

Урановые месторождения Даурского рудного района

В.Е.Вишняков

Даурский рудный район расположен на юго-западе Читинской области в пределах Даурского сводового поднятия. С северо-запада район ограничен Чикой-Ингодинским, с юго-востока – Онон-Туринским глубинным разломами, входящими в систему юго-западного фланга Монголо-Охотского линеймента (рис.1).

В геологической истории развития района выделяется три основных этапа: домезозойский, мезозойский и кайнозойский.

В домезозойский этап отдельные блоки района развивались самостоятельно в виде срединных массивов или фрагментов геосинклиналей. В последних накапливались преимущественно терригенные осадки. Многочисленные фазы складчатости завершались орогенезом, формированием гранитогнейсовых куполов, становлением крупных батолитов и внедрением многофазных интрузий от основного до кислого состава. К концу палеозоя район был полностью стабилизирован

и начиная с этого времени выступал в качестве единого жесткого блока. В мезозое он был вовлечен в общее для Забайкалья воздымание и подвергся тектономагматической активизации. Уже в ее начальной стадии Даурский свод был отделен от прилегающих территорий краевыми глубинными разломами, а внутри расчленен субпараллельными им, а также северо-западными, субширотными и субмеридиональными разрывами.

В начальные стадии активизации (триас – нижняя юра) на всей площади Даурского свода формировались крупные батолиты гранитоидов – гранодиоритов, плагиогранитов, гранит-порфиров, двуслюдяных гранитов. На средних этапах (средняя-верхняя юра) вдоль отдельных, преимущественно продольных, разломов свода проявилось интенсивное палингено-метасоматическое гранитообразование, завершившееся в узлах пересечения продольных и поперечных разломов внедрением гипабиссальных и

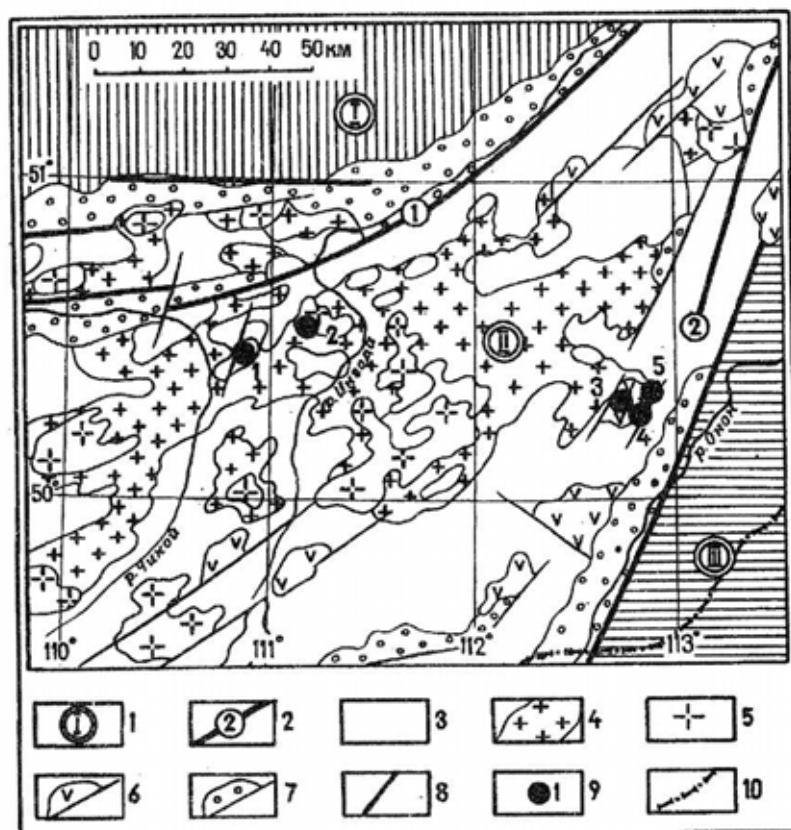


Рис.1. Геолого-структурная схема Даурского рудного района:

1 – структурно-формационные зоны: I – Малханская; II – Даурское сводовое поднятие; III – Агинская; 2 – зоны глубинных разломов Монголо-Охотского линеймента: 1 – Чикой-Ингодинская; 2 – Онон-Туринская; 3 – домезозойские кристаллические сланцы, метаэффузивы, плагиограниты, гранодиориты, гнейсограниты; 4 – раннемезозойские биотитовые гранодиориты, граниты; 5 – средне-верхнеюрские высокорadioактивные лейкократовые граниты; 6 – средне-верхнеюрские вулканотектонические постройки; 7 – верхнеюрско-нижнемеловые приразломные впадины; 8 – тектонические разломы второго порядка; 9 – ураново-рудные месторождения: 1 – Горное, 2 – Берзовое, 3 – Акухтинское, 4 – Барун-Улача, 5 – Восточное; 10 – государственная граница России

субвулканических интрузий от среднего до ультракислого состава. На склонах свода формировались вулканотектонические структуры центрального типа, заполнявшиеся вулканитами трахиандезит-липаритовой и контрастной базальт-липаритовой формации, а также комплексом малых интрузий гранит-порфиоров и диорит-порфиоров. В завершающие стадии активизации (верхняя юра – нижний мел) на крыльях воздымавшегося свода вдоль глубинных разломов формировались цепочки линейных грабенообразных впадин, заполнявшихся континентальными, часто угленосными молассаами. В центральных частях свода в это время внедрялись дайки субщелочных пород среднего и основного состава, а вдоль бортов приразломных впадин происходили трещинные излияния лав трахибазальтов.

В результате этих процессов в пределах Даурского свода была сформирована “зрелая” континентальная кора повышенной (до 45 против 32–35 км окружающих блоков) мощности – за счет ее верхней гранитной составляющей.

В послераннемеловой период территория Даурского свода относительно стабилизировалась, но с палеогена была вновь вовлечена в сводовое воздымание. Последнее связано с кайнозойской активизацией региона, ростом Байкальского мегасвода, сопровождающимся формированием крупных приразломных впадин Байкальского типа.

Металлогенический облик района определился в позднемезозойский этап активизации. В это время были образованы оловянно-вольфрамовые, золотые, молибденовые, в относительно небольших количествах – месторождения и рудопроявления мышьяка, сурьмы, ртути и флюорита. В районе выявлено также более ста проявлений урановой минерализации. Основная часть их относится к непромышленным, как полагают, – экзогенным сингенетическим скоплениям в угленосных молассах приразломных впадин или эндогенным высокотемпературным проявлениям урана в кварц-турмалиновых, кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых жилах. Промышленный же интерес представляют гидротермальные средне-низкотемпературные скопления урана в вулканотектонических структурах (Семинский, 1989), а также оруденение бета-уранотилцеолитового типа в позднемезозойских гранитах. Ниже рассматриваются некоторые урановые месторождения этих типов.

Урановые месторождения Акуинского рудного поля

Акуинское рудное поле размещается в 200 км к югу от Читы на юго-восточном фланге Даурского рудного района. Рудное поле локализовано в одноименной позднемезозойской вулканотектонической структуре общей площадью около 250 км². В его пределