоне разломов, их резким повышением. Для выявления рудоконтролирующих разрывных тектонических нарушений методами термобарогеохимии (в первую очередь, декрепитационного и газохроматографического анализов) изучался кварц гранитоидов фундамента Стрельцовской кальдеры, выделенных из керновых проб, равномерно распределенных по площади.

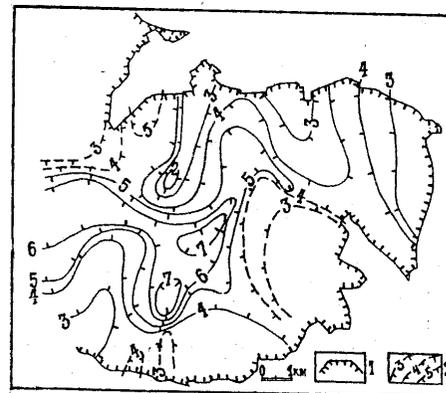


Рис. 256. Схема распределения углекислоты в растворах газожидак включений в кварце из гранитоидов фундамента СВТС
(Составили М.Н.Кандинов, И.Г.Жадовская (ВИМС), Г.И.Кожевников (ГРЭ-324), А.Н.Салазкин, М.В.Мироненко (ГЕОХИ))
1 — граница кальдеры; 2 — содержание ΣСО₂ в растворах (моль/кг Н₂О)

На схемах (рис. 255, 256) в виде изолиний показаны вариации параметров общей флюидонасыщенности и содержания углекислоты на площади Стрельцовской кальдеры. Распределение общей флюидонасыщенности (см. рис. 255) кварца в породах фундамента Стрельцовской кальдеры характеризуется значительной дифференцированностью. Во-первых, в ее пределах достаточно четко выделяется линейная субширотная зона повышенной флюидопроницаемости, соответствующая Аргунской зоне и характеризующаяся значениями флюидонасыщенности кварца более 30 мг на 100 г образца. Эта зона имеет сложное внутреннее строение: северо-восточный прогиб в своей центральной части, увеличение средних значений флюидонасыщенности с востока на запад структуры от 25-30 до 45 и более мг на 100 г образца. Во-вторых, в западной части СВТС вышеуказанная субширотная аномалия сопрягается с другой субмеридиональной аномальной зоной (Меридиональный разлом), в результате чего в районе месторождений Аргунское-Жерловое выделяется максимум флюидонасыщенности (более 40 мг на 100 г образца). Второй аналогичный максимум прослеживается в сторону Чиндачинской зоны разломов.

Распределение углекислоты в растворах газожидак включений в кварце из гранитоидов фундамента имеет более сложный характер (см. рис. 256). Западная часть Стрельцовской кальдеры в целом характеризуется более высокими значениями концентраций суммарной CO₂ (до 7 моль/кг Н₂О) по сравнению с восточной частью (3-4 моль/кг Н₂О). Максимальные и минимальные значения группируются в виде достаточно узких линейных аномальных зон северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений, т.е. эти аномалии располагаются несколько дискордантно к аномалиям общей флюидонасыщенности и отражают ориентировку рудовмещающих нарушений.

Совмещение полученных данных отражено на "Схеме термобарогеохимической проявленности рудоконтролирующих структур в фундаменте СВТС" (рис. 257). Представляет интерес то, что промышленные концентрации урана в породах вулканического чехла кальдеры достаточно легко оконтуриваются изолинией аномальных концентраций углекислоты (выше 7 моль/кг Н₂О) в растворах газожидак включений фундамента.

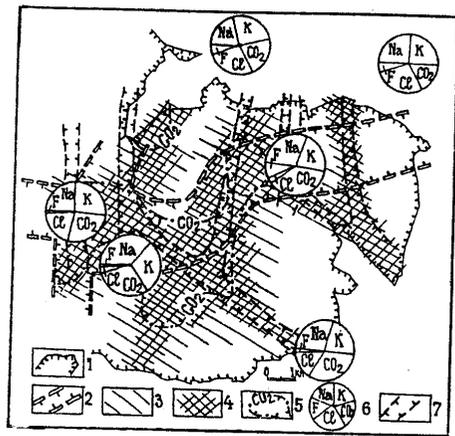


Рис. 257. Схема термобарогеохимической проявленности рудоконтролирующих структур в фундаменте СВТС (Составили М.Н.Кандинов, И.С.Модников (ВИМС), Л.П.Ищукова (ГРЭ-324))

1 — граница кальдеры; 2 — зоны повышенной флюидопроницаемости; 3-4 — области развития карбонатных гидротермальных растворов; 3 — с концентрациями CO_2 до 3-4 моль/кг H_2O , 4 — с концентрациями CO_2 до 4-5 моль/кг H_2O ; 5 — с аномальными концентрациями CO_2 более 5 моль/кг H_2O ; 6 — валовый макрокомпонентный состав растворов вторичных газожидких включений в гранитоидах фундамента (в % моль); 7 — зоны тектонических нарушений

На схеме (см. рис. 257) круговые диаграммы отражают молярные соотношения ионов в растворах. Они показывают, что в восточной части Стрельцовской кальдеры в анионном составе растворов ведущая роль принадлежит углекислоте (преимущественно в виде гидрокарбонат-иона). К западу от Меридионального разлома (в районе Аргунского месторождения), наряду с высокими концентрациями CO_2 в растворах, значительную роль начинает играть хлор-ион. Все это хорошо согласуется и с результатами минералогических исследований, которые показывают наличие в районе Аргунского месторождения достаточно интенсивного проявления дорудных метасоматических процессов — грейзенизации и серицитизации, сопровождающихся проявлением полиметаллической и оловянной минерализации.

Таким образом, по целому ряду параметров в термобарогеохимических полях находят свое отражение различные рудоконтролирующие и рудо локализирующие тектонические структуры.

Изучение общей флюидонасыщенности гранитоидов фундамента СВТС показывает, что Аргунская длительно функционирующая рудоконтролирующая тектоническая зона характеризуется повышенной флюидопроницаемостью.

Относительно узкие зоны тектонических нарушений (0,25-0,5 км) четко фиксируются в виде аномалий углекислоты.

Осевая часть СВТС характеризуется наиболее интенсивным проявлением карбонатных минералообразующих растворов, способных к перераспределению и переносу урана. Растворы с повышенными содержаниями хлор-иона, способные к переносу таких элементов, как свинец, цинк, олово, более проявлены в западной части структуры и тяготеют к блокам фундамента, обогащенным ксенолитами древних метаморфических пород.

Физико-химические условия гидротермального рудообразования на месторождениях СРП

Исследования проводились на основе методов декрепитации и гомогенизации, оценкой температур минералообразования в течение почти всего гидротермального процесса (табл. 31). Исследования показывают, что пределы колебаний физико-химических характеристик ураноносных растворов мало отличаются от таковых на других месторождениях (Наумов Г.Б., 1978). Общий интервал температур минералообразования на месторождениях Стрельцовской группы охватывает широкий диапазон — от 300-350 до 50°C.

Анализ температурных условий формирования кварц-карбонатно-гидрослюдистого изменения, проведенный О.В. Андреевой и др., позволил оценить их интервалом 230-280°C; по данным И.В.Мельникова — 330-300°C. Для кварц-карбонатно-сульфидной стадии, судя по данным гомогенизации и декрепитации газожидких включений, температурный

Физико-химические параметры минералообразования на месторождениях Южного Приаргуны по данным геохимии (По Г.Б.Наумову, Э.М.Моториной, А.А.Никитину, 1978)

Таблица 31

Месторождение, стадия, минеральная ассоциация, проба	Исследованный материал	Температура гомогенизации (декрепитации - х), °С	Давление растворов, МПа	Содержание CO_2 , г/кг
Маргучекское поднятие, участок Сидоровский, грейзен, проба 3578/1	Флюорит	300		
Маргучекское поднятие, участок Сидоровский, грейзен, проба 3579/10	Флюорит	350-400 х		
Рв-Зп месторождения полиметаллического пояса, кварц-турмалиновая ассоциация	Кварц Турмалин	400-310 350-310 х	180-120	
Полиметаллические месторождения; кварц в ассоциации с пиритом, арсенопиритом и сидеритом	Кварц Сидерит	330-270 250 х	13	
Полиметаллические месторождения; кварц в ассоциации с темным сфалеритом, пирротном, пиритом, карбонатом (Са, Mg, Fe)	Кварц Карбонаты	340-310 330-250	108-78	140-110
Полиметаллические месторождения; кварц, клейофан желтый, галенит, карбонат	Кварц Клейофан Карбонат Са, Mg, Fe	270-206 240-200 250-210	92-17 45-28	200-90
Месторождение Антей, дорудная кварц-сульфидная стадия	Кварц Клейофан	190-170 190-153	67-32	80
Стрельцовское месторождение, дорудная кварц-сульфидная стадия	Кварц Клейофан	195-165 172		48-12
Стрельцовское месторождение, рудная стадия	Анкерит Настуран 1 Кварц Друзовидный флюорит черный	200-150 -	25-24 120-55	60-30 30-6
Стрельцовское месторождение, конец рудной стадии	Кальцит	145-128		100
Свинцово-цинковое месторождение полиметаллического пояса, пострудная стадия	Кварц Адуяр Флюорит Цеолит	200-50 160-140 180-60 40		160-110 160-140 100-15
Стрельцовское месторождение, пострудная стадия	Кварц Флюорит Вавеллит Пластинчатый кальцит	180-80 180-125 140-150 65-60	60-80	20-50 70-60 16-2

интервал оценивается в 230-290°C. Но многочисленные замеры температур гомогенизации жильных минералов рудной стадии показывают температуру уранового рудообразования в пределах 200-150°C. Температуры образования минералов пострудных стадий составляют 150-500°C (табл. 32). При этом можно предполагать, что замеренные температуры гомогенизации являются близкими к температурам образования, так как в друзовидном кварце, вавеллите были встречены включения с жидкой углекислотой, а среди них включения с различными объемами водной и газовой фаз [70ф].

Формирование послеурановых минеральных комплексов происходило главным образом в условиях дегазации, низких температур и давления. А.А. Никитиным (1977) по данным гомогенизации газожидких включений в кальцитах и гребенчатом кварце установлены более низкотемпературные условия формирования минералов пострудной стадии на месторождениях западного блока по сравнению с месторождениями восточной части рудного поля, что обусловлено более высокой тектонической нарушенностью и наличием сквозных разломов в первом. В западном блоке дегазацией образовались мощные ореолы диккитизации пород и цеолитов. В пострудную стадию в пустотах и трещинах отложились яркоокрашенные зональные халцедоны (агаты), перескающие минеральные комплексы рудной стадии, как это установлено на месторождении Дальнем.

Таблица 32

Температуры гомогенизации газожидких включений
жильных минералов месторождений СРП
(По А.А.Никитину, 1980)

Минерал	Число замеров	Температура гомогенизации, °С
<i>Стрельцовское месторождение</i>		
Кварц друзовидный	50	195-142
Анкерит	26	200-150
Клейофан	16	172
Флюорит (темно-фиолетовый)	147	178-120
Флюорит (зеленый)	180	175-123
Кальцит (ромбоэдрический)	159	177-86
Вавеллит	7	145-175
Флюорит (светлый)	8	95-80
Кальцит (пластинчатый)	7	65-60
Кальцит (прозрачный с твердыми включениями сульфидов)	10	80-68
Барит	15	~40
<i>Месторождение Антей</i>		
Кварц (жильный)	2	280
Кварц (друзовидный)	5	194-170
Клейофан	12	190-153
Флюорит (темно-фиолетовый)	5	170-160
<i>Месторождение Юбилейное</i>		
Флюорит (темно-фиолетовый)	6	111-95
Кальцит (ромбоэдрический)	13	101-84
<i>Месторождение Лучистое</i>		
Карбонат (мицелины в базальтах)	9	140-142
Кальцит (ромбоэдрический)	10	89-84
Барит	10	84
<i>Месторождение Октябрьское</i>		
Кальцит (ромбоэдрический)	19	74-64
<i>Месторождение Тулукуй</i>		
Кальцит (ромбоэдрический)	15	130-60
<i>Месторождение Дальнее</i>		
Кальцит (ромбоэдрический)	10	~40

Давление в растворах определялось по перистому кварцу кварц-настурановой парагенетической ассоциации. Оно находится в интервале 67-25 МПа. Вместе с тем давление при образовании флюорита оказалось равным 74-120 МПа, при отложении вавеллита — 60-68 МПа. По данным Г.Б.Наумова и А.А.Никитина [70ф], давление, зафиксированное по многофазным включениям, в период формирования рудных тел колебалось в интервале 250-120 МПа. Последняя величина существенно превышает значения, полученные из расчета литостатической нагрузки путем реконструкции палеоразреза на период рудообразования. Подобные превышения давлений гидротермальных растворов по сравнению с гидростатической и литостатической нагрузками зафиксированы почти на всех месторождениях. Это вызвано отсутствием сквозных открытых разломов, сообщавшихся с дневной поверхностью, и формированием рудных залежей под экранирующими поверхностями.

По исследованиям трехфазовых включений с углекислотой в друзовидном кварце и по определениям ее концентрации во включениях методом газовой хроматографии было установлено, что наряду с существенными перепадами давления в период рудообразования (в связи с разнотипом тектонических обстановок) имел место направленный гидродинамический напор рудоносных растворов с нарастающей в количественном отношении дегазацией углекислых растворов от ниж-

них горизонтов месторождений к верхним. На месторождениях Стрельцовское и Антей наблюдается значительное увеличение суммарной газовой составляющей включений по мере приближения к верхним горизонтам. Это обусловлено своеобразием вертикальной зональности тектонических нарушений, заключающейся в нарастающем расширении зон тектонической нарушенности снизу вверх.

Исследования включений позволили [70ф-71ф,41] оценить плотность "вскипевшего" рудообразующего раствора, которая на нижних горизонтах (114 м) равна 0,46-0,68 г/см³, а на верхних (422 м) — 0,32-0,33 г/см³ (результаты рассчитаны по табличным РУТ-данным).

Состав растворов, определенный методом тройных водных вытяжек, в течение кварц-карбонатно-сульфидной, урановорудной и кварц-флюорит-кальцитовой стадий характеризовался: преобладанием Na над K⁺ и Ca²⁺ над Mg²⁺, уменьшением относительных концентраций щелочей от начала процесса к его окончанию, увеличением относительной концентрации щелочных земель в этом же направлении, увеличением относительной концентрации щелочных земель в их конце; инверсией на границах между стадиями, между концентрациями щелочей и щелочных земель. Кальций и магний в основном перераспределялись в зонах метасоматических изменений. Весьма характерно для

этих растворов низкое содержание сульфидной серы, о чем свидетельствуют количественные соотношения парагенезисов минералов [70ф].

Анионный состав растворов характеризовался на всем протяжении процесса преобладанием угольной кислоты и продуктов ее диссоциации над остальными анионами. Относительная концентрация хлор-иона от начала процесса к его концу в растворах уменьшается. В пределах стадий наблюдается понижение относительной концентрации хлор-иона от их начала к концу и инверсия на границах между стадиями. В рудную и пострудную стадии содержание хлор-иона не более 8% отн. Количество фтор-иона в урановорудную и пострудную стадии больше, чем хлор-иона. В пострудную стадию относительная концентрация фтор-иона увеличивается, и черный флюорит образуется при наиболее высоких относительных концентрациях фтор-иона.

Анионный состав растворов флюоритового этапа также характеризуется преобладанием углекислоты над фтор-ионом и тем более хлор-ионом, концентрация которого была незначительной. Существенно углекислый состав растворов фиксируется высоким содержанием CO₂ в газожидких включениях. Новым для Стрельцовской группы месторождений является присутствие наряду с углекислотой и других соединений углерода меньшей степени окисления. Указания на это были получены при выявлении гидротермального природного вавеллита (соли щавелевой кислоты Ca·C₂O₄·H₂O), температура образования которого оказалась около 150°C (Наумов Г.Б., Никитин А.А. и др., 1971) [70ф]. Органическое вещество в повышенном количестве было установлено в темно-фиолетовом флюорите урановорудной стадии, в гранитах и в дацитах были выявлены прожилки органического вещества (Ищукова А.П., 1966).

Кислотность ураноносных растворов была близнейтральной, что определяет возможность совместного осаждения урана и молибдена.

Окислительно-восстановительный потенциал рудоносных растворов и всего гидротермального процесса характеризовался высокими значениями и существенными колебаниями в отдельных участках и локальных структурах. Об этом свидетельствует также широкое развитие гематита во вмещающих породах и процесс мусковитизации биотита гранитов.

Основные физико-химические параметры и проведенные экспериментальные исследования по определению констант устойчивости некоторых комплексов шестивалентного урана позволили [70ф] оценить формы переноса урана в гидротермальных растворах, формировавших месторождения Стрельцовского рудного поля. В гидротермальных растворах среди гидроксидных и карбонатных комплексов соединений шестивалентного урана наиболее вероятным является преобладание соединений дикарбоната уранила. В переносе урана кроме карбонатных комплексов, игравших основную роль, участвовали уранил-фторидные соединения, уранил-молибдатные и уранил-гиолибдатные комплексы, возможно фосфатные соединения (Мельников И.В., Ищукова Л.П., 1966, 1970, 1974).

Отложение руд из гидротермальных растворов происходило как путем метасоматоза, так и выполнением пустот (пор и трещин). При этом происходит диффузионный обмен между боковыми породами и раствором в полости трещины и образование метасоматических каемок, а после этого заполнение полых трещин в виде прожилков, нередко с кристификационной текстурой. На некоторых месторождениях рудного поля текстурные особенности руд позволяют предполагать, что отложение минеральных ассоциаций рудной и пострудной стадий происходило не только из спокойно фильтрующихся растворов, но и в результате взрывного проникновения рудоносных растворов, вызывая при этом образование своеобразных брекчий без следов тектонических перемещений. Подобный механизм рудоотложения характерен для Аргунского месторождения урана и месторождения флюорита Гозогор. В пострудную стадию на месторождениях рудного поля образовались в трахидацитах, менее в базальтах и гранитах, мощные зоны брекчирования, пород интенсивно гидрослюдизированные и окварцованные, без следов перемещения обломков пород. Образование таких брекчий можно трактовать как тектоническое встряхивание пород в связи с вулканизмом, но наиболее вероятным является образование этих брекчий в результате механического воздействия высокогазонасыщенных аргиллизированных растворов.

Одной из основных причин среди многих факторов, способствующих осаждению урана из гидротермальных растворов на месторождениях СРП, является интенсивная дегазация плотных углекислых растворов, изменение их окислительно-восстановительного потенциала.

По данным Г.Б. Наумова [70ф-71ф], "Интенсивное рудоотложение будет наблюдаться в зонах дегазации углекислых ураноносных растворов лишь при наличии потенциальных восстановителей урана в самих растворах и при сопряжении процесса дегазации с буферными реакциями между раствором и вмещающей породой, стабилизирующими кислотность среды. Чем ниже температура процесса, тем более кислые среды благоприятны для интенсивного уранового рудоотложения".

Восстановителем урана могло быть двухвалентное железо в растворах, которое в процессе рудоотложения обусловило появление гематита, масштабы распространения которого соизмеримы с масштабами рудообразующих преобразований. В ряде локальных мест при формировании пластообразных залежей восстановителями могли являться битумы, привнесенные ювенильными растворами или переотложенные из углефицированных органических остатков (Мельников И.В. и др., 1976). Некоторое количество урана было отложено при взаимодействии ураноносных растворов с ранним пиритом.

ДИНАМИКА РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Предпринятое нами изучение направления движения рудоносных растворов в области рудоотложения имело целью установление положения в пространстве подводящих каналов от глубинных источников и выявление скрытых рудных залежей, которые, как выяснилось, локализовались главным образом перед или под экранирующими поверхностями на пути фильтрации растворов. Для решения вопроса о направлении движения растворов использовались многочисленные структурные и минералого-геохимические факторы. Из числа структурных факторов, влиявших на гидродинамические условия, важное значение имели зональность тектонических нарушений, наличие проницаемых и экранирующих структурных элементов и другие. Минералого-геохимическими факторами, способствующими выявлению динамики растворов, явились минеральная и геохимическая зональность, морфология ореолов гидротермального изменения пород и рудных тел. Намеченные по этим данным схемы направления движения рудоносных растворов уточнялись формами и ориентировкой кристаллов минералов, находящихся в прямой зависимости от направления движения гидротермальных потоков.

Анализ составленных карт движения растворов для основных литолого-структурных уровней СРП (рис. 258) показывает, что общее направление движения минерализующих растворов было наклонно восходящим от подводящего канала к поверхности и ориентировано на нижних уровнях от Краснокаменского структурного узла в субширотном направлении на северо-восток вдоль осевой части Аргунской зоны. В пределах последней движение направлено к пересекающим ее сквозным дренирующим разломам в основном меридионального простирания. Растворы, распространяясь в их пределах над или под экранами, насыщали оперяющие их трещинные зоны северо-западного простирания. Рудоотложение в них происходило обычно перед, над или под экранирующими структурными и литологическими элементами в условиях замедленной диффузии растворов и изменения физико-химических условий растворов и вмещающей среды. Особенно информативными в этом отношении являются над- или подэкранные раздувы рудных тел по мощности, обычно резко обогащенные металлом. Рудные тела формировались в структурных ловушках на пути наклонно восходящей фильтрации растворов от осевой части Аргунской зоны вдоль зон меридиональных разломов, образуя в целом конусовидную форму месторождений, вытянутую вдоль них от 1,5-2 до 4 км при ширине рудоносной площади на верхних уровнях от 300 м до 2 км. О направленной фильтрации рудоносных растворов от осевой части Аргунской зоны указывает также развитие ореолов молибдена от северо-

ро-западного фланга Западного участка Стрельцовского месторождения по наклонной вверх в направлении на юго-восток, а также отложение поздних минералов и ореолов элементов-индикаторов урана на флангах рудоконтролирующих разломов.

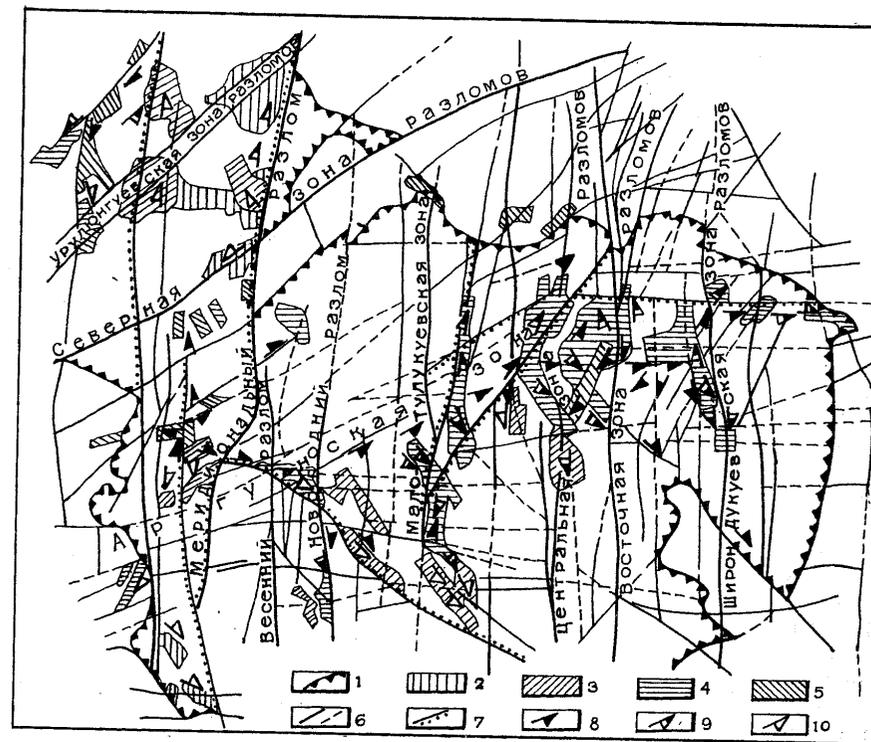


Рис. 258. Схема движения рудоносных растворов в Стрельцовском рудном поле (Составила Л.П.Ищуква)

1 — границы Стрельцовской кальдеры; 2-5 — развитие оруденения и радиоактивных ореолов на литолого-структурных уровнях: 2 — на 1-м, 3 — на 2-м, 4 — на 3,4,5-м, 5 — на 6-м; 6 — разломы; 7 — сквозные разломы; 8-10 — основные направления движения рудоносных растворов: 8 — в породах фундамента, 9 — на 5,4,3-м литолого-структурных уровнях, 10 — на 2-м и 1-м литолого-структурных уровнях

В породах фундамента в соответствии со строением тектонических нарушений движение растворов было сосредоточенным однонаправленным; на границе нижнего и верхнего структурных этажей происходило растекание растворов по пологим и сопряженным с ними крутопадающим нарушениям, в связи с чем в осадочно-вулканогенной толще отмечается распространение их по латерали при переходе от нижних уровней к верхним. На верхних уровнях месторождений движение рудоносных растворов было разнонаправленным. Аргунская зона, имея более пологое падение на северо-запад по сравнению с Урулюнгуевской, по-видимому, сочленялась с последней на глубине около 12-15 км. Кроме того, сопряжение Аргунской зоны с Урулюнгуевской происходило по системе разломов Меридиональной зоны, контролирующей расположение вулканических аппаратов, из которых Краснокаменский аппарат и в целом этот структурный узел явился основным магмо- и рудоподводящим каналом для Стрельцовской вулканотектонической кальдеры. Разломами Меридиональной и Урулюнгуевской зон он был связан с глубинными внутрикоровыми и мантийными магматическими очагами, многократно генерировавшими флюидопотоки.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРП

На месторождениях и в СРП при бурении скважин и проходке горных выработок велось изучение водообильности пород, тектонических зон и карстовых полостей, изучался радиологический, химический и микрокомпонентный состав подземных вод, температурный режим водопроявлений, суммарный режим, дебит водопритоков. По гидрогеологическому районированию в пределах района выделяется два существенно различных типа структур: Аргунский и Кличкинский гидрогеологические массивы, Аргунский и Восточно-Урулонгуевский артезианские бассейны.

Аргунский и Кличкинский массивы пространственно совпадают с одноименными хребтами и обладают сходными гидрогеологическими условиями. В их пределах развиты трещинные воды зон физического выветривания и трещинно-жильные воды зон разломов. Воды первого типа распространены повсеместно до глубины 50-120 м, запасы их незначительны. Удельные дебиты скважин составляют 0,001-0,005 л/с. Состав вод гидрокарбонатно-натриевый с общей минерализацией 50-100 мг/л; концентрации урана — до $50 \cdot 10^{-7}$ г/л, радона — 2-5 эман.

Глубина формирования трещинно-жильных вод зон разломов составляет 200-500 м, удельные дебиты — от 0,1 до 12 л/с. Состав вод гидрокарбонатный с катионами натрия, кальция и магния. Общая минерализация увеличивается сверху вниз от 100-200 до 300-400 мг/л; концентрации урана — $1-5 \cdot 10^{-6}$ г/л, радона — до 10 эман.

Аргунский и Восточно-Урулонгуевский артезианские бассейны также близки по гидрогеологическим условиям. Аргунский пространственно совпадает с долиной р. Аргунь, Восточно-Урулонгуевский — с р. Сухой Урулонгуй. В пределах бассейнов развиты три типа подземных вод: порово-пластовые воды терригенных осадков, трещинно-жильные воды зон разломов и межпластовых срывов. Практическое значение по водообильности имеет первый тип, к которому относятся Восточно- и Западно-Урулонгуевское месторождения подземных вод.

В гидрогеологическом отношении СРП представляет артезианский бассейн, расположенный в центральной части Аргунского гидрогеологического массива. В пределах его развиты два типа подземных вод: трещинные воды зоны выветривания и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений осадочно-вулканогенных пород. Развитие этих типов вод обусловлено тектоническим строением Тулукуевской впадины. В зоне выветривания удельный дебит скважин достигает 0,1 л/с, в тектонических зонах — 12 л/с. Основное количество воды сосредоточено в тектонических зонах северо-западного меридионального, иногда северо-восточного и широтного простираний. Тектонические швы нередко выполнены интенсивно дробленными, перетертыми каолинизированными водонепроницаемыми породами или продуктами гидротермальных процессов. Это обусловило возникновение своеобразных практически водонепроницаемых экранов, которыми породы СРП разбиты на гидрогеологические блоки. Выделяются они в основном по резкому естественному перепаду статических уровней в смежных блоках, по развитию депрессионных воронок.

Проведенными гидрогеологическими работами установлено, что нарушения Урулонгуевской и Меридиональной зон разломов являются гидрогеологическими экранами, четко отделяющими трещинно-жильные воды Стрельцовской кальдеры от артезианского бассейна Восточно-Урулонгуевской впадины, что исключает влияние шахтного водоотлива на эксплуатацию водозабора.

В фундаменте Стрельцовской кальдеры и ее обрамлении также развиты трещинные воды зоны выветривания и зон тектонических нарушений. Естественные проявления вод в кальдере отсутствуют. Трещинные воды зоны выветривания гранитов в северо-западной части рудного поля, где граниты выходят на поверхность, вскрываются на глубинах 9-27 м. Удельный дебит скважин, пробуренных на данной площади, составляет 0,017-0,084 л/с. Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений гранитов изучены в основном подземными горными выработками и при проходке стволов шахт. Граниты фундамента месторождений являются слабо обводненными. Дебиты скважин небольшие — 0,05-0,3 и

1,5 л/с. Абсолютные отметки наиболее обводненных гранитов колеблются от 105-180 м. Основная часть запасов подземных вод связана с пологопадающей зоной. Дебит водопроявления — до 10 л/с.

На площади восточной части рудного поля под воздействием шахтного водоотлива сформировалась депрессионная воронка, которой охвачены все месторождения Восточного блока кальдеры. На восточном фланге ее развития расположено Широудкуйское месторождение, на северо-западе — за ее пределами — месторождение Дальнее. Центр максимального понижения уровня расположен на Стрельцовском месторождении, где формирование воронки проявляется на глубину до горизонта 332 м (шахта 8), на некоторых участках ниже его или совпадает с горизонтом 114 м (шахта 12с, около 530 м от поверхности) месторождения Антей.

По химическому составу трещинные и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений в пределах верхнего структурного этажа преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-магниевые-натриевые. С глубины 150-200 м воды преимущественно гидрокарбонатные, натриевые. В интервалах 350-850 м подземные воды характеризуются гидрокарбонатно-натриевым составом, иногда сульфатно-гидрокарбонатно-натриевым. Содержание сульфат-иона колеблется от 1 до 12% экв., что соответствует 1-55 мг/л. Содержание кальция и магния составляет 1-6% экв. и не определяет их химический состав. Воды пресные, минерализация их в основном составляет 0,4-0,6, в редких случаях — 0,25-0,67 г/л. С увеличением глубины вскрытия подземных вод минерализация увеличивается, но градиент роста небольшой и зависимость нечеткая, рН вод 8,15-8,6, величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется в пределах 135-230 мв.

Температура подземных вод изменяется по мере увеличения глубины вскрытия вод от 12 до 32°C. Наибольшая температура 32°C отмечена в подземных водах на глубине 1115 м на абсолютной отметке -400 м.

Характерной особенностью подземных вод является наличие спонтанного газа, состав которого по результатам анализа следующий (в % объема): CH_4 — 63,32, N_2 — 33,58, He — 2,1, Ar — 0,57, CO_2 — 0,43. Химический состав вод — гидрокарбонатно-натриевый, минерализация — 0,6 г/л, рН вод — 8,14, содержание (в мг/л): Fe — 0,64, CO_3 — 25,3, NO_3 — 3,7, молибдена — 0,0065, фтора — 2,6, урана — $1 \cdot 10^{-6}$, радона — 117 эман. Подземные воды месторождений в целом характеризуются высокими содержаниями фтора — 6-16 и молибдена — $1 \cdot 100-4 \cdot 3 \cdot 10^{-3}$ г/л. Содержание урана в подземных водах неравномерное — $6,35 \cdot 10^{-5}$ - $6,3 \cdot 10^{-4}$ г/л. Содержание радона колеблется от сотен, реже тысячи эман, до единиц эман.

Радиогеохимические определения в сбросе шахтных вод составляют концентрации: иония — $1,2 \cdot 10^{-12}$, полония — $4,8 \cdot 10^{-13}$, радия — $1,29 \cdot 10^{-11}$ г/л.

Микроэлементы, определенные сокращенным спектральным анализом сухих остатков водных проб, представлены Mn, Ni, Ti, Cr, Mo, Zr, Cu, Pb, Ag, Ga, Li, Ba, Sr; их количество $1-31 \cdot 10^{-3}\%$ и менее.

Западная часть Стрельцовской кальдеры включает месторождения Аргунское, Жерловое, Пятилетнее, Красный Камень, месторождение флюорита Гозогор и участки Северный, Жерловый, Талан-Гозогор, Юго-Западный. Гидрогеологически от восточной западная часть экранируется Меридиональным разломом.

Геолого-структурный блок к западу от Меридионального разлома представляет единую водоносную систему, выделенную по глубине залегания, условиям циркуляции и питания, гидравлической взаимосвязи, химическому составу подземных вод. Водоносная система представлена следующими водоносными комплексами пород: меловой липарит-фельзитовой толщей, верхнеюрской осадочно-вулканогенной толщей и домезозойскими кристаллическими гранитоидами и метаморфическими породами. По условиям циркуляции подземные воды трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые. Трещинные воды зоны выветривания распространены повсеместно до глубин 50-120 м, характеризуются небольшими запасами и не оказывают существенного влияния на обводненность месторождений. Удельные дебиты скважин составляют 0,01-0,005, редко — 0,1 л/с. Состав вод гидрокарбонатный, натриево-кальциево-магниевый с минерализацией до 0,3 г/л.

Трещинно-жилные воды зон тектонических нарушений, зон трещиноватости и ослабленных контактов пород, трещинно-карстовые воды прослежены до глубин с абсолютными отметками 25 м. Удельные дебиты скважин — до 5 л/с. Водонесная трещинная система имеет напорно-безнапорный характер, уровень подземных вод в естественных условиях устанавливается на глубинах 28-108 м, что соответствует абсолютным отметкам +628 и +684,6 м.

Изучение гидрогеологических условий западной части рудного поля проводилось в связи с разведкой месторождений горными выработками.

На площади Пятилетнего месторождения водоносный комплекс липарит-фельзитовой толщи имеет наибольшее распространение. Фельзиты этого комплекса значительно обводнены в верхней части разреза до глубин 200-250 м. Удельные дебиты скважин — 0,1-0,53 до 1,3 л/с. Породы, представленные блоками эффузивно-осадочной толщи среди экструзий, характеризуются слабой водообильностью и создают слабопроницаемый экран, что проявилось при наблюдениях за развитием депрессионной воронки. В пределах Аргунского месторождения основное распространение имеют водоносные комплексы кристаллических и осадочно-вулканогенных пород. Общий водоприток вскрытых обводненных тектонических зон на Аргунском месторождении составил 1050 м³/ч.

Участок Юго-Западный характеризуется слабой обводненностью пород в верхней части разреза до глубины 200 м с удельными дебитами скважин 0,01-0,06 л/с и повышенной обводненностью на глубинах 200-400 м. Под влиянием водоотлива из шахт на участке сформировалась депрессионная воронка.

Участок Талан-Гозогор, по результатам гидрогеологических исследований при бурении скважин, характеризуется наличием значительно обводненных зон в известняках, сланцах, на их контактах с гранитами, в базальтах. Абсолютные отметки обводненных зон 620-270 м. На участке в результате водоотлива проявлено формирование депрессионной воронки.

Гидрогеологические исследования на месторождении флюорита Гозогор заключались в основном в наблюдениях за положением уровня подземных вод, который в естественных условиях колеблется в пределах глубин 30-40 м, что соответствует абсолютным отметкам 628-630 м.

Месторождения, расположенные в пределах водоносной системы к западу от Меридионального разлома, находятся в зоне влияния водоотлива из комплекса шахт.

По химическому составу подземные воды водоносных комплексов и горизонтов Западного блока близки между собой и являются преимущественно сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными, магниево-кальциево-натриевыми. Иногда в анионном составе преобладающим является сульфат-ион и хлор-ион, в катионном — кальций. Воды преимущественно пресные, минерализация изменяется от 0,35 до 0,9 г/л, иногда слабо солоноватые — минерализация до 1,6 г/л. С увеличением глубины вскрытия подземных вод минерализация увеличивается, но градиент роста небольшой — от 0,35-0,5 до 0,4-0,95 г/л. В целом минерализация подземных вод, вскрытых в известняках, характеризуется несколько большими величинами — до 0,95, реже — до 1,2-1,6 г/л, чем в гранитах, преимущественно — до 0,65, единичные — 0,8-1,1 г/л.

Температура подземных вод также увеличивается с увеличением глубин их вскрытия и составляет на абсолютной отметке 374 м 9-14°C, на отметке 150 м — 17-22°C. Подземные воды характеризуются положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (Еh 106-350 мв), несколько уменьшающимися с глубиной. Однако и на больших глубинах встречаются высокие значения окислительно-восстановительного потенциала — до 300 мв и более. По рН (7,3-9,0) подземные воды нейтральные до слабощелочных.

Радиоактивность подземных вод изменяется в широких пределах и достаточно высока: содержание урана — $п \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-3}$, иногда до $4,4 \cdot 10^{-2}$ г/л, радона — от единиц до первых тысяч эман, единичные значения составляют десятки тысяч эман, радия — от $4 \cdot 10^{-2}$ до $6 \cdot 10^{-11}$ г/л. Максимальные значения концентрации урана ($п \cdot 10^{-4}$ - $4,4 \cdot 10^{-2}$ г/л) характерны для подземных вод, омывающих уранорудные тела, и прослеживаются на 20-50 м за пределы рудных тел, иногда на 100 м от них по направлению движения потока подземных

вод. Нередко такие концентрации урана в подземных водах не выходят за пределы рудных тел. Чем меньше глубина залегания рудных тел, тем выше концентрация урана в подземных водах, омывающих их, и протяженные ореолы рассеяния.

Радиогеохимическими определениями установлены следующие концентрации радиоактивных элементов: уран — $0,4-2 \cdot 10^{-3}$ г/л, радий — $0,3-4,21 \cdot 10^{-3}$ г/л, торий-230 — $0,3-3,3 \cdot 10^{-11}$ Ки/л; предельно допустимые концентрации в подземных водах соответственно $1,7 \cdot 10^{-3}$, $5,5 \cdot 10^{-3}$ г/л и $2,2 \cdot 10^{-11}$ Ки/л.

Одним из основных элементов, сопутствующих урану, является молибден, который по своим геохимическим свойствам близок урану. Содержание молибдена в водах составляет $7,2 \cdot 10^{-6}$ - $2,3 \cdot 10^{-2}$ г/л. Наибольшие содержания зафиксированы в водах, омывающих молибденовые тела Жерлового месторождения. Для подземных вод месторождения характерны высокие содержания фтора (1,7-7 мг/л), обусловленные широким развитием флюоритовой минерализации.

Микрокомпоненты, определенные по результатам спектрального анализа сухих остатков водных проб, встречаются в подземных водах в количествах, характерных обычно для уран-молибденовых месторождений (в г/л): свинец — $1 \cdot 10^{-6}$ - $4 \cdot 10^{-5}$, цинк — $4,5 \cdot 10^{-5}$ - $8,9 \cdot 10^{-4}$, медь — $1 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-3}$, серебро — $1,5 \cdot 10^{-8}$ - $1 \cdot 10^{-3}$, литий — $3 \cdot 10^{-5}$ - $3,9 \cdot 10^{-3}$, титан — $1 \cdot 10^{-5}$ - $5,2 \cdot 10^{-4}$, стронций — $3 \cdot 10^{-4}$ - $2,1 \cdot 10^{-2}$.

Подземные воды водоносной системы в целом к западу от Меридионального разлома в большинстве случаев содержат уран, фтор, молибден, торий и другие элементы выше предельно допустимых концентраций и могут быть использованы только в качестве технических.

ОБЪЕМНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРП

Многоплановое детальное изучение урановорудных месторождений СРП, уникальных по запасам и качеству руд, позволило выяснить, что их формирование зависит не только от физико-химических условий области рудоотложения, где происходила интенсивная миграция гидротермальных растворов, но также, а возможно и в большей степени, от наличия благоприятных условий в нижних слоях земной коры и мантии, ответственных за зарождение рудоформирующих гидротермальных систем, от наличия источников рудного вещества и условий его транспортировки и многих других факторов.

Основой модели рудообразования в СРП является сочетание генетически связанных рудоподготовительных и рудоформирующих процессов. К числу первых относится наличие длительно функционировавшего глубинного очага, служившего основным источником энергетическим источником полихронных гранитизирующих и пневмогидротермальных флюидопотоков в доактивизационный — рудоподготовительный периоды развития региона и дренирующих его долгоживущих глубинных зон разломов. Длительное развитие глубинных очагов создавало условия для зарождения рудоформирующих гидротермальных флюидопотоков и накопления рудных элементов.

Важнейшими рудоформирующими условиями в области рудоотложения явились благоприятные структурные, литологические и геохимические предпосылки.

Таким образом, основными факторами формирования крупномасштабного оруденения являются: факторы, определяющие благоприятные условия зарождения рудообразующих растворов и путей их фильтрации к области рудоотложения; факторы, способствующие концентрации рудного вещества в области рудоотложения.

Особое внимание при изучении рудоподготовительных процессов было уделено вопросам об источнике рудного вещества и о наличии первично специализированных на уран пород, которые могли являться источниками рудного вещества. Благодаря бурению глубоких скважин (более 2600 м) в наиболее рудоносных структурных узлах удалось выяснить поведение урана во всех процессах и установить, что зоны дефицита урана суще-

ствуют лишь на верхних уровнях рудоносных зон и не могут указывать на извлечение урана для формирования высококонцентрированных рудных залежей.

Геологическая уникальность молибден-урановых месторождений СРП определяется унаследованным развитием разновозрастных структур начиная от протерозойских гранитоидных куполов до купольно-сводовых поднятий, формировавшихся в связи с полихронной гранитизацией, от пликативных до дизъюнктивных нарушений, сопровождавшихся неоднократным поступлением вдоль них из единого глубинного магматического очага разнообразных по составу продуктов магматизма, пневматогидротермальных и гидротермальных растворов, обогащенных фтором, CO_2 , Р и другими элементами, в том числе и рудогенными. Особенностью фильтрующихся трансмагматических флюидов является их существенно калиевая направленность на этапах гранитизации и сменяемость пневматогидротермальных и гидротермальных растворов калиевого ряда натриевым на каждом этапе метасоматических процессов в постгранитизационный период; это определило урановую специализацию рудообразующих процессов. Интенсивность полихронного кремнещелочного метасоматоза, высокая газонасыщенность вулканических расплавов и последующих рудообразующих гидротермальных систем являются индикаторами длительной активности и высокой продуктивности глубинного очага. Изучением геохимических условий формирования месторождений СВТС установлено, что гидротермы были обогащены кроме натрия такими компонентами, как F, Cl, B, CO_2 , CH_4 , H_2 , S и др., которые являются показателями глубинного происхождения рудоносных растворов.

Все урановые месторождения рудного поля образуют единую генетическую группу и относятся к низкотемпературным гидротермальным месторождениям молибден-урановой формации. Они характеризуются едиными литолого-структурными условиями локализации рудных залежей, многоярусностью их расположения в разрезе и отсутствием литологического контроля локализации оруденения, многообразием морфологических форм залежей, незначительными вариациями вещественного состава руд, многостадийностью гидротермального процесса, проявлением двух урановорудных стадий, из которых ранняя — браннерит-настурановая — не образует промышленных руд, а основной является молибденит-коффинит-настурановая. На месторождениях проявлена прямая минеральная зональность, пульсационная, а также зональность отложения, вызванная эволюцией растворов по мере наклонно восходящего продвижения их от одного стратиграфического уровня к другому в пределах одной стадии гидротермального процесса.

Месторождения локализовались как в породах фундамента, так и в осадочно-вулканогенном чехле. Характерной особенностью продуктивной осадочно-вулканогенной толщи является преобладание в разрезе эффузивных пород, по физико-механическим свойствам благоприятных для трещинообразования, в отличие от маломощных прослоев пластичных осадочно-туфогенных пород, способствующих образованию полупроницаемых глинизированных нарушений, являющихся экранирующими поверхностями при фильтрации рудообразующих растворов.

В структурном плане СРП занимает особое положение. По данным структурной геофизики оно находится в общем плотном поле в пределах гравитационного минимума, отражающего область интенсивного разуплотнения, вызванного повышенной тектонической нарушенностью и интенсивными гидротермальными преобразованиями пород. Гравитационный минимум характеризуется наличием неоднородностей в фундаменте и расположен вблизи центров гранитизации вулканизма контрастных серий — от базальтового, базальт-дацитового до базальт-риолитового. Аппараты кислого вулканизма находятся непосредственно в этом блоке, они явились магмовыводящими каналами из близповерхностной магматической камеры, располагавшейся на глубине около 5 км от поверхности, отток магмы из которой вызвал обрушение вышележащих пород и образование кальдер площадью около 150 км^2 .

Между завершением самого позднего базальтового вулканизма и началом гидротермальных процессов имел место значительный промежуток во времени, в течение которого все вулканические породы полностью консолидировались и на последующие тектонические подвижки реагировали хрупкими деформациями. Среди разнообразия генетических типов разрывных нарушений в пределах СРП главное значение для рудоотло-

жения имели разрывы, проявившиеся непосредственно перед началом гидротермальных процессов.

Анализ палеогеографической обстановки показывает, что все месторождения рудного поля сформировались в близповерхностных условиях. Верхние части рудных залежей образовались на глубине 400-600 м от поверхности в период рудоотложения; основная часть руд отложилась в интервале 600-1100 м, нижние части залежей — на глубине около 2000 и даже 2400 м от современной поверхности. Морфоструктурный анализ показал, что с нижнего мела эрозией уничтожено не более 100-200 м, поэтому все месторождения являются скрытыми, не выходящими на дневную поверхность.

Физико-химическая модель гидротермального рудообразования на месторождениях СРП

Физико-химические условия рудообразования подробно изложены выше. Здесь следует подчеркнуть лишь основные факторы модели. Состав газожидких включений в минералах месторождений СРП показывает, что основным фактором отложения урана является падение парциального давления углекислоты в гидротермальных растворах [71ф]. Рудоносный гидротермальный раствор фильтровался в пределах мощной рудоконтролирующей Аргунской зоны широким потоком наклонно вверх, что было вызвано последовательным смещением потока при переходе от одного литолого-структурного уровня при движении его в слоистой толще пород от основного рудоподающего канала к дренирующим сквозным высокопроницаемым разломам. При этом потеря углекислоты растворами (дегазация) происходила по мере приближения к ним, а рудоотложение имело место на различного рода барьерах — геохимических, термобарических, вблизи экранирующих элементов и других. Дегазация в зависимости от различной проницаемости пород происходила медленно, вызывая преимущественно метасоматическое минералообразование, или путем "вскипания" растворов, обуславливая формирование жильных и многообразных других текстурных форм рудных скоплений. Исследования Г.Б.Наумова [71ф,41] показали, что "...уран и молибден способны переноситься углекислыми низкотемпературными гидротермальными растворами в количествах, достаточных для образования молибден-урановых месторождений". Основными формами миграции урана в растворе являются комплексы $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ и $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, MoO_4^{2-} и MoO_3F^- .

Подщелачивание раствора в процессе дегазации уменьшает равновесную активность UO_2^{2+} -иона и способствует отложению настурана; отложению молибденита способствует понижение окислительно-восстановительного потенциала; понижение Eh вызывает возрастание активности сульфидной серы за счет сульфатной, что также способствует отложению молибденита.

Интенсивное развитие гематита во вмещающих руду породах указывает, что восстановителем урана могло быть двухвалентное железо в растворах. Кроме этого восстановителями могли являться битумы, привнесенные растворами и переотложенные из углефицированных органических остатков, а также ранний пирит.

Определение температурных условий формирования месторождений на основе температур гомогенизации газожидких включений в кварце, флюорите, кальците, клейофане, вавеллите позволило оценить общий температурный интервал собственно уранового рудообразования в 200-150°C. Температуры образования минералов пострудных стадий составляют 150-50°C.

Величина давления минералообразующих растворов в принципе может быть оценена для различных участков месторождений Стрельцовского и Антей в 120-24 МПа [70а-ф]. При этом наблюдается уменьшение концентрации углекислоты в растворах от нижних уровней месторождений к верхним. Независимое определение давления растворов по включениям с жидкой углекислотой в друзовидном кварце также утверждает эту тенденцию. Эти исследования свидетельствуют о направленном гидродинамическом напоре ру-

доносных растворов с нарастающей дегазацией углекислых растворов от нижних горизонтов месторождений к верхним.

По составу рудообразующие растворы были существенно углекислыми; из катионов характерны натрий, менее калий. Минеральные парагенезисы свидетельствуют о низком содержании сульфидной серы. В ураноносных растворах наряду с углекислотой присутствовало органическое вещество в более восстановленной форме (найден гидротермальный вавеллит, газохроматографией определен метан в газожиidких включениях, в друзидном кварце и флюорите [70а-ф]).

Кислотность ураноносных растворов была близнейтральной, что определило совместное соосаждение урана и молибдена. Окислительно-восстановительный потенциал растворов отличался относительно высокими значениями и существенными колебаниями в отдельных участках месторождений.

Таким образом, физико-химическая модель рудообразования в Стрельцовской кальдере имеет ряд специфических особенностей. Сочетание тектонических и длительных магматических процессов обеспечивало возникновение в подкоровых и в глубоких частях земной коры геотектонического блока, в котором сформировалось рудное поле металлоносных флюидов, характеризующихся высокими концентрациями углекислоты, щелочей, фтора при низких содержаниях водорода и других сильных восстановителей. На определенной стадии эволюции уранил-карбонатные анионы приобретали способность к активному переносу урана и ряда сопутствующих ему элементов и развитию процессов рудообразования. Формирование урановой минерализации происходило за счет разрушения карбонатных комплексов в процессе дифференциации углекисловодносолоевого раствора и дегазации CO_2 . Повышение кислотности растворов в верхней части гидротермальной колонны способствовало восстановлению железа и могло служить кислотным барьером для оруденения. Изучение изотопного состава углерода свидетельствует об участии в гидротермальном процессе некоторого его количества глубинной (возможно, мантийной) природы. Данные гомогенизации газожиidких включений свидетельствуют, что подобный состав и температурный режим гидротермальных растворов определяются глубинами порядка 1800-2500 м от уровня современного среза. Эти глубины являются вероятной нижней границей развития процессов рудообразования.

Источники рудного вещества

При рассмотрении генетических аспектов молибден-урановых месторождений СРП наиболее дискуссионным является вопрос об источниках рудного вещества, остающийся одним из центральных в теории уранового рудообразования. К настоящему времени обозначились три основных направления в решении этого вопроса, связывающие источник урана: с внутрикоровыми очагами кислой магмы; с боковыми специализированными на уран рудовмещающими породами, из которых фильтрующиеся растворы мобилизуют уран; с глубинными подкоровыми магматическими очагами (мантийными).

Предположение о рудогенерирующей роли внутрикоровых магматических очагов базируется на устойчивой пространственной и временной связи гидротермального уранового оруденения с продуктами кислого вулканоплутонического магматизма, а по данным Н.П.Лаверова, Б.И.Омельяненко, А.А.Смыслова, Г.А.Шаткова и других — на увеличении абсолютных содержаний урана и тория и радиоактивных акцессорных минералов в наиболее поздних дифференциатах кислого магматизма. Подобная тенденция, по их мнению, свидетельствует о непрерывном накоплении урана в остаточном флюиде в процессе кристаллизации кислой магмы и рассматривается как показатель возможной рудогенерирующей способности кислой магмы. Однако высокая вязкость остаточных расплавов в близповерхностном магматическом очаге, выдавленных по кольцевым разломам и слагающих неки вулканических аппаратов (сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры), и значительно более низкие содержания урана в них по сравнению с высокогазонасыщенными более ранними расплавами из этого очага — лавами риолитов, образующими покровы,

не позволяют считать этот магматический очаг возможным источником урана для формирования месторождений Стрельцовской группы.

Одним из источников урана (по представлениям И.С.Модникова, И.В.Сычева, Г.Б.Наумова и др.) могли служить радиогеохимически специализированные формационные комплексы, в первую очередь гранитоиды и гранитизированные метаморфические породы фундамента Стрельцовской кальдеры, содержащие в значительном количестве уран в легкоподвижной форме. По данным И.С.Модникова, И.В.Сычева [64ф, 19, 36], радиохимически специализированные комплексы нижнего структурного этажа образовались под воздействием трансмагматических флюидов кремнекалийевого ряда, вызвавших палингенное гранитообразование, и сопряженных с ним пневматогидротермальных процессов, обусловивших многократный привнос и перераспределение радиоактивных элементов с прогрессирующим увеличением легкоподвижного урана. Перенос значительных масс урана обеспечивался растворами, характеризующимися высокими содержаниями углекислоты и щелочей (преимущественно натрия) при сравнительно низких концентрациях водорода и других сильных восстановителей. При температуре 200-150°C растворы с значительными концентрациями уранил-карбонатных анионов приобретали способность к активному извлечению урана из окружающей среды и формированию рудных тел.

Одной из предпосылок гипотезы о формировании месторождений СРП за счет урана боковых пород является установленный его дефицит в лежащем боку рудовмещающей зоны в Краснокаменском структурном узле, где область дефицита находится на уровне развития рудных тел. Ниже этого уровня (глубже 1500 м) и в подрудном пространстве (до глубины 2337 м, по скв. 1с), а также в всячем боку на уровне рудных тел установлены относительно высокие концентрации урана. В связи с этим не поддается объяснению извлечение урана только из лежащего бока выше уровня 1500 м, в то время как минеральные ассоциации всех преобразующих и рудоформирующих процессов распространены в пределах всего околорудного и подрудного пространства. Более того, глубже 1500 м — ниже области дефицита урана в корневых частях месторождений Аргунского и Жерлового — также происходило рудоотложение.

Изучение динамики рудоносных растворов в области рудоотложения показало, что формирование рудных тел на всех месторождениях происходило из гидротермальных растворов, фильтрующихся от основного рудоподводящего канала (Краснокаменский структурный узел) вдоль осевой линии Аргунской зоны в боковые породы по меридиональным и северо-западным разломам. При такой направленной фильтрации растворов от осевой части рудоконтролирующей зоны в боковые породы мало вероятно предположение о насыщении растворов ураном из этих пород.

Детальные исследования, проведенные при бурении глубоких скважин в околорудном и подрудном пространстве в крупных рудоносных структурных узлах — Краснокаменском и Антейском, позволили более надежно аргументировать положение о глубинном происхождении урана при формировании крупномасштабных месторождений СРП, а также внести коррективы в существующие представления об источнике урана из боковых пород и о времени урановой специализации пород фундамента рудоносной кальдеры. Радиогеохимические исследования пород нижнего структурного этажа в интервале 1000-2660 м в околорудном и подрудном пространстве в крупнейшей рудоносной структурной узлах — Краснокаменском и Антейском, и в целом в пределах Аргунской — основной рудоконтролирующей глубинной зоны, а также за ее пределами в Южном Приаргунье показало, что породы, регионально подвергшиеся метасоматической гранитизации в связи с кремнекалийевым метасоматозом, не являются повсеместно радиогеохимически специализированными. Максимальными концентрациями радиоактивных элементов отличаются породы только в пределах длительно тектонически активных глубинных зон, в которых процессы кремнeshелочного (К-Na) метасоматоза телескопированы последующими процессами грейзенизации и, что наиболее важно, низкотемпературными гидротермальными преобразованиями рудоформирующего этапа.

В пределах СРП повышенные концентрации легкоподвижных форм урана характерны только для Аргунской зоны до глубины 1600 м; глубже концентрации уменьшаются, но увеличивается общее содержание урана. При этом область его дефицита в околорудном

рудном пространстве находится на верхних уровнях и распространяется до глубины не более 1500 м (Краснокаменский узел, см. рис. 212), в интервале 1500-1800 м (Антейский узел, см. рис. 219), т.е. в контуре глубин, где по температурным условиям (не более 250-200°C) вообще возможно образование легкомигрантного урана. Как показали расчеты (Г.Б.Наумов, 1978), в лежачем боку Аргунского месторождения наблюдается наличие устойчивого дефицита урана (относительно его первичных концентраций — U_0), но концентрации легкомигрантного урана более низкие по сравнению с висячим боком, что, по-видимому, связано с выносом его восходящими растворами пострудной стадии. На глубине более 1600 м расчетное значение U_2 приблизительно соответствует концентрациям урана, фиксируемого в настоящее время (U). В связи с этими данными труднообъяснимо гипсометрическое совмещение областей выноса и отложения урана при формировании крупномасштабных месторождений.

Нижняя граница области дефицита урана (см. рис. 212, 219) соответствует нижнему уровню развития разведанного промышленного уранового оруденения. Глубокими скважинами бедное урановое оруденение установлено как в Краснокаменском, так и в Антейском структурных узлах на глубинах от 1595 до 2524 м (скв. 7с, 4с, 9с, 11с), т.е. значительно глубже нижней границы области дефицита легкомигрантного урана, из которой мог выщелачиваться уран для формирования рудных залежей. Ниже области дефицита урана отмечается привнос урана; при этом его повышенные концентрации обусловлены донасыщением из рудоносных растворов всех урансодержащих акцессорных минералов и отложением тонкодисперсного урана в основной массе пород и по микротрещинам. В связи с этими фактами трудно объяснить формирование урановых руд ниже области дефицита урана за счет его извлечения из боковых пород.

Дефицит урана в околорудном пространстве всех месторождений на верхних уровнях разреза возможно объяснить выносом его агрессивными, обогащенными CO_2 и фтором, растворами пострудной карбонат-флюоритовой стадии и переотложением его в виде ореолов на флангах рудоконтролирующих структур, размеры которых нередко достигают 1,5-2 км по простиранию. О выщелачивании урана и переотложении его гидротермальными растворами пострудной стадии свидетельствует наблюдаемое отложение эмульсионного настурана на гранях роста фиолетового флюорита и на розовом пострудном анкерите. Вынос урана происходит не только из вмещающих пород, но и из верхних частей рудных залежей. Частичное разрушение верхних уровней Тулукуевского месторождения обусловило формирование в неоген-четвертичных отложениях урана Полевого месторождения. В то же время следует отметить, что свинцово-изотопные исследования, проведенные на месторождениях, свидетельствуют (И.С.Модников) о наличии зон дефицита урана до глубины 1800 м, связанных с более ранними процессами, отвечающими времени формирования основного оруденения.

Разновременное формирование зон дефицита урана в околорудном пространстве, как правило, телескопировано, что усиливает дифференцированность в распределении содержаний урана и затрудняет их интерпретацию. Характерным при этом является высокая радиогеохимическая дифференцированность в пределах Аргунской зоны на всем ее протяжении, обусловленная наличием зон привноса и выноса урана на фоне его кларковых концентраций. Области выноса урана имеют заметно большие размеры на участках, где во вмещающих породах развиты минеральные комплексы конца урановорудной и пострудной стадий, т.е. в боковых породах месторождений над ними и на их флангах.

Г.Б.Наумов [71], проведя реконструкцию первичного распределения урана по торий-урановому отношению, пришел к выводу, что значительная часть урана, перешедшая в подвижное состояние, была позднее потеряна при развитии современных и древних кор выветривания. О значительной потере породами СРП урана свидетельствуют экспериментальные данные по выщелачиванию урана в лаборатории СПГО. При выщелачивании 10%-м раствором соды из порошковой пробы количество извлеченного урана в среднем составило около 5% вне зависимости от общего его содержания. При выщелачивании урана из пород, не потерявших свой подвижный уран, количество извлеченного металла достигает 30-35%; при этом его количество коррелируется с валовым содержанием в породе.

Предположение о глубинном источнике урана базируется на геологических данных, указывающих на связь процессов рудообразования с эндогенным геологическим развитием данного блока. Длительное развитие глубинного магматического очага, его высокая магматическая и флюидно-газовая продуктивность в течение всей истории развития региона явились предпосылками зарождения и дальнейшего формирования рудоносных растворов. Уже на ранних стадиях развития (AR-PR₁) непосредственно в блоке, вмещающем Стрельцовскую кальдеру, функционировал мантийный магматический очаг, о чем свидетельствует наличие метабазальтов, метагабброидов и метаситроксенов среди метаморфических пород, распространенных в пределах Краснокаменского структурного узла. В течение PR-PR₂ и в период позднемезозойской активизации этот очаг так же, как и другие в Приаргунье, генерировал огромное количество кремнекальциевых, а в мезозое — кремнекалийнатриевых растворов, вызывавших неоднократную гранитизацию, полиформационный вулканизм и образование кремнещелочных метасоматитов в глубинных зонах разломов — Аргунской, Урулюнгуевской и других. Особенно поздномезозойского вулканизма является значительная дифференциация состава его продуктов — от базальтов-дацитов до риолитов и проявление мантийного базальтового вулканизма после завершения цикла кислых извержений, что указывает на восстановившуюся связь поверхности с подкоровым магматическим очагом непосредственно перед началом рудоформирующих гидротермальных процессов. Радиогеохимические исследования показывают, что вулканогенные породы основного состава в Стрельцовской кальдере так же, как и подобные породы за ее пределами, характеризуются низкими содержаниями урана ($1,7-2,6 \cdot 10^{-4}\%$) и тория ($4,4-5,5 \cdot 10^{-4}\%$). Вместе с тем наблюдается увеличение содержания радиоактивных элементов от ранних продуктов вулканизма к поздним. Наиболее высокие (выше кларковых) содержания радиоактивных элементов характерны для базальтов верхнего покрова (до $5,2 \cdot 10^{-4}\%$). Кислые вулканогенные породы, явившиеся дифференциатами глубинного очага, изливавшиеся из близповерхностной магматической камеры, структурно связанные с промежуточными внутрикоровыми и подкоровыми магматическими очагами, также отличаются повышенными концентрациями урана ($7,2-19,0 \cdot 10^{-4}\%$) и тория ($21,6-45,5 \cdot 10^{-4}\%$). Эти данные указывают на накопление урана в глубинном очаге к конечным этапам его развития.

Стадии рудообразующего процесса сопровождалась привносом ювенильными растворами натрия, фтора, углекислоты. Изотопные исследования свинца (Ю.П. Шергина, ВСЕГЕИ) [91,92ф] показали резкую обогащенность свинца изотопом массой 206 в пиритах, связанных с гидротермальным этапом, при низком содержании изотопа с массой 207, что можно объяснить участием при образовании пирита в рудном процессе свинца из двух источников — из глубинных (мантийных, нижнекоровых) гидротермальных растворов и из верхнекоровых пород.

В рудах месторождений Стрельцовской группы, во вмещающих их эффузивах и в гранитах фундамента кальдеры установлены (Л.П.Ищуклова) [32ф, 33ф] в виде прожилков твердые битумы, изучение которых В.И.Покровской (Мельников И.В. и др.) [60ф, 61ф, 34] позволило сделать вывод об их мантийном происхождении на основании нахождения их в виде включений во флюорите и среди гидротермальных продуктов околорудных изменений. Присутствие фтора во всех разновидностях магматических образований и в рудообразующих гидротермальных системах свидетельствует о единстве их глубинного источника.

Месторождения урана Стрельцовской группы отличаются высокими содержаниями молибдена (до промышленных концентраций), заметными концентрациями бериллия, флюорита, сопровождаются примесями свинца, цинка, ртути, золота, меди, серебра, фосфора, бария, олова, вольфрама, т.е. компонентами как глубинного, так и корового происхождения (А.Д. Щеглов, 1976; Г.А. Шатков, 1967). Наличие в гидротермальных растворах фтора, CO_2 , водорода также указывает на подкоровый их источник. О глубинном происхождении рудоносных растворов указывает наличие в составе урановых руд таких элементов эндогенного происхождения, как Ti, Ni, Co, B, Fe и др. Повышенные концентрации Ni, Co отмечаются в рудах многих месторождений; на Мартовском месторождении в отдельных валовых пробах рудных брекчий конгломератов содержание Ni достигает 0,1%, Co — 0,6%.

В пользу глубинного происхождения рудоносных растворов свидетельствует их высокая газонасыщенность, обусловившая образование взрывных рудных брекчий на Аргунском урановом месторождении, локализованном в основном глубинном рудоподводящем канале, и на близрасположенном месторождении флюорита Гозогор. Их проникновение к поверхности так же, как и газонасыщенных эффузивов, было скорее катастрофическим, нежели диффузионным, и происходило в короткий промежуток времени, в течение которого вряд ли могло происходить выщелачивание элементов в большом количестве из боковых пород.

Важнейшими факторами модели рудообразования являются наличие благоприятных геохимических условий переноса урана от источника к области рудоотложения и необходимых термобарических и литолого-структурных условий в зоне формирования руд.

Возможность переноса значительных масс урана восходящими гидротермальными растворами определялась наличием в них высоких содержаний углекислоты и щелочей (преимущественно натрия), а также других более сильно восстановленных соединений углерода. Доминирующей формой переноса урана являлись карбонатные комплексы уранила.

В зоне рудоотложения главнейшими факторами, обусловившими формирование крупномасштабного оруденения, являлись: благоприятные литолого-структурные условия, выразившиеся в сочетании проницаемых и экранирующих элементов на пути фильтрующихся растворов, обеспечивших резкие изменения физико-химических условий растворов, при этом важным фактором в динамике растворов явилось наличие ограниченного количества сквозных разломов, игравших роль дренирующих каналов, ответственных за направленное движение растворов к области с низкими термобарическими параметрами; пространственное совмещение литолого-структурных уровней, благоприятных для рудоотложения с необходимыми термобарическими и геохимическими обстановками для отложения рудной минерализации.

Как показали исследования Г.Б. Наумова (ГЕОХИ, 1980), сочетание открытых и закрытых структурных элементов оказало существенное влияние на распределение термобарических градиентов, на интенсивность процессов дегазации и в целом на химические процессы минералообразования.

Выполняющие кальдере осадочно-вулканогенные слоистые толщи, характеризующиеся анизотропией химического состава и физических свойств, также создают предпосылки для контрастного изменения физико-химических свойств минерализующих растворов, приводящего к рудоотложению.

Таким образом, результаты всех исследований свидетельствуют о том, что формирование промышленного гидротермального уранового оруденения в континентальных вулканических поясах возможно при совмещении в локальных блоках земной коры благоприятных для минералообразования литолого-структурных и геохимических обстановок в области рудоотложения и определенных условий геологического развития глубинных магматических очагов, обусловивших генерирование рудоносных флюидоводных систем.

Разработанная в процессе изучения месторождений СРП геолого-геохимическая модель гидротермального рудообразования успешно использовалась при прогнозно-поисковых работах как в пределах Стрельцовой вулканотектонической кальдеры, так и в других районах в областях континентального вулканизма, характеризующихся подобными геологическими условиями. На основе этой модели, постоянно совершенствовавшейся в процессе изучения месторождений, разрабатывались и уточнялись поисковые критерии выделения потенциально ураноносных районов и признаки проявленности на современной поверхности скрытого глубокозалегающего крупномасштабного уранового оруденения. В основу поисковых критериев положены условия эндогенного развития блоков, свидетельствующих о наличии длительно функционировавших глубинных магматических очагов, характеризующихся высокой магматической и флюидной активностью и способных генерировать рудоносные флюидоводные системы. Такие блоки характеризуются ранней консолидацией, обусловленной многоэтапной метасоматической гранитизацией пород древнего метаморфогенного субстрата под воздействием трансмагматических флюидов кремнекалиевого ряда, в связи с чем испытавших устойчивое воздымание на про-

тяжении всей истории развития — от гранитогнейсовых куполов до купольных поднятий, максимально гранитизированных в сводовых частях.

Другим важным критерием является наличие в таких блоках долгоживущих глубинных зон разломов, характеризующихся телескопированием продуктов эндогенного развития блока (многократная гранитизация), продолжающийся кремнекалиевый и кремнекалийнатриевый метасоматоз в постгранитизационный и активизационный этапы, периодически сменяющийся процессами кислотного выщелачивания, проявление в локальных вулканотектонических структурах контрастных по составу вулканитов, отличающихся высокой газонасыщенностью, и минеральных комплексов гидротермальных многостадийных рудоформирующих процессов, образующих обширные ореолы изменений пород (аргиллизации, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и флюоритизации) и ореолы элементов-индикаторов уранового оруденения (Pb, Mo, As, Sb, Be, Zn, Hg, Tl, Ag, Cu, P) в сочетании с ореолами аномальной радиоактивности; при этом рудоносные зоны разломов характеризуются резко дифференцированным распределением радиоактивных элементов.

Потенциально рудоносными являются локальные вулканотектонические структуры, возникшие в купольных поднятиях фундамента, формированию которых предшествовала длительная история развития глубинных магматических очагов, связанных с ВТС проницаемыми зонами тектонических нарушений. Неоднократно возобновлявшиеся тектонические подвижки, происходившие в процессе многократного вулканизма, кальдерообразования и после консолидации вулканитов перед началом гидротермальных процессов, предопределили образование в вулканотектонических сооружениях разноориентированных тектонических нарушений — крутопадающих (закрытых и сквозных) и пологопадающих, обусловивших создание гидродинамической системы, способствующей резким изменениям физико-химических параметров рудоносных растворов и концентрации рудного вещества. В области рудоотложения благоприятным является стратифицированный гетерогенный разрез пород, характеризующихся контрастными физико-механическими свойствами и наличием среди них благоприятных для развития крутопадающих трещинных зон и разделяющих их пологих полупроницаемых нарушений; эти структурные условия способствовали образованию геохимических барьеров и рудоотложению на нескольких литолого-структурных уровнях при наличии восстановителей во вмещающих породах и в рудоносных растворах.

Важными при прогнозно-поисковых работах признаками проявленности скрытого глубокозалегающего оруденения является развитие на уровне коренных пород под наносами в надрудной части узких линейно вытянутых вдоль разломов ореолов гидротермальных изменений всех стадий рудообразующего процесса и эндогенных геохимических ореолов, а также элементов-индикаторов уранового оруденения. В условиях слоистой толщи осадочно-вулканогенных пород и наклонно восходящего движения рудоносных растворов наиболее обширные ореолы изменений и сопутствующих элементов образуются на поверхности коренных пород на флангах рудоконтролирующих разломов на значительном (до 2 км) удалении от контуров рудных тел.

МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Открытие Стрельцовского месторождения в кальдере, детальное изучение его геологических особенностей позволило выявить основные закономерности локализации уранового оруденения, минеральные и геохимические признаки проявленности глубокозалегающих рудных концентраций. Установленные геолого-структурные, минералого-геохимические признаки скрытого оруденения способствовали эффективному проведению поисков на всей площади вулканотектонической кальдеры, и в течение первого десятилетия были выявлены практически все крупнейшие месторождения.

Особенностью поисковых работ явилось совмещение во времени стадий поисковых, поисково-оценочных работ, предварительной и детальной разведки, а также подготовки месторождений к эксплуатации.

Поисковые и поисково-оценочные работы выполнялись на основе крупномасштабного геологического картирования, информативность и достоверность которого обеспечивались применением комплекса методов структурной геофизики, а также в значительных объемах проходкой поверхностных горных выработок и бурения скважин. Главными задачами этих работ на ранних этапах поисков являлось выяснение общих перспектив ураноносности вулканотектонической впадины. Оценка прогнозных ресурсов урана ежегодно изменялась в связи с выявлением все новых месторождений, и уже через 5 лет (в 1967 г.) СРП определилось как крупный промышленно-важный объект и было начато строительство города Краснокаменска, первых рудников и Приаргунского горно-химического комбината.

СРП располагается в пределах степной зоны, характеризующейся повсеместным перекрытием представительного для опоискования горизонта элювиально-делювиальных отложений суглинками автохтонного происхождения и, как следствие этого, развитием погребенных закрытых слабо проявленных на дневной поверхности ореолов рассеяния радиоэлементов. Это в сочетании с геологическими факторами (сложность геологического строения осадочно-вулканогенной толщи, скрытый характер и специфический структурный контроль оруденения) определили методику поисковых работ.

Главными элементами методики являются объемное геолого-структурное картирование рудного поля и применение комплекса методов глубинных поисков: бурение скважин в рыхлых отложениях установкой СУГП-10, поисково-картировочное бурение, шпуровая и эманионная съемки, позволяющие вести опоискование под толщей наносов на уровне представительного горизонта. Геологическая эффективность применяемых методических приемов поисков оказалась высокой — в рудном поле выявлены все месторождения, локализованные в структурных узлах и проявленные на представительном уровне ореолами рассеяния радиоэлементов.

Выполненные в СРП поисковые и поисково-оценочные работы подразделяются условно на три основных этапа, характеризующие последовательность проведения работ на каждом поисковом участке. В целом же по рудному полю происходило совмещение по времени всех этапов, особенно на участках, которые по геолого-структурным факторам определились как благоприятные для локализации урановых руд.

На первом этапе, в течение первых двух лет после выявления Стрельцовского месторождения урана, проведено изучение геолого-структурных особенностей Тулукуевской впадины на основе картирования в масштабе 1:25 000, сопровождавшегося гравиметрической и магнитной съемками, электропрофилированием, а также вертикальными электрическими зондированиями по опорным профилям, что позволило составить предварительное представление о глубинном строении впадины и выделить в ее пределах Стрельцовскую вулканотектоническую кальдеру. Поиски были выполнены на всей площади кальдеры комплексом относительно простых, мобильных и недорогих радиометрических методов — пешеходной и шпуровой гамма-съемками в масштабе 1:25 000 и 1:10 000. В результате работ первого этапа было изучено геологическое строение Стрельцовской кальдеры, выявлены месторождение Красный Камень и группа перспективных аномалий, составлена карта применимости комплекса методов в соответствии с природными условиями, на которой выделены площади для опоискования глубинными методами (установкой СУГП-10 и бурением). Одновременно была начата оценка бурением скважин рудоносности наиболее перспективных структурных узлов.

На втором этапе проведено объемное геолого-структурное картирование кальдеры в масштабе 1:10 000 и составлена соответствующая карта, постоянно уточнявшаяся в процессе дальнейшего развития поисковых работ. Геолого-структурное картирование явилось основным методом, обеспечившим высокую эффективность поисков. С целью повышения достоверности картирования в значительном объеме проведены геофизические исследования и бурение. Вся площадь кальдеры охвачена гравиметровой съемкой в масштабе 1:25 000; картирование разрывных структур в приповерхностной части произведено

электропрофилированием на переменном токе в модификациях дипольного профилирования, срединного градиента и внешнего градиента, а также частично аэроэлектроразведкой методом бесконечно длинного кабеля, выполненной силами экспедиции № 1 ВИРГа. На перспективных участках с большой мощностью рыхлых отложений пройдены профили скважин СУГП-10 или поисково-картировочного бурения. В доступных местах вскрытие тектонических зон в коренных породах произведено канавами и шурфами. Этими работами было обеспечено обоснованное выделение для оценки бурением конкретных зон тектонических нарушений; при этом структурные узлы, в которых были установлены прямые признаки рудоносности, оценивались бурением опорных скважин до фундамента.

Третий этап работ заключался в поисках уранового оруденения бурением скважин в пределах выделенных перспективных зон тектонических нарушений. В результате в течение ряда лет были открыты Тулукуевское (1965), Новогоднее (1965), Юбилейное (1966), Мартовское (1967), Лучистое (1966), Октябрьское (1967), Дальнее (1968), Широндукуйское (1966), Мало-Тулукуевское (1971), Жерловое (1978), Весеннее (1968) месторождения и ряд рудопроявлений.

В связи с тем, что в геологическом строении Стрельцовской кальдеры принимает участие сложная по составу слоистая толща осадочно-вулканогенных пород, вмещающая экстрезивные, субвулканические образования и разбитая многочисленными различно ориентированными тектоническими нарушениями на множество блоков, а поверхность закрыта мощным чехлом рыхлых отложений, составление геолого-структурных карт представляло большие трудности и было возможно только на основе комплекса методов, включающего геологические маршруты, геофизические исследования, бурение и горные работы. Специализация этих карт в качестве прогнозных на уран затруднялась тем, что все месторождения СРП являются глубокозалегающими и не проявлены на поверхности. Достаточно указать, что под наносы мощностью от 3 до 15 м имеют выходы только три рудных тела. Протяженность выходов от 10 до 50 м. Подавляющее большинство рудных залежей находится на глубинах более 200-300 м от поверхности, небольшая часть их расположена на глубине около 70 м. Выявляются они только бурением. В связи с изложенным, в процессе геолого-структурного картирования изучались признаки проявленности глубокозалегающего оруденения.

Детальное изучение Стрельцовского и других месторождений, открытых на первом этапе поисковых работ, позволило установить основные поисковые признаки промышленного уранового оруденения, к числу которых относятся структурные, литологические и минералого-геохимические.

Структурно-геофизическими методами решались следующие задачи:
выявление и трассирование разрывных нарушений;
определение мощности и расчленение разреза осадочно-вулканогенной толщи;
изучение морфологии поверхности фундамента кальдеры;
определение мощности рыхлых отложений для районирования площади по условиям проведения радиометрических поисков и оценки их достоверности.

Эффективность структурно-геофизических методов для решения различных задач геологического картирования имеет широкие пределы. Признаки геофизических полей, используемые для картирования, в отдельности обладают низкой информативностью, они же в различных комбинациях дают существенное приращение информации. Это предопределило необходимость использования комплекса методов в различных модификациях: гравиметровые и магнитные съемки, электроразведка (ВЭЗ, электропрофилирование — дипольное и методами срединного и внешнего градиента). Одновременно проводилось изучение физических свойств горных пород: плотности, магнитной восприимчивости и электрического сопротивления. Существенное значение также имели опытные и опытно-производственные работы ВИРГ по выяснению возможностей методов электропрофилирования и магнитной съемки при геолого-структурном картировании, электромагнитной съемки методом заземленного кабеля (БДК), по изучению глубинного строения Стрельцовской кальдеры и Приаргунского района сейсмологическим методом с аппаратурой "Земля".

В результате геофизических исследований установлено, что структурные признаки, свидетельствующие о наличии благоприятных условий для рудолокализации, обычно находят четкое отражение в физических полях. Так, узлы сочленения различно ориентированных разломов проявляются потерей корреляции аномалий физических полей, хорошо фиксирующих разломы за пределами узлов, а поднятые блоки фундамента в гравитационном поле — аномалиями совпадающих или противоположных знаков (в зависимости от соотношения амплитуд и контрастности петрохимического состава и физико-механических свойств пород соседних блоков), а по данным ВЭЗ — выступами по опорному (маркирующему) горизонту. Для детального картирования под наносами рудовмещающих разрывных нарушений, фиксирующихся зонами пониженного сопротивления, применялось дипольное электропрофилирование на переменном токе. Анализ ряда гравиметрических карт позволил составить структурную схему Стрельцовской кальдеры и отразить на ней ее блоковое строение и особенности морфологии поверхности фундамента.

Проведенная на раннем этапе магниторазведка оказалась малоэффективной в связи с резкими колебаниями магнитных свойств пород одного и того же горизонта или покрова. Расчленение осадочно-вулканогенного комплекса в разрезе в связи с широким диапазоном изменений физических характеристик горных пород и наличием множества крутопадающих границ раздела не могло быть однозначно выполнено на всей площади кальдеры. Основой для решения этой задачи служили опорные скважины и материалы гравиметрических съемок и ВЭЗ. Так, по результатам гравиметрических съемок достаточно уверенно выделяются в разрезе две толщи: верхняя — фельзит-липаритовая, представленная липаритами, туфами и лавобрекчиями фельзитов, и нижняя — базальт-дацитовая, включающая средние и основные эффузивы и нижние горизонты осадочных пород. По материалам ВЭЗ расчленение осадочно-вулканогенных образований проведено более дифференцированно. Для отождествления электрических горизонтов с геологическими и их привязки к определенным частям разреза в пределах отдельных блоков кальдеры было пробурено по одной-две скважины.

Для расчленения разреза осадочно-вулканогенной толщи широко использовался радиометрический каротаж скважин, позволяющий надежно определять границы горизонтов осадочных пород и покровов эффузивов различного состава, благодаря чему верхние безрудные части разреза на стадии поисково-оценочных работ разбуривались без поднятия керна.

Для изучения морфологии крупных разломов, дифференциации их по степени тектонической активности и глубине заложения, определения положения поверхностей раздела в толще земной коры были применены сейсмологические исследования, сущность которых заключалась в регистрации продольных и поперечных волн, возникающих в очагах землетрясений, и обменных волн, образующихся на сейсмологических границах. По материалам обработки обменных волн были построены глубинные сейсмологические разрезы.

Определение мощности рыхлых отложений выполнялось по методам ВЭЗ и дипольного профилирования. В последнем случае была установлена четкая корреляционная зависимость величины кажущегося сопротивления от мощности наносов. Данные этих методов использовались для выделения морфоструктурных элементов и построения карт природных условий, корректирования на их основе площадей по применимости поисковых методов.

В ландшафтно-геохимическом отношении СРП находится в семиаридной зоне и характеризуется интенсивным проявлением процессов испарения и выветривания, промышленным типом ландшафтных структур и приповерхностным выщелачиванием атмосферными водами, отсутствием многолетней мерзлоты и низким уровнем стояния подземных вод. Другой особенностью рассматриваемой территории является повсеместное развитие чехла рыхлых отложений, перекрывающих щебенистую или глинисто-щебенистую кору выветривания (представительный горизонт опоскования), в которой формируются вторичные ореолы урана и его спутников, связанные с первичными ореолами. Мощность и состав перекрывающего чехла крайне изменчивы, общая закономерность заключается в приуроченности почти 90% радиоактивных аномалий и ореолов в представительном горизонте на глубине 2-12 м от дневной поверхности. Все вышесказанное обусловило слож-

ную структуру применявшегося комплекса поисковых методов, который включал пешеходные, автомобильную гамма-съемку, шпуровые, эманационные, глубинные (СУП-10) поиски и поисково-картировочное бурение. На долю глубинных поисков пришлось 65% всей площади Стрельцовской кальдеры, где мощность рыхлых отложений составляла 3-25 м. Участки с мощностью наносов менее 3 м с достаточной степенью достоверности были опоскованы шпуровой гамма-съемкой.

Таким образом, глубинные поиски являлись основным видом радиометрических исследований, выполнялись они с помощью самоходной установкой глубинных поисков (СУП-10). Поиски проводились в площадной модификации по сети 500-200x20 м, а на наиболее перспективных участках — 100x20 м, с детализацией выявляемых аномалий. В комплексе наблюдений при глубинных поисках — запись интенсивности гамма-излучения по всему стволу скважины, отбор металлотрических проб (с забоя скважин) и измерения концентрации эманации. Применение эманационного метода способствовало повышению глубинности поисков, особенно в тех случаях, когда скважины не достигали представительного горизонта исследований — коры выветривания. Глубины скважин изменялись в пределах 3-25 м, как правило, они составляли в среднем 8-9 м. Лишь в русловых частях долин скважины не достигали представительного уровня опоскования, так как глубины их ограничивались горизонтами пролювиальных обломочных отложений и составляли 3-7 м.

Шпуровыми гамма-поисками было охвачено около 50% площади Стрельцовской кальдеры, где мощность рыхлых отложений составляла менее 3 м. Поиски проводились по сети 100x10 м.

Пониженные участки рельефа с признаками рудоперспективных минерализованных зон изучались одним-двумя профилями скважин, ориентированных вкост простирания предполагаемых зон разрывных нарушений через 400-800 м, расстояния между скважинами в профилях — от 100 до 400 м. Скважины бурили до пород фундамента. В скважинах выполнялся радиометрический каротаж, а по керну — металлотрическое опробование.

Материалы глубинных шпуровых гамма-поисков и радиометрического каротажа скважин представлялись в виде карт радиоактивных аномалий, ореолов рассеяния урана и элементов-спутников, а также вертикальных разрезов распределения радиоактивности и элементов-спутников. Сводная карта, составленная в масштабе 1:25 000, отражает радиоактивность на уровне коренных пород или элювия. Анализ этой карты позволил сделать следующие выводы.

1. Подавляющее большинство выявленных радиометрических аномалий имеют изометричную и линейную форму. Размеры аномалий изменяются от 50x100 до 750x200 м. Максимальная интенсивность аномалий сравнительно невысокая — до 50-200 мкР/ч, преимущественно 60-80 мкР/ч.

2. Пространственно линейные аномалии или аномальные поля тяготеют к флангам крупных рудоконтролирующих зон разломов и весьма редко находятся в разломах непосредственно над рудными телами, главным образом на тех участках, где рудные залежи располагаются на глубине 50-70 м от поверхности (месторождения Тулукуевское, Новогорное, Безречное).

3. Подавляющая часть аномальных ореолов радиоактивности и молибдена группируются по периферии рудного поля в местах сопряжения рудоконтролирующих зон разломов и ограничивающих его кальдерных разломов. В случаях пересечения кальдерных разломов рудоконтролирующими радиоактивные аномалии прослеживаются вдоль последних в обрамлении за контурами кальдеры. Эта характерная особенность является важным признаком наличия скрытого оруденения в зонах разломов в пределах кальдеры. Непосредственно над глубокозалегающими месторождениями установлены лишь единичные слабой интенсивности (40-90 мкР/ч) радиоактивные аномалии.

Такая пространственная обособленность радиоактивных ореолов на удаленных флангах рудоносных зон приводила на ранних стадиях поисков к излишним объемам бурения в связи с общепринятой методикой оценки аномалий в породах, залегающих непосредственно под аномалиями. В последующем поисково-оценочное бурение проводи-

лось по простиранию рудоконтролирующих зон в направлении к основным рудоподводящим разломам.

Проявленность минералогических и геохимических предпосылок рудоносности на поверхности коренных пород, наряду с прямыми признаками уранового оруденения, имеет решающее значение при поисках скрытых месторождений в Стрельцовской кальдере.

Методика минералого-геохимических исследований отработывалась и постоянно совершенствовалась в процессе многолетних работ по изучению гидротермальных образований урановых месторождений СРП. Широко применялись методы петрографического и минералогического изучения вулканитов и других рудомещающих пород (осадочных отложений, гранитов, метаморфических образований), в комплексе проводился их радиографический анализ, изучался баланс вещества в ходе гидротермального процесса. Для изучения эндогенных и вторичных геохимических ореолов проводилась систематическая обработка результатов металлометрического опробования подземных и поверхностных горных выработок, керн скважин, пробуренных с поверхности, из подземных выработок и СУГП-10. Металлометрические пробы в шахтных выработках отбирали с шагом 5 м, при опробовании отдельных участков шаг сокращали до 0,5 м. Металлометрическое опробование скважин и поверхностных горных выработок осуществлялось групповым методом (серия точечных проб, рассредоточенных по всему интервалу опробования через 10 см, образовала одну металлометрическую пробу), длина интервала опробования изменялась в зависимости от размера объекта опробования, но не превышала 5 м. Для изучения вещественного состава руд и закономерностей локализации уранового оруденения производились отбор металлометрических проб в шахтных выработках и из керн буровых скважин и детальная документация (с применением фотодокументации) рудных зон в опорных минералогических профилях, расстояние между которыми обычно не превышало 300 м. В каждом профиле отбирали пробы на полный минералогический анализ — от 5 до 15-20 в зависимости от ширины рудной зоны и пробы вмещающих пород с шагом отбора в среднем 5 м. Для "сгущения" наблюдений по рудной трещинной зоне в промежуточных профилях через 50-100 м отбирались пробы на сокращенный минералогический анализ в количестве от 5-6 до 10-12. В отдельных случаях для изучения распределения продуктов гидротермальной деятельности по простиранию рудной зоны отбирали пробы в штреках и в рассечках, из канав с шагом отбора 5-6 м. С целью выявления типов измененных пород, последовательности их образования и особенностей пространственного размещения, отбирались образцы и минералогические пробы вмещающих пород в тех же опорных минералогических профилях, где проводился отбор рудных проб.

В связи с обнаружением в СРП высоких концентраций цезия проводились массовые определения его в образцах руд и различных типах измененных пород, отбиравшихся по отдельным опорным минералогическим профилям. Наряду с цезием определялись калий, натрий, литий и рубидий.

Большое количество анализов проводилось в центральных институтах (ВИМС, ВСЕГЕИ, ИГЕМ). Тонкие методы исследований проводились совместно экспедицией 324 и НИИ. Во ВСЕГЕИ проведены термические и дифрактометрические анализы глинистых минералов с целью их точной диагностики и выявления гидротермальной метасоматической зональности. В ВИМСе выполнены химический анализ и определение дисперсии отражательной способности настурана. Для изучения состава первичных минералов урана и молибдена применялся локальный рентгеноспектральный анализ (ИГЕМ, ВИМС). Изучен состав сульфидов молибдена и железа (фемолита) на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом, произведен рентгенографический анализ бертрандита и ураноквистого сульфида в целях точной его диагностики. В ВИМСе и ВСЕГЕИ производился полный спектральный анализ большого количества мономинеральных проб жильных минералов с целью выявления элементов-примесей и особенностей их распределения в вертикальном разрезе. Проведено исследование особенностей распределения урана во вмещающих породах и зонах изменений пород методом F-радиографии.

Большое внимание уделялось изучению пространственного распределения выделенных типов измененных пород и минеральных комплексов и выявлению особенностей

вертикальной и горизонтальной зональности месторождений. С этой целью на геологической основе проводилось составление карт и погоризонтных планов гидротермальных изменений вмещающих пород и распределения жильной минерализации (рабочие масштабы карт — 1:10 000 и 1:25 000, погоризонтных планов — 1:500, 1:2 000), а также аналогичного содержания разрезов по опорным минералогическим профилям в масштабе 1:500, 1:2 000. Карты, планы и разрезы составлялись на основе геологической и минералогической документации горных выработок и скважин, в качестве фактического материала использовались образцы руд и вмещающих пород, отбираемых с шагом в среднем 5 м.

За весь период поисков и разведки месторождений были обследованы и минералогически задокументированы около тысячи километров подземных горных выработок, не менее 2 тыс. км керн скважин, изучены более 50 тыс. прозрачных шлифов пород и руд, многие тысячи полированных рудных шлифов и т.д.

В большом объеме проведены геохимические и радиогеохимические исследования руд и вмещающих пород. Распределение элементов в молибден-урановых рудах изучалось на всех месторождениях по опорным геологическим разрезам. Навески из дубликатов бороздовых и керновых проб исследовались полным спектральным анализом на 46 элементных анализах на уран и полуколичественным спектральным анализом на 21 элемент. Полученные результаты были обработаны на ЭВМ "Проминь-М" и ЭВМ "Минск-22" по программе "коэффициент корреляции", а также рассчитаны кларки концентрации элементов в рудах и построены геохимические линии регрессии содержания элементов на содержание урана.

В результате геохимических исследований установлены основные индикаторы уранового оруденения в колонне гидротермально-метасоматических, жильных новообразований и в геохимическом спектре элементов, прослежены их ореолы в различных геологических обстановках, изучена зональность, морфология и размеры этих ореолов и проведено сопоставление их с ореолами радиоактивности.

Результаты исследований отражались на деталях геологических планах горизонтов горных работ и на разрезах в масштабе 1:2 000 и 1:500. В целом для рудного поля составлены минералого-геохимические карты для поверхности коренных пород (подрыхлыми отложениями), для поверхности на уровне представительного горизонта рыхлых отложений и для палеоповрхности фундамента Стрельцовской кальдеры.

Важной особенностью геологического строения месторождений, способствующей проведению поисков глубокозалегающих рудных тел, является многоярусность оруденения. Выявление поисковой скважиной оруденения на одном из верхних уровней являлось основанием проведения поисков на других лежащих ниже литолого-структурных уровнях путем сгущения сети поисковых скважин и увеличения их глубины. При этом принималось во внимание уменьшение размеров рудных залежей на более глубоких уровнях (и улучшение качества руд), а также проявленность прямых признаков (радиоактивность, окологорудные изменения) на поверхности на флангах рудоконтролирующих тектонических нарушений в значительном (1,5-2 км) удалении от глубокозалегающего оруденения.

Методика разведки урановых месторождений СРП определялась особенностями строения рудоносных тектонических зон, морфологией рудных залежей, характером распределения рудной минерализации и изменчивостью параметров оруденения.

Месторождения характеризуются сложным строением, разнообразием морфологических типов и сложностью внутреннего строения рудных залежей, высокой степенью изменчивости их мощности и неравномерным распределением урана и в соответствии с классификацией запасов относятся к третьей группе, разведка которых производится до категорий С₁ и С₂.

На первоначальном этапе разведки объектами изучения являлись рудоносные трещинные зоны, в пределах которых локализуются рудные залежи различных морфологических типов. Предварительная разведка осуществлялась бурением скважин с поверхностных в разведочных линиях, ориентированных вкост простирания основных рудомещающих тектонических нарушений. Расстояния между разведочными линиями принимались 400-200 м, между скважинами в линиях — 100 м. На участках выборочной детали-

зации, характеризующихся, как правило, сложным геологическим строением, расстояния между разведочными линиями сгущались до 100 м, между скважинами — до 50 м. Скважины пересекали всю рудоносную пачку гидротермально измененных пород и бурились до фундамента в случаях его неглубокого (500-600 м) залегания.

Принятая на стадии предварительной разведки методика буровых работ в сочетании с глубинным геолого-структурным картированием позволяла определить пространственное положение и общие масштабы рудоносных тектонических зон, выяснить основные особенности их геологического строения, изучить разрез осадочно-вулканогенной толщи и выделить основные рудоносные уровни, а также установить пределы колебаний и средние значения содержания урана.

Таким образом, в процессе предварительной разведки выявлялись общие контуры рудоносных тектонических зон, по аналогии с участками выборочной детализации определялось их внутреннее строение, предварительно оконтуривались отдельные рудные залежи и определялись их морфологические типы. Работы данной стадии позволяли дать общую оценку ресурсов и подсчитать запасы урана по категории C_2 в рудоносных тектонических зонах и наметить систему дальнейших разведочных работ. Следует отметить, что масштабы оруденения, определенвшиеся при предварительной разведке, полностью подтверждались детальной разведкой и нередко учитывались в полном объеме при проектировании добычных предприятий.

Уникальные масштабы рудного поля обусловили необходимость форсированных темпов разведочных работ, а на ряде месторождений совмещение детальной разведки с эксплуатационной и подготовкой объектов для отработки. Выполнение этих работ в короткие сроки стало возможным благодаря применению передовых технологий и скоростных методов проходки горных выработок и бурения скважин. В частности, при проходке подземных горных выработок была достигнута максимальная в Мингео СССР месячная производительность на проходчика (до 20 м/мес), при бурении глубоких (до 1200 м) скважин было освоено многоствольное бурение с бурением из основного ствола нескольких дополнительных стволов, что дало значительную экономию по объемам бурения и во времени.

Детальная разведка месторождений осуществлялась системой подземных горных выработок и скважин, что обеспечило достаточно полное изучение внутреннего строения рудоносных тектонических зон и закономерностей локализации оруденения, выделение и оконтуривание рудных залежей, выяснение условий их залегания и морфологических особенностей, характера изменчивости и средних параметров оруденения, вещественного состава и технологических свойств руд, горно-технических условий эксплуатации. Сложность строения рудоносных зон, вмещающих обычно рудные залежи различных морфологических типов, обусловила необходимость применения комбинированной системы разведки вертикальными и горизонтальными сечениями.

Горизонтальные сечения создавались подземными горными выработками — квершлагами и штреками, а также горизонтальными скважинами и шпурами. Горизонтальные скважины бурили между основными разведочными линиями с целью полного пересечения рудоносной зоны. В зависимости от высоты рудных залежей, они разведывались на одном-трех горизонтах через 60-120 м.

Расстояние между вертикальными сечениями составляло 50 м. Верхняя часть разреза на высоту до 100 м изучалась восстающими скважинами бескернового бурения, по падению рудные залежи разведывались веерами нисходящих скважин, что позволяло создавать ровные расстояния между пересечениями через 15-25 м. На участках сложного геологического строения создавались дополнительные разведочные сечения через 25 м. Бурение скважин с поверхности использовалось в незначительных объемах для оценки верхних частей месторождений.

Детальная разведка пластообразных залежей проводилась по сети 50x25 м.

В целом система горизонтальных и вертикальных разведочных сечений обеспечивала вскрытие, выделение и геометризацию практически всех рудных залежей. Разведка каждой из них осуществлялась с учетом морфологии, размеров и изменчивости оруденения.

За весь период поисков, предварительной и детальной разведок в пределах СРП пробурено огромное количество (более 3 тыс.) скважин, общий метраж которых составил более 4 тыс. км. Из 20 разведочных и разведочно-эксплуатационных шахт глубиной 400-700 м пройдены подземные горные выработки, объем которых составил около 346 км. Экономическая эффективность разведки весьма высокая.

Задачей Приаргунского горно-химического комбината (в настоящее время АО "Приаргунское производственное горно-химическое объединение") является добыча и переработка урановых руд для обеспечения потребности страны в этом металле. В 1969 г. горные работы были начаты на Стрельцовском и Тулукуевском месторождениях. По условиям залегания Стрельцовское месторождение обрабатывалось подземным способом, Тулукуевское — открытым.

Основными факторами, определившими выбор системы отработки месторождений, оказались форма рудных тел, устойчивость руд и вмещающих пород, а также высокие содержания урана в рудах.

Форма рудных тел, размещенных в зонах тектонических нарушений, оказалась весьма сложной. При этом в ряде случаев информация, получаемой при детальной разведке, оказалось недостаточно для проведения очистных работ. Потребовалось дополнительное проведение эксплуатационной разведки с целью уточнения формы и условий залегания рудных тел. Сложная форма рудных тел, разделенных промежутками забалансовых руд и пустых пород, не позволяет применить способы массовой отбойки руды. Потребовалась "ювелирная" отбойка руды, обеспечивающая ее высокое качество. Залегание руды в зонах тектонических разрывов обусловило трещиноватость руды и вмещающих пород и неустойчивость их в процессе проведения горных работ. И, наконец, высокое содержание урана в рудах вызвало необходимость ограничения обильного выделения радона в рабочем пространстве. Для того, чтобы в таких условиях добывать руду с наибольшей экономической эффективностью, применена система отработки горизонтальными слоями с заполнением отработанного пространства твердеющей закладкой в нисходящем порядке. На каждом слое рудное тело извлекается одной или несколькими заходками, выработанное пространство заполняется твердеющей закладкой на цементной основе, подаваемой с поверхности по трубам. Эта система отработки, несмотря на ее высокую стоимость и жесткие требования к технологическому процессу, в условиях месторождений Стрельцовской группы оказалась наиболее экономически эффективной, так как она обеспечивает полную выемку руды с минимальной примесью пустых пород и забалансовых руд. С целью более углубленной информации о форме и условиях залегания рудных тел разработана система эксплуатационной разведки, дополняющая данные детальной разведки. Создается разведочная сеть 25x10-15 м. Скважины бурят на глубину до 70-80 м и горизонтальные скважины — через 10 м. Как показал опыт работы, при бурении скважин для эксплуатационной разведки выявляются дополнительные рудные тела, не установленные детальной разведкой.

Тулукуевское месторождение, располагающееся на глубине до 250 м, отработано открытым способом по транспортной схеме с применением буровзрывных работ. Отработка месторождения в целях сокращения потерь и разубоживания руды велась уступами высотой 5 м. При этом буровзрывные работы проводились таким способом, что рудный массив разрушался без перемешивания с пустыми породами и разбирался затем мощными экскаваторами, оснащенными на ковшах датчиками радиометров. При отработке Тулукуевского месторождения эксплуатационная разведка проводилась бурением вертикальных скважин на глубину 30 м по сети 10x10 м.

Четкие представления о геологическом строении месторождений и применение на этой основе оптимальных методов разведки позволили оценить их запасы с высокой степенью достоверности.

Сопоставление результатов предварительной, детальной разведок и эксплуатации

С 1963 г. в пределах СРП велась горно-буровая разведка месторождений урана, которая по завершению детальной разведки передавалась для разработки Приаргунскому горно-химическому комбинату (ПГХК).

Сопоставление графических материалов (рис. 259) и результатов подсчета запасов по данным предварительной и детальной разведок месторождений СРП показывает, что по результатам предварительной разведки геологическое строение, структурная позиция и промышленные масштабы оруденения были правильно интерпретированы и оценены достоверно. Детальной разведкой подтверждены рудоконтролирующая роль основных систем тектонических нарушений, достоверность общих контуров рудоносных зон и представлений о внутреннем строении рудных залежей.

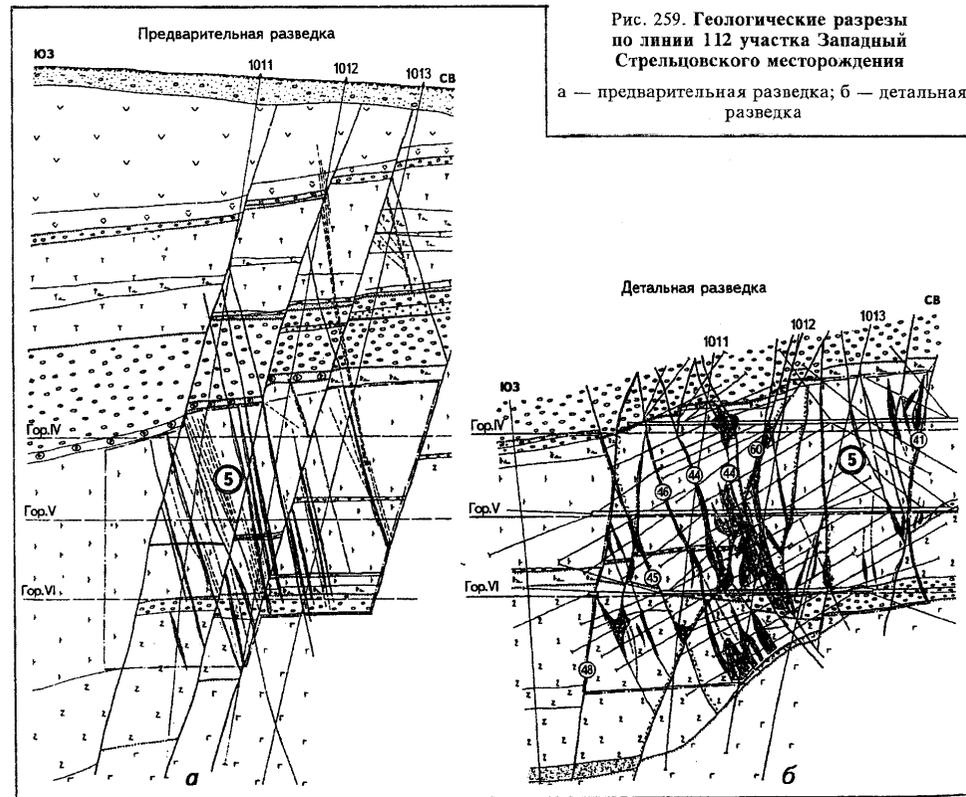


Рис. 259. Геологические разрезы по линии 112 участка Западный Стрельцовского месторождения
а — предварительная разведка; б — детальная разведка

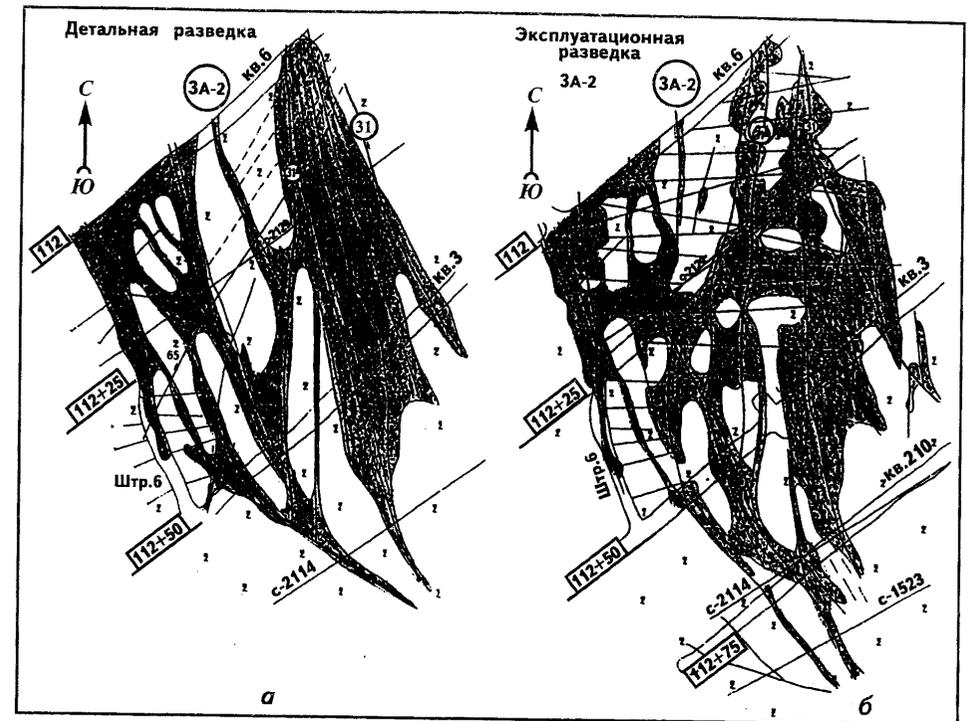


Рис. 260. Геологические планы горизонта IV участка Центральной Стрельцовского месторождения
а — детальная разведка; б — эксплуатационная разведка

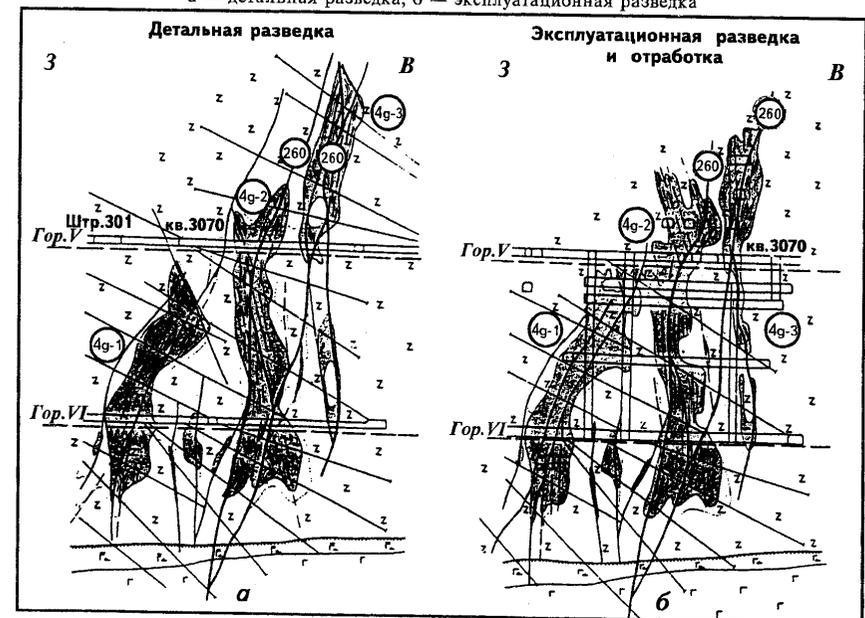


Рис. 261. Геологические разрезы по линии 107 участка Восточный Стрельцовского месторождения
а — детальная разведка; б — эксплуатационная разведка и отработка

При детальной разведке большей части месторождений рудного поля не выявлено новых крупных рудных залежей, а получаемый основной прирост запасов урана происходил за счет выявления высокопродуктивных и рудонасыщенных блоков богатых руд внутри предварительно разведанных рудных тел.

Сопоставление результатов предварительной и детальной разведок показывает высокую сходимость подсчетных параметров по рудным залежам, выделенных на стадии предварительной разведки. Запасы руды в большинстве случаев не изменяются, а запасы

металла увеличиваются на 5-15% за счет его более высокого содержания в руде, полученного в результате детальной разведки, позволившей учесть богатые рудные столбы.

Таким образом, принятая методика предварительной разведки месторождений урана СРП в целом позволяла достоверно определять промышленные масштабы оруденения, условия локализации рудных залежей, производить их оконтуривание и подсчет запасов по категории C_2 в соответствии с инструктивными требованиями.

Сопоставление данных разведки и разработки месторождений, проводившееся систематически с 1974 г., показывает хорошую сходимость результатов (рис. 260, 261, 262). При несущественных расхождениях контуров рудных залежей и запасов в отдельных блоках общие запасы крупных рудных залежей или совпадают, или при отработке происходит незначительное (7-13%) увеличение запасов металла за счет вовлечения в отработку новых рудных тел или законтурных частей рудных тел.

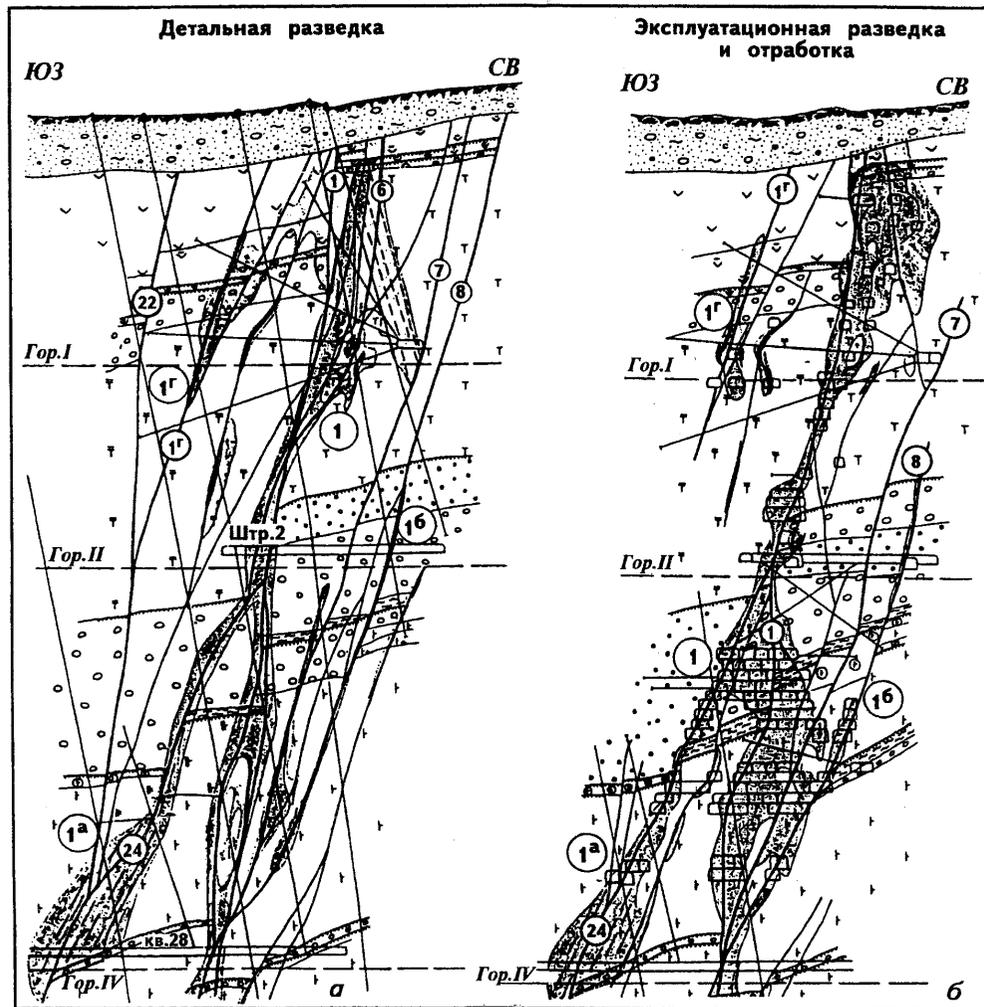


Рис. 262. Геологические разрезы по линии 115+50 участка Центральный Стрельцовского месторождения

а — детальная разведка; б — эксплуатационная разведка и отработка

Таким образом, детальная комбинированная горно-буровая система разведки по сети 50x25-20 м и 25x15-10 м на участках усложнения морфологии и внутреннего строения рудных залежей позволяет правильно оценить морфологию рудной залежи и провести достоверную геометризацию и оценку оруденения. Однако в процессе разработки наблюдается некоторое усложнение формы рудных залежей по сравнению с данными детальной разведки. Сопоставление подсчетных параметров и запасов показывает, что расхождение по отдельным подсчетным блокам и по небольшим телам бывает существенным как в одну, так и в другую сторону, а в целом по месторождениям и крупным рудным залежам отмечается хорошая сходимость.

Анализ материалов разведки и отработки месторождений показывает, что применяемая методика детальной разведки и достигающаяся на этой стадии плотность наблюдений на участках сложного морфологического и внутреннего строения рудных залежей обеспечивает достаточную степень изученности всех геологических параметров, соответствующую требованиям для запасов по категории C_1 . Практически на всех месторождениях при детальной разведке получен прирост запасов урана по отношению к данным предварительной разведки. При эксплуатации месторождений прирост запасов в целом достиг 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Крупномасштабные урановые месторождения Стрельцовского рудного поля находятся в экономически освоенном районе на юге Читинской области. Выявление их только через 15 лет после начала поисков уранового сырья в этом регионе обусловлено скрытым характером оруденения. Рудные тела находятся в основном на глубине более 200 м и лишь единичные из них вблизи поверхности и практически не проявлены радиогеохимическими ореолами. Ореолы радиоактивности находятся на флангах рудоконтролирующих структурных элементов, удалены от рудных тел на расстояние до 2-5 км и группируются вблизи кальдерных разломов по периферии кальдеры.

Месторождения СРП локализовались в пределах одноименной вулканотектонической кальдеры, образовавшейся на поздних этапах позднемезозойской тектономагматической активизации региона на пересечении длительно развивавшихся глубинных зон разломов — Аргунской, Меридиональной и Урулюнгуевской — в пределах локального купольного поднятия фундамента.

Детальные исследования, проводившиеся в течение всего периода разведки месторождений, изучение геологических особенностей рудовмещающей кальдеры и в целом Урулюнгуевского купольного сводового поднятия пород фундамента позволили сделать вывод о том, что процессы уранового рудообразования являются следствием закономерного ряда геологических событий в длительной истории развития региона, и основным условием образования крупных, уникальных по запасам и качеству руд месторождений Стрельцовской группы явилось телескопирование в едином геоструктурном блоке рудоподготовительных и рудоформирующих процессов, свидетельствующих о генетической связи эндогенных рудообразующих систем с длительно функционировавшим глубинным подкорковым источником. С ним и с подобными другими связано формирование локальных купольных поднятий, образующих единый Урулюнгуевский свод, под воздействием трансмагматических флюидов кремнекальевого ряда, обусловивших региональную полихронную метасоматическую гранитизацию архей-раннепротерозойских метаморфических пород. Специфические условия развития находившегося в характеризуемом блоке глубинного магматического очага, неоднократно возбудившегося и генерировавшего кремнекальевого и кремнекалийнатриевые флюидопотоки, обусловили образование в пределах взаимосвязанных глубинных зон разломов (Аргунской, Меридиональной, Урулюнгуевской) многостадийных кремнещелочных метасоматитов и продуктов кислотного выщелачивания. С глубинным очагом генетически связано также возникновение многоступенчатых внутрикоровых магматических очагов, продукты вулканизма которых характе-

ризируются контрастным составом от базальтов до риолитов и увеличением относительного содержания урана (отношение средних содержаний урана к их кларкам) от кислых пород к основным, что подтверждает урановую специализацию глубинного магматического очага. Магматическая активность глубинного очага завершилась излиянием базальтовых лав и последующим отделением рудообразующих флюидоводных систем.

Ураноносная Стрельцовская вулканотектоническая кальдера образовалась в пределах локального купольного поднятия, и обрушение произошло в результате отбьга при извержении кислых магм из близповерхностного магматического очага, расположенного непосредственно в этом блоке земной коры в сложном узле сочленения разноориентированных глубинных зон разломов. Эти разломы отличаются длительным развитием, повышенной магмо- и флюидопроницаемостью на всех этапах его развития и четко фиксируются в гравитационном поле минимумами силы тяжести в краевых частях региональных максимумов, т.е. являются относительно разуплотненными блоками фундамента. В пределах этих зон, особенно в их центральных наиболее проницаемых частях, телескопированы разновозрастные метасоматиты (продукты микроклинизации, грейзенизации, альбитизации, серицитизации, аргиллизации), связанные с доактивизационными и активизационными процессами.

Рудоконтролирующие разломы характеризуются повышенной радиогеохимической дифференцированностью как в фундаменте, так и в осадочно-вулканогенной толще, обусловленной наличием зон привноса и выноса урана, особенно в участках интенсивных гидротермальных преобразований. Урановая минерализация, локализованная в породах фундамента до глубины около 1600 м и осадочно-вулканогенного чехла, контролируется этими зонами повышенной радиогеохимической дифференцированности. На глубинах более 1600 м отсутствуют зоны выноса урана, и в подрудном пространстве наблюдается его привнос. В рудоконтролирующих разломах, являвшихся зонами фильтрации восходящих флюидно-водных потоков, происходила перегруппировка многих петрогенных и рудогенных элементов с переводом значительной доли урана в миграционноспособные соединения; с глубины 1500-1800 м отмечается тенденция уменьшения доли подвижного урана и увеличение эквивалентного содержания урана. Минералого-геохимические и радиогеохимические данные позволяют предполагать, что основным источником урана был глубинный (Л.П.Ищукова). Существует и другая точка зрения (И.С.Модников, И.В.Сычев), в основе которой лежит предположение о полигенном источнике урана при подавляющей роли радиогеохимически специализированных рудовмещающих пород.

Необходимым условием формирования крупномасштабного уранового оруденения наряду с благоприятными условиями зарождения рудоносных растворов на глубоких уровнях и их транспортировки к поверхности являются благоприятные структурно-геохимические предпосылки для рудоотложения в области минералообразования.

В блоке, вмещающем Стрельцовскую кальдеру, идеально сочетаются и те и другие условия. Все месторождения концентрируются в пределах глубинной Аргунской зоны разломов и в узле ее сопряжения с Меридиональной и Урулюнгуевской зонами. Геологическое строение этого узла, петрохимические и радиогеохимические особенности слагающих его комплексов пород, изотопный состав углерода, морфология рудных залежей, ореолов гидротермальных изменений пород и элементов-индикаторов оруденения позволяют сделать заключение, что именно этот структурный узел, контролирующий положение Краснокаменского вулканического аппарата, является основным магмо-флюидорудоподводящим каналом, структурно связанным с глубинным подковровым магматическим очагом.

Структурные условия, созданные в Стрельцовской кальдере, характеризуются наличием в фундаменте скрытых долгоживущих разломов, представленных зонами бластомилонитов и объемного микрокатаклаза, а в осадочно-вулканогенной толще — разломов иной ориентировки, сопровождающимися зонами трещиноватости и пологих экранирующих нарушений. Такие тектонические условия обусловили создание подэкранных геохимических барьеров, способствовавших изменчивости физико-химических параметров, фильтрующихся в области минералообразования гидротермальных растворов, и интенсивному рудоотложению.

В результате бурения глубоких скважин в околорудном и пострудном пространстве высокорудонасыщенных Краснокаменского и Антейского структурных узлов найдено подтверждение высказанного нами положение о магмо- и флюидорудоподводящей роли первого из них. Установлено телескопирование в пределах Аргунской зоны, и особенно в узлах пересечения ее разломами меридионального и северо-западного простирания, продуктов одновременных пневматогидротермальных и гидротермальных процессов, завершившихся рудообразованием. Выяснено, что максимально радиогеохимически специализированными являются породы в пределах рудоносной Аргунской зоны, что обусловлено донасыщением ураном аксессуарных минералов и эмульсионным распределением собственно урановых минералов во вмещающих породах в связи с гидротермальным рудообразующим процессом; при этом область дефицита легкоподвижного урана распространена только до глубины 1500-1800 м и соответствует интервалу развития рудных залежей; ниже этого уровня наблюдается привнос урана в целом, а бедное урановое оруденение пересечено глубокими скважинами в интервале 1880-2550 м, что значительно глубже нижней границы области дефицита урана. Эти данные, наряду с другими геологическими факторами, усиливают роль глубинных источников ураноносных растворов. Установлена вертикальная структурная и минерально-геохимическая зональность в пределах рудовмещающих узлов, а наличие уранового оруденения в интервалах до глубины 2550 м и рудосопровождающих минеральных ассоциаций без признаков выклинивания до глубины 2660 м позволяет предполагать возможность развития уранового оруденения до глубины 3000 м.

Комплексом скважинных геофизических исследований получен новый материал о состоянии петрофизических свойств пород на значительных глубинах, который в совокупности с новыми геолого-структурными, минералогическими и радиогеохимическими данными позволил уточнить геолого-генетическую модель формирования крупномасштабных месторождений СРП во всех ее аспектах и усовершенствовать прогнозно-поисковые критерии выделения потенциально рудоносных блоков и поисковые признаки проявленности глубокозалегающего уранового оруденения, которые могут успешно использоваться для поисков крупномасштабных урановых месторождений в других регионах, характеризующихся подобной геологической обстановкой.

Список фондовой литературы

1. Андреева О.В., Головин В.А. Фациальные особенности аргиллизитов и гидрослюдистых метасоматитов на урановых месторождениях и рудоносность различных фаций. (Промежуточный отчет) ИГЕМ, экзп.1, 1979.
2. Афанасов М.Н., Павлова В.В., Строна П.А., Угаров В.А., Игошин Ю.А., Яковсон Л.Н. Геологическое строение и ураноносность Урулюнгуевского структурно-формационного блока. — Ленинград, Фонды СПГО, 1974.
3. Белова Л.Н., Федоров О.В. Некоторые данные о минеральном составе зоны окисления урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. Сб.КНТС ВИМСа, вып.45, 1977.
4. Березнов Г.Д., Бульгин Р.М., Косяков В.В., Хамидуллин С.Х., Хоментовский Б.Н. и др. Разработка рациональной системы детальной и эксплуатационной разведки Стрельцовского месторождения. Предприятия п/я А-1997 и п/я А-1768. Фонды п/я А-1768, 1976.
5. Вампилов М.В., Кожевников Г.И., Ищукова Л.П. и др. Минералого-геохимические особенности рудных тел и рудовмещающих пород уран-молибденовых месторождений восточной части Стрельцовского рудного поля. — Иркутск, Фонды СПГО, 1972.
6. Вампилов М.В. Гидротермальные изменения вмещающих пород и минералогические особенности руд месторождений Стрельцовской группы. Сб.КНТС, вып. 29-30, 1974.
7. Вампилов М.В., Ищукова Л.П., Кожевников Г.И., Ковалева Т.В. Особенности вещественного состава и геохимии руд месторождения Антей. Сб.КНТС ВИМСа, вып.62, 1980.
8. Вампилов М.В., Кожевников Г.И., Воронцова Т.Ю. Особенности вещественного состава и геохимии руд пластообразной залежи месторождения Дальнего. Сб.КНТС ВИМСа, вып.62, кн.2, 1980.
9. Вишняков В.Е., Вольфсон Ф.И., Ищукова Л.П. Особенности геологии урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. — Москва-Иркутск-Чита, Фонды СПГО, 1968.

10. Вишняков В.Е., Пальшин И.Г., Карпенко И.А., Дронов Ю.В. Зависимость тектонических деформаций и морфологии рудных тел Стрельцовской группы урановых месторождений от физико-механических свойств вмещающих пород. Сб.КНТС, вып.9, 1970.

11. Вишняков В.В. Кинематика разрывных нарушений и история развития структур Стрельцовского рудного поля. Сб.КНТС, вып.61, 1980.

12. Волостных Г.Т., Михайлова И.С. Аргиллизированные породы Стрельцовского, Имского и Степного урановых месторождений их генезис и критерии рудоносности. — Том 2, ВСЕГЕИ, 1970.

13. Волостных Г.Т., Михайлова И.С. Зависимость состава и зональности аргиллизированных пород Стрельцовского уранового месторождения от степени рудоносности. В сб.: Поля гидротермально измененных пород и оценка их рудоносности. — Л., 16-28, 1972.

14. Вольфсон Ф.И., Ищуклова Л.П., Вампилов М.В., Вишняков В.Е., Шлейдер В.А., Дронов Ю.В. Особенности локализации уранового оруденения в эффузивно-осадочных породах чехла и гранитоидах фундамента (на примере Стрельцовского месторождения в Забайкалье). Сб. КНТС ВИМСа, вып.36, 1974.

15. Вольфсон Ф.И., Ищуклова Л.П., Хоментовский Б.Н. Краткие итоги научно-исследовательских геологических работ и задачи дальнейшего развития с целью научного обоснования дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы Приаргунского комбината. Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

16. Вольфсон Ф.И., Ищуклова Л.П., Модников И.С. и др. Геология, условия формирования месторождений Стрельцовского рудного поля, совершенствование поисково-оценочных критериев скрытого уранового оруденения. Отчет за 1976-1980 гг. Том I и III. — М., Фонды ВИМСа, 1981.

17. Вольфсон Ф.И. и др. Разработка модели формирования урановых месторождений в вулканогенно-осадочных депрессиях областей послеплатформенного орогенеза на примерах месторождений Забайкалья и МНР. Фонды ВИМСа, 1984.

18. Вольфсон Ф.И. и др. Условия формирования крупных урановых месторождений в вулканических сооружениях активизированных областей. В кн.: Основные проблемы уранового рудообразования. (Материалы II-го Всесоюзного совещания по вопросам теории уранового рудообразования). — М., сб.95-104, 1987.

19. Высокоостровская Е.Б., Гуцин Е.Н., Соловьев Н.С., Строна П.А., Угаров В.А., Шатков Г.А. Радиогеохимические особенности горных пород и ураноносных структур Урулунгуйской структурной зоны (Юго-Восточное Забайкалье). Фонды С.Э.

20. Генко Г.А., Филипченко Ю.А. Физико-геологические модели объектов прогнозно-поисковых работ на уран в Юго-Восточном Забайкалье. Материалы по геологии урановых месторождений. / Инф.сб., вып.92, — М., 1983, с.60-68.

21. Горелов Д.А., Ищуклова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. Особенности глубинного строения рудоконтролирующих структур Стрельцовского вулканического сооружения / Информационный сборник статей КНТС, вып.100. — М., 1986. — С.35-51.

21-1. Губкин Г.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Мулинской площади (Восточное Забайкалье) за период 1991-1994 гг. Фонды ГП "Читагеолсъемка", 1995.

22. Данковцев Р.Ф. Особенности геотектонического развития урановых месторождений активизированных сводовых областей. (Докторская диссертация). Фонды ВИМСа и СПГО, 1975.

23. Данковцев Р.Ф. Основные проблемы и факторы прогнозирования урановых месторождений в Забайкалье на современном этапе / Сб.КНТС ВИМСа, вып.42, 1976.

24. Денисов К.К., Ищуклова Л.П., Талалаев И.Е. Отчет о результатах работ партии 109 за 1957 г. Фонды СПГО, 1958.

25. Елисева О.П., Омеляненко Б.И. Изучение мобилизации и перераспределения урана в горных породах с помощью метода осколковой радиографии. (Радиоактивные элементы в геологических процессах). — Душанбе, 1975, с.361-368.

26. Зонтов Н.С. Итоги и перспективы развития сырьевой базы ПГХК и задачи поисковых и научно-исследовательских работ по геологии урана. Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

27. Игошин Ю.А., Майоров Ю.А., Батеха А.М., Рензин Г.И. Отчет Аргунской партии № 98 за 1973-1976 гг. по геологическому заданию 98-5 "Оценка перспектив ураноносности восточной части Урулунгуйской структурно-формационной зоны". — Иркутск, Фонды СПГО, 1977.

28. Ищуклова Л.П., Денисов К.К. Отчет Аргунской партии за 1957 г. Обобщение по работам партий 109 и 105 за 1954-1957 гг. Фонды СПГО.

29. Ищуклова Л.П., Игошин Ю.А., Пономаренко И.Г., Медведев В.И. Отчет Аргунской партии № 324 за 1962 год. Фонды СПГО, 1963.

30. Ищуклова Л.П., Рубцов Г.В. Проект работ партии 324 на 1963 г. Фонды СПГО, 1962.

31. Ищуклова Л.П., Рубцов Г.В., Короневский Б.Н. и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Забайкальской партии № 324 за 1963 г. в междуречье Аргуни и Урулунгуя. Фонды СПГО, 1964.

32. Ищуклова Л.П., Солодовников В.А., Шлейдер В.А., Ротов Ю.Г., Пальшин И.Г. и др. Отчет о поисково-разведочных работах Забайкальской партии № 324 за 1964 г. Фонды СПГО.

33. Ищуклова Л.П., Шлейдер В.А., Солодовников В.А. и др. Геологическое строение и ураноносность Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье). Отчет о поисковых и разведочных работах, проведенных в Стрельцовском прогибе в 1963-1966 гг. Фонды СПГО.

34. Ищуклова Л.П., Шлейдер В.А., Солодовников В.А., Губкин Г.Н., Куклин Ю.И., Трикилов И.П., Шакин А.П. и др. Геологическое строение и ураноносность Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье). Отчет о поисковых и разведочных работах партии 324 в Стрельцовском рудном поле в 1963-1970 гг., 24 тома. — Иркутск, Фонды СПГО, 1970.

35. Ищуклова Л.П., Шлейдер В.А., Куклин Ю.И., Шакин А.П., Карманов Р.Г., Куликов В.А., Вампилов М.В. Геологическое строение и ураноносность восточной части Стрельцовского рудного поля. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Забайкальской партии 324 за 1970-1974 гг. в 21 томе. — Иркутск, Фонды СПГО, 1974.

36. Ищуклова Л.П. Геолого-структурные особенности и ураноносность Стрельцовского рудного поля. Сб.КНТС ВИМСа, вып.29-30, 1974.

37. Ищуклова Л.П., Шлейдер В.А., Куклин Ю.И., Шакин А.П., Самойленко Ю.А., Пимнев Ю.К. Геологическое строение и ураноносность восточной части Стрельцовского рудного поля. Отчет Забайкальской партии 324 о результатах поисково-разведочных работ на Октябрьском, Лучистом, Мартовском месторождениях в 1970-1976 гг. — Иркутск, Фонды СПГО, 1976.

38. Ищуклова Л.П., Вампилов М.В., Кожевников Г.И., Шлейдер В.А., Филипченко Ю.А., Росман Г.И., Лапшин А.И., Дергачева А.А., Андреева И.П., Косовец Ю.К., Костиков А.Г. Отчет по теме 70-72 "Изучение комплекса поисковых признаков "слепых" урановорудных тел с целью разработки методики их выявления в пределах рудных полей". Научные руководители Ершов А.Д. (ВИМС), Ищуклова Л.П. СПГО. — Иркутск, Фонды СПГО, 1976.

39. Ищуклова Л.П., Филипченко Ю.А., Шлейдер В.А. и др. Уточнение существующих и разработка новых поисковых критериев для поисков скрытого оруденения как в пределах Стрельцовского рудного поля, так и других районах с подобной геолого-структурной обстановкой. Отчет партии 324 по тематическим исследованиям за 1972-1976 гг. (геологическое задание 324-5).

40. Ищуклова Л.П., Филипченко Ю.А., Пулин В.И. и др. Оценка перспектив ураноносности западного и центрального блоков Шаманской впадины с выделением площадей под поиски промышленных месторождений урана Отчет партии 324 за 1974-1976 гг. (геологическое задание 324-12). — Иркутск, Фонды СПГО, 1977.

41. Ищуклова Л.П. Минеральная зональность в Стрельцовском рудном поле. Сб.КНТС ВИМСа, вып.46, 1977.

42. Ищуклова Л.П., Мельников И.В., Вампилов М.В., Куликова Н.Ф., Ковалева Т.В. Особенности пространственного распределения урановых минералов в глубоких частях Стрельцовского месторождения. Сб.КНТС, вып.50, 1978.

43. Ищуклова Л.П. Геолого-структурные особенности Стрельцовской группы месторождений. Сб.КНТС, вып.51, 1978.

44. Ищуклова Л.П. Геологические условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Стрельцовского рудного поля. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Фонды СПГО, 1980.

45. Ищуклова Л.П., Вампилов М.В., Ковалева Т.В. и др. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения в нижнем структурном этаже (Южное Приаргунье). — Иркутск, Фонды СПГО, 1980.

46. Ищуклова Л.П. Геолого-структурные особенности Южного Приаргунья. Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

47. Ищуклова Л.П., Шлейдер В.А. Закономерности локализации оруденения и дальнейшее направление поисковых работ в Стрельцовском рудном поле. Сб.КНТС, вып.61, 1980.

48. Ищуклова Л.П., Филипченко Ю.А. и др. Отчет по геологическому заданию 324-31 (98-II,5-2) и теме 301 ОМЭ № 8 ВСЕГЕИ о результатах прогнозных и поисково-оценочных работ ГРЭ 324 и ВСЕГЕИ за период 1977-1980 гг. — Иркутск, Ленинград, 1981.

49. Ищуклова Л.П., Филипченко Ю.А. и др. Отчет по геологическому заданию 324-26 о результатах геолого-прогнозных работ геолого-разведочной экспедиции 324 за 1981-1983 гг. — Октябрьский-Иркутск, Фонды СПГО, 1983.

50. Ищуклова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. Процессы радиогеохимической дифференциации гранитоидов фундамента вулканических депрессий и их роль в формировании уранового оруденения / Материалы по геологии урановых месторождений. Инф.сб. — М., 1982. — Вып.73.

51. Ищуклова Л.П., Карманов Р.Г., Макушин М.Ф., Козулин Ю.М. Отчет по геологическому заданию 324-22 о результатах поисковых работ в Стрельцовском рудном поле за период 1980-1984 гг. Фонды СПГО, 1985.

52. Ищуклова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. Геологические условия формирования высокопродуктивных урановых месторождений в областях континентального вулканизма. В кн.: Металлогения урана Урало-Монгольского пояса. ВСЕГЕИ. — Л., 1986, с.177-187.

53. Ищуклова Л.П., Кондратьюкин А.Д. и др. Отчет по геологическому заданию 324-27 о результатах геолого-прогнозных работ экспедиции 324 за 1983-1985 гг. Фонды СПГО, 1986.

54. Ищуклова Л.П., Филипченко Ю.А. Модель объемного геологического строения Урулунгуйского блока. Инф. сб., вып. 79, с.127-134. Материал совещания по глубинному (объемному) картированию (апрель 1980) в Ленинграде. — М., 1982.

55. Ищуклова Л.П., Вампилов М.В., Модников И.С., Сычев И.В. и др. Отчет о геологических результатах бурения глубоких скважин Краснокамненского и Антейского кустов в Стрельцовском

урановорудном поле в Юго-Восточном Забайкалье. Геологическое задание 324-28 за 1983-1991 гг. — Иркутск, Фонды СПГО, 1991.

56. *Каждан А.Б., Булыгин Р.М., Викентьев В.А., Шумилин М.Ф.* Методика оконтуривания и подсчета запасов рудных залежей месторождений Стрельцовской группы МГРИ, Фонды СПГО, 1970.

57. *Кандинов М.Н., Хитаров Д.Н., Шмаринич Е.М.* и др. Выяснение физико-химических особенностей разнотипных гидротермальных систем по данным термобарогеохимических исследований. (Отчет). — М., ВИМС. — 1987. — С.126.

58. *Комлев Л.В., Филиппов М.С., Данилевич С.И., Гладких В.А., Коновалов П.М.* Отчет по научно-исследовательской теме С-1-37. Изотопные и возрастные исследования урановых месторождений Забайкалья (1969-1970 гг.). Возраст уранового оруденения Стрельцовского рудного поля (по данным свинцово-изотопного метода ядерной геохронологии), п/я Р-6710. — Ленинград, Фонды СПГО, 1970.

59. *Кусов В.А., Соловьев П.С.* и др. Геологическое строение и ураноносность Шаманской впадины. Окончательный отчет по теме № 362. Фонды СПГО, 1971.

60. *Мельников И.В., Дуброва И.В.* и др. Некоторые минералого-геохимические особенности формирования Стрельцовского месторождения урана (отчет по работам 1964-1970 гг.). ИГЕМ, 1971.

61. *Мельников И.В.* и др. Минералого-геохимические особенности формирования урановых месторождений Стрельцовского прогиба (Южное Приаргунье) / Материалы по геологии урановых месторождений. Инф.сб., вып.62. — М., 1980.

62. *Митрофанов Е.А., Макушин М.Ф., Рыбаков А.А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в рудном поле по геологическому заданию 324-33 в 1985-1988 гг. Фонды СПГО, 1989 г.

63. *Модников И.С., Скворцова К.В., Сычев И.В.* и др. (ВИМС), *Ищуква Л.П., Кожеников Г.И.* (ГРЭ-324 СПГО). Разработка методов локального прогнозирования промышленных месторождений и депрессионных вулканотектонических структур Забайкалья и Казахстана на основе комплексного изучения месторождений Стрельцовского рудного поля и Костобе (отчет по теме 33-78). — М., Фонды ВИМСа, 1982.

64. *Модников И.С., Перец Н.А., Сычев И.В.* Особенности проявления гранитообразующих процессов в фундаменте Стрельцовской депрессии. Сб.КНТС, 1983, вып.77.

65. *Модников И.С., Ищуква Л.П., Сычев И.В.* Тектономагматические и геохимические предпосылки крупномасштабного уранового оруденения в областях континентального вулканизма. (Материалы II-го Всесоюзного совещания по вопросам теории уранового рудообразования). — М., 1987, с.104-110.

66. *Модников И.С., Ищуква Л.П., Сычев И.В.* и др. Принципы выделения рудоконтролирующих разломов в гранитизированных блоках областей континентального вулканизма (методические рекомендации). — М., Фонды ВИМСа, 1987, с.50.

67. *Модников И.С., Ищуква Л.П., Горелов Д.А.* и др. Долгоживущие разломы фундамента вулканических сооружений и их роль в формировании уранового оруденения // Известия АН СССР, № 3. — 1988. — С.99-106.

68. *Модников И.С., Ищуква Л.П., Сычев И.В.* и др. Условия уранового рудообразования в вулканических депрессиях областей тектономагматической активизации и принципы оценки их промышленной ураноносности. Ф— М., онды ВИМСа, 1988.

69. *Москалев О.М., Вампилов М.В., Ищуква Л.П., Дуброва И.В.* Новый минеральный тип бериллиевой минерализации на месторождениях Стрельцовской группы // Сб.КНТС ВИМСа, вып.42, 1976.

70. *Наумов Г.Б.* Промежуточный отчет по теме: Геохимические условия формирования урановых месторождений Стрельцовского типа. ГЕОХИ. Фонды ПГХК, 1978.

70-а. *Наумов Г.Б.* Отчет по теме: Геохимические условия формирования месторождений Стрельцовского типа, 1980. Фонды СПГО.

71. *Наумов Г.Б.* и др. Структурно-вещественная модель формирования уранового оруденения на геохимических барьерах месторождений Стрельцовской группы. Отчет, ГЕОХИ, ВИМС. — М., 1985. — С.297.

72. *Невский В.А.* Особенности блоковой тектоники Стрельцовского рудного поля и размещение уранового оруденения. Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

73. *Никитин А.А., Мотторина З.М., Салазкин А.Н., Наумов Г.Б., Миронова О.Ф.* Геохимические условия формирования урановых месторождений Стрельцовского типа. — М., Фонды ГЕОХИ, 1974.

74. *Падалка Г.Л., Макаров М.С.* и др. Геологическое строение и металлогения урана юго-восточного Забайкалья (лист М-50). Отчет по теме: Металлогения урана юго-восточного Забайкалья. Фонды СПГО, 1956.

75. *Пальшин И.Г.* Геология Стрельцовского рудного поля, физико-механические свойства горных пород и условия локализации уранового оруденения (Диссертация). — Иркутск, 1968.

76. *Пельменев М.Д.* Перспективы ураноносности Забайкалья / Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

77. *Пельменев М.Д., Медведев В.И.* и др. Перспективное районирование на уран Забайкалья и Восточной Монголии. Окончательный отчет по геологическому заданию 1-75. — Иркутск, Фонды СПГО, 1984.

78. *Рогов Ю.Г., Авдеев Б.В., Кузнецов М.П., Анисимов Ю.П., Семенов А.П.* и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ партии 32 в Стрельцовском рудном поле в 1970-1972 гг. Геологическое строение района и Стрельцовского рудного поля. — Иркутск, Фонды СПГО, 1972.

79. *Сельцов Б.М., Викторов В.В., Козлова П.С.* Результаты радиогеохимического изучения некоторых магматических пород Приаргунья (предварительный отчет по работам 1976-1977 гг.) / ИГЕМ АН СССР, эксл.1. — М., 1978.

80. *Скворцова К.В., Модников И.С., Алешина З.М.* и др. Минералого-геохимические особенности зоны гипергенеза месторождений Стрельцовского рудного поля / Сб.КНТС № 62, 1980.

81. *Скворцова К.В., Рябева Е.П., Алешина З.М.* Типоморфные особенности сульфидов молибдена Стрельцовского рудного поля и их практическое значение (Материалы по геологии урановых месторождений) / Инф.сб., вып.56. — М., 1979.

82. *Строна П.А., Шувалов Ю.М.* Урановорудные формации Забайкалья. Сб.КНТС ВИМСа, вып.61, 1980.

83. *Трофимов Н.С., Скворцова К.В.* Новый генетический тип уран-молибденового оруденения в фундаменте СВТС. (Материалы по геологии урановых месторождений). Инф.сб., вып.93. — М., 1985.

84. *Филиппенко Ю.А.* Применение геофизических методов при поисках слабопроявленного оруденения в Стрельцовском рудном поле и районе // Доклад на межведомственном совещании по ураноносности Приаргунья. Август, 1978.

85. *Филиппенко Ю.А.* Разработка методики геофизических исследований для поисков слабопроявленных месторождений в вулканотектонических структурах (на примере Стрельцовского рудного поля в Восточном Забайкалье). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды СПГО.

86. *Хоментовский Б.Н., Косяков В.В., Хамидуллин С.Х.* Сопоставление данных детальной разведки и эксплуатации по верхним горизонтам Стрельцовского и Тулукуевского месторождений на 1.1.1974 г. Предприятие п/я А-1768, 1974.

87. *Хоментовский Б.Н.* и др. Прогнозная оценка глубины и флангов эксплуатируемых месторождений Стрельцовского рудного поля. Фонды Приаргунского ППГХО. — Краснокаменск, 1978.

88. *Шатков Г.А.* Закономерности размещения урановых месторождений в вулканических областях. В кн.: Основные проблемы уранового рудообразования. (Материалы II-го Всесоюзного совещания по вопросам теории уранового рудообразования). — М., 1987, с.51-60.

89. *Шувалов Ю.М., Александров Г.В., Александрова С.В.* и др. Геологическое строение и рудоносность Забайкалья (отчет по теме № 580 ВСЕГЕИ) — Фонды СПГО, 1974.

90. *Шувалов Ю.М.* Типы урановорудных провинций мира (принципы классификации) / Сб.КНТСМ ВИМСа, вып.51, 1978.

91. *Шергина Ю.П.* и др. Отчет по теме № 208 за 1985-1987 гг. ВСЕГЕИ. Фонды СПГО.

92. *Шергина Ю.П.* Отчет по теме № 414 за 1988-1984 гг. ВСЕГЕИ. Фонды СПГО.

93. *Шлейдер В.А., Пушкаренко А.И.* и др. Отчет о результатах разведочных и опытных работ на Полевом месторождении урана в 1973-1976 гг. Фонды СПГО, 1977.

94. *Шлейдер В.А., Ищуква Л.П., Карманов Р.Г., Куликов В.А., Куклин Ю.И., Овсов В.К., Воронцов В.И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на месторождении Дальнем в 1968-1977 гг. Фонды СПГО, 1978.

95. *Шлейдер В.А., Овсов В.К.* и др. Информационный отчет о результатах поисково-разведочных работ партии 324 за 1978 г. Фонды СПГО, 1978.

96. *Шлейдер В.А., Ищуква Л.П., Карманов Р.Г., Куклин Ю.И., Овсов В.К., Шелчков Г.И.* Месторождение Антей в Стрельцовском рудном поле. Фонды СПГО, 1980.

97. *Шлейдер В.А., Ищуква Л.П., Карманов Р.Г.* Геологическое строение и рудоносность Широндукуйского месторождения / Отчет за период 1977-1982 гг. Фонды СПГО.

98. *Ищуква Л.П., Карманов Р.Г., Шелчков Г.И.* и др. Мало-Тулукуевское месторождение / Отчет о результатах поисково-разведочных работ. Фонды СПГО, 1988.

99. *Рогов Ю.Г., Карпенко И.А., Кузнецов М.П.* и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ партии N 32 в СРП в 1966-1970 гг. — Иркутск, Фонды СПГО, 1970.

100. *Шлейдер В.А., Карманов Р.Г., Пимнев Ю.К.* и др. Отчет о доразведке Лучистого месторождения в 1976-1977 гг. Фонды СПГО, 1978.

101. *Шлейдер В.А., Карманов Р.Г., Кубляков В.И.* и др. Отчет о доразведке Октябрьского месторождения в 1976-1978 гг. Фонды СПГО, 1979.

102. *Шлейдер В.А., Ищуква Л.П., Карманов Р.Г.* и др. Отчет о поисково-разведочных работах на месторождении Пятилетнем в 1978-1983 гг. Фонды СПГО, 1984 г.

103. *Карманов Р.Г., Ищуква Л.П., Брель А.И.* и др. Аргунское и Жерловое месторождения / Отчет о результатах разведочных работ по состоянию на 1 января 1993 г. Фонды СПГО, 1993.

Список опубликованной литературы

1. Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. — М.: Недра, 1973.
2. Амагтов В.А., Котляр Г.В., Понко Л.И. Корреляция верхнепалеозойских отложений Забайкалья и Монголии. В кн.: Вопросы геологии в Прибайкалье и Забайкалье. Вып.1 (3). — Чита, 1966.
3. Архангельская В.В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района / Труды ИГЕМ АН СССР, вып.93, 1963.
4. Белевцев Я.Н. К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений // Сов.геология. — 1972 — № 11.
5. Бочаров А.П., Вишняков В.Е., Вольфсон Ф.И. и др. Вопросы стратиграфии и абсолютный возраст вулканогенных пород некоторых мезозойских прогибов Забайкалья. В кн.: Особенности геологии гидротермальных рудных месторождений — М.: Наука, 1978.
6. Бубнов В.К., Спирин Э.К. и др. Извлечение металлов из замагзинированной руды в блоках подземного и штабелях кучного выщелачивания. — Целиноград, Жана Арка, 1992.
7. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. — М.: Недра, 1972.
8. Вольфсон Ф.И., Ишукова Л.П., Вишняков В.Е. и др. Условия локализации гидротермального уранового оруденения в слоистых толщах верхнего структурного этажа // Изв.АН СССР, сер.геол. — 1967. — № 11.
9. Генко Г.А., Поленский Е.А. Некоторые особенности геологического строения и металлогении Юго-Восточного Забайкалья по геофизическим данным. В сб.: Методы разведочной геофизики. Вып.12. — Л.: Недра, 1971. — С.235-242.
10. Гидрометаллургия. Автоклавное выщелачивание, сорбция, экстракция. — М.: Наука, 1976.
11. Жариков В.А., Гаверикова С.Н. Гранитообразование в активизированной окраине Алдано-Станового щита // Записки Всесоюзного Минералогического общества. — 1987, вып.4, ч. 116, с.377-398.
12. Жданов В.В. Типизация региональных метаморфо-метасоматических систем. В сб.статей: Проблемы регионального и ударного метаморфизма. — Л., 1982, с.23-33.
13. Зорин Ю.А., Баробашев Е.В., Менакер Г.И., Чабан Н.Н. О мезозойской тектонике Забайкалья. В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. — Чита, изд-во Забайкал.фил. ВГО СССР, вып.3, 1967.
14. Игошин Ю.А., Строна П.А. О возрасте флюоритового оруденения в Приаргунье // Геология и геофизика. — Новосибирск: Наука, 1978.
15. Иванов В.В. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов // Труды Лабор.вулканол., вып.12, 1956.
16. Ишукова Л.П. К вопросу о возрасте флюоритового оруденения в Южном Приаргунье. В сб.: Вопросы генезиса и закономерности развития эндогенных месторождений — М., Наука, 1966.
17. Ишукова Л.П., Филлигченко Ю.А. Модель объемного геологического строения Урулунгуйского блока // Инф.сб., вып.79, с.127-134 (Материал совещания по глубинному (объемному) картированию (апрель, 1980) в Ленинграде). — М., 1982.
18. Ишукова Л.П. Геологическое строение Южного Приаргунья в Восточном Забайкалье // Известия АН СССР, сер.геол. — М., 1989. — С.102-118.
19. Ишукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. Урановые рудообразования системы областей континентального вулканизма // Геология рудных месторождений. — М., 1991. — № 3. — С.16-25.
20. Казанский В.И., Лавров Н.П., Туаринов А.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений // Геология рудных месторождений. — 1975. — № 4.
21. Карпов Г.А. Узон-вайотанский тип комплексного ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения в современных гидротермальных системах // Геология рудных месторождений. — 1991, № 3, с.3-15.
22. Карпова Е.Д. Металлогения областей тектономагматической активизации. В кн.: Проблемы региональной металлогении / Труды ВСЕГЕИ, т.191.
23. Князев Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья / Тр.Читин.фил. ЦНИГРИ, 1962.
24. Козеренко В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовского ун-та, 1956.
25. Коржинский Д.С. Теория метасоматических процессов. — М.: Наука. — 1969.
26. Кормилицин В.С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья // Сов.геология. — 1959. — № 11.
27. Кормилицин В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. — М.: Недра, 1973.
28. Лавров Н.П. Трещинно-жилные уран-молибденовые месторождения, приуроченные к кислым эффузивно-пиропластическим породам. В кн.: Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. — М.: Атомиздат, 1966.
29. Лавров Н.П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. В кн.: Минеральные месторождения. — М.: Наука, 1972.
30. Лавров Н.П., Чернышев И.В. Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом. ЦИОНТ ПИК ВИНТИ № 10 // Геохронология рудных месторождений. — 1973.
31. Лебедев Л.М. Современные металлоносные гидротермы и вопросы рудогенеза // Изв. АН СССР, сер.геол. — 1974. — № 6.
32. Мамилев В.А., Петров Р.П. и др. Добыча урана методом подземного выщелачивания. — М.: Атомиздат, 1980.
33. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геологические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. — М.: Наука, 1971.
34. Мельников И.В. Минералого-геохимические особенности процесса формирования гидротермальных уран-молибденовых месторождений. В сб.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. — М.: Наука, 1977.
35. Менакер Г.И. Тектоносфера и металлогения Забайкалья в геосторическом освещении // Геология рудных месторождений. — М., 1990. — №. — С.21-36.
36. Модников И.С., Сычев И.В. Условия формирования оруденения в вулканических депрессиях проседания // Геология рудных месторождений. — 1984. — № 1. — С.31-41.
37. Муцукума Т., Хорикуси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. В кн.: Вулканизм и рудообразование. — М., 1973, с.129-151.
38. Набоко С.И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма. В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. — М.: Недра, 1974.
39. Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией // Геотектоника. — 1967. — № 4.
40. Наумов Г.Б., Агеев Б.Н., Ермолаев Н.П. К вопросу о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений. — 1968 — № 10.
41. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978, с.213.
42. Никитин А.А. Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. В сб.: Геохронология и проблемы рудообразования АН СССР. — М.: Наука, 1977.
43. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978.
44. Падалка Г.Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений. — 1964. — № 6.
45. Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранитогнейсовых куполов / Геотектоника. — 1967. — № 3.
46. Пельменев М.Д. Структурно-геологические позиции урановых месторождений в слоистых толщах верхнего структурного этажа. В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. — М.: Наука, 1968.
47. Писцов Ю.П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып.2, 1966.
48. Покровский С.С., Спирин Э.К., Литвиненко В.Г. Аммоний молибденовокислый. Технический прогресс в атомной промышленности. Ч.1. — М., 1993, с.30-34.
49. Покровский С.С., Спирин Э.К., Литвиненко В.Г. Рудоперерабатывающий комплекс получения закиси урана. Ч.1. — М., 1993, с.38-42.
50. Рогова В.П., Белова Л.Н., Кизияров Г.П., Кузнецова Н.Н. Баураноит и метакальцураноит — новые минералы из группы гидроокислов урана // Зап.Всесоюз.общество. — 1973. — вып.1. — С.75-81.
51. Рогова В.П., Белова Л.Н., Кизияров Г.П., Кузнецова Н.Н. Кальцураноит — новый гидроокисел урана / Зап.Всесоюз.общество. — 1974. — вып.1. — С.108-109.
52. Рыбалов Б.Л., Омеляненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. — М.: Наука, 1988.
53. Смирнов В.И. Глубинные источники вещества эндогенных месторождений. В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. — Киев: Наукова думка, 1971.
54. Смирнов Ю.М., Скороваров Д.И. и др. Гидрометаллургическая переработка уранового сырья. — М.: Атомиздат. — 1979.
55. Соловьев Н.С., Шатков Г.А., Якобсон Л.Н., Владимирский Г.М. и др. Приаргунско-Монгольский вулканический пояс // Геология и геофизика, АН СССР, Сиб.отдел. — 1977. — № 3.
56. Спирин Э.К., Бубнов В.К. и др. Общие свойства ионообменных материалов. — Акмола, Жана Арка, 1992.
57. Стецюк М.И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья. В кн.: Тезисы докл. на II научной конференции Забайкальского отделения ВГО, СССР. — Чита, 1965.
58. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья, Госгеолиздат. — М.-Л. — 1944.
59. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. — Л.: Недра, 1978.
60. Томсон И.Н. и др. Металлогенический анализ в областях активизации. Под редакцией Шаталова Е.Т. — М.: Наука, 1977.

61. Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. В кн.: Магматизм и металлогения МНР. — М.: Наука, 1971. — С.7-40.
62. Шатков Г.А. Позднемезозойские вулканогенно-осадочные формации и возраст уранового оруденения Приаргуны (Восточное Забайкалье). В кн.: Геологические особенности месторождений урана СССР, связанных с вулканогенно-интрузивными формациями. ВСЕГЕИ, 1967.
63. Шаткова Л.Н., Шатков Г.А. О возможном источнике рудного вещества уран-флюоритовых месторождений // Геология рудных месторождений. — М., 1973. — № 4. — С.36-44.
64. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. — Л.: Недра, 1968.
65. Яковлев П.Д. Структурные типы месторождений молибден-урановой формации // Изв.АН СССР, сер.геол. — 1970. — № 8.
66. Тетерин Ю.А., Кулаков В.И., Баев А.С., Невзоров Н.Б., Мельков И.В., Стрельцов В.А. Изучение степени окисления урана в настуранах методом РСС // ДАН СССР. Т.255. — 1980. — № 2.

Содержание

Предисловие	3
Введение	4
Общие черты геологического строения Урулюнгуевского района (Л.П.Ищукова)	7
Изученность района на радиоактивное сырье и история открытия месторождений СРП	7
Геотектоническое положение района	9
Глубинное строение Урулюнгуевского поднятия (Филипченко Ю.А.)	14
Краткие сведения о истории развития района	17
Геологическое строение района	18
Нижний структурный этаж	18
Метаморфические комплексы	18
Пликвативные дислокации	24
Гранитоиды района	25
Верхний структурный этаж	28
Особенности состава и распространения осадочно-вулканогенных формаций	28
Особенности строения впадин	39
Типы вулканических построек и аппаратов	42
Тектонические нарушения периода позднемезозойской тектономагматической активизации	44
Особенности металлогении района	48
Ураноносность района	53
Общая схема гидротермальных процессов	55
Возраст оруденения	56
Геологическое строение Стрельцовского рудного поля	57
Общая характеристика	57
Геолого-структурная позиция Стрельцовской вулканотектонической кальдеры	60
Особенности объемного строения Тулукуевской впадины и ее фундамента по геофизическим и петрофизическим данным (Филипченко Ю.А.)	61
Нижний структурный этаж СВТС	66
Метаморфические комплексы	66
Метасоматические преобразования и петрохимические особенности раннепротерозойских пород	83
Гранитоиды	86
Петрохимические особенности палеозойских гранитоидов	95
Радиогеохимические и геохимические особенности метаморфических пород, продуктов гранитизации и постгранитизационных метасоматитов	98

Строение фундамента Стрельцовской кальдеры	109
Верхний структурный этаж	110
Геологический разрез	110
Радиогеохимическая и геохимическая характеристика вулканогенных пород Стрельцовской кальдеры	117
Особенности проявления мезозойского магматизма	119
Тектоника Стрельцовской кальдеры	121
Влияние физико-механических свойств пород на тектонические условия рудоотложения	121
Тектонические условия	123
Рудоносность Стрельцовского рудного поля	128
Общие сведения	128
Структурно-геологические позиции месторождений	130
Морфологические особенности месторождений и рудных тел	133
Пневмогидротермальные и гидротермальные изменения пород и первичные ореолы рассеяния	138
Распространение и формы ореолов измененных пород	138
Постгранитизационные высокотемпературные преобразования пород	140
Зональность высокотемпературных метасоматитов	149
Средне- и низкотемпературные гидротермальные преобразования пород и состав руд	150
Эпигенетические изменения	151
Среднетемпературные изменения	152
Низкотемпературные изменения и стадии рудообразующего процесса	152
Описание минералов	170
Сопутствующая минерализация в урановых рудах	176
Зональность ореолов изменений пород и оруденения	177
Зона гипергенеза	182
Геохимические особенности руд и ореолов измененных пород	183
Распределение элементов в рудах месторождений	183
Технологические свойства и показатели переработки руд месторождений СРП (Э.К.Спирин, М.Ф.Макушин)	190
Технологические свойства руд	190
Технологические показатели переработки руд Стрельцовской группы месторождений	190
Месторождения урана (Л.П.Ищукова, Ю.А.Игошин, Б.В.Авдеев, Г.Н.Губкин, А.М.Попова, В.П.Рогова, М.Ф.Макушин)	196
Стрельцовское	196
Антей	229
Широндукуйское и Восточно-Широндукуйское	242
Октябрьское	252
Лучистое	268
Мартовское	281
Тулукуевское	293
Юбилейное	312
Мало-Тулукуевское	322
Новогоднее	335
Весеннее	343
Юго-Западное	347
Красный Камень и Пятилетнее	353
Аргунское, Жерловое	367
Дальнее	390
Безречное	406
Полевое	408

Рудопроявления урана в пределах Стрельцовской вулканотектонической кальдеры	412
Другие полезные ископаемые в СРП (М.Ф.Макушин)	413
Месторождение флюорита Гозогор	413
Проявления фосфора, олова, полиметаллов	414
Результаты бурения глубоких скважин (Л.П.Ищукова)	416
Общие сведения	416
Методика исследования при бурении глубоких скважин	417
Геологическое строение Краснокаменского структурного узла	421
Геологический разрез по глубоким скважинам 1с, 2с, 10с, 11с, кустов I, IA	423
Химический состав пород	430
Тектоника	435
Преобразующие процессы	436
Рудная минерализация Краснокаменского структурного узла	437
Радиогеохимические и геохимические особенности Краснокаменско- го структурного узла	439
Геологическое строение Антейского структурного узла	444
Рудоносность участка	447
Фактический материал и петрологические признаки пород фундамен- та по глубоким скважинам Антейского куста II	448
Особенности тектонического строения глубоких уровней Антейского структурного узла	453
Преобразующие процессы	454
Высоко- и среднетемпературные гидротермальные преобразования	454
Низкотемпературные гидротермальные преобразования	455
Рудная минерализация	456
Радиогеохимические и геохимические особенности Антейского структурного узла	457
Термобарогеохимические особенности Антейского структурного узла	462
Особенности миграции и концентрации урана в гранитоидах в околоруд- ном пространстве Краснокаменского и Антейского структурных узлов по данным нейтронно-осколковой радиографии	465
Закономерности распределения изотопов кислорода и углерода в рудоносных зонах Краснокаменского и Антейского структурных узлов	476
Результаты интерпретации петрофизических и геофизических исследова- ний (Филипченко Ю.А.)	481
Термобарогеохимические особенности формирования месторождений СРП	484
Проявленность ураноносных вулканотектонических структур в термобарогеохимических полях	484
Физико-химические условия гидротермального рудообразования на месторождениях СРП	486
Динамика рудоносных растворов (Л.П.Ищукова)	490
Гидрогеологические условия Стрельцовского рудного поля (Макушин М.Ф.)	492
Объемная геолого-генетическая модель Стрельцовского рудного поля (М.Ф.Макушин)	495
Методика геолого-разведочных работ (Игошин Ю.А., Хоментовский Б.Н., Ищукова Л.П.)	503
Заключение	515
Список фондовой литературы	517
Список опубликованной литературы	522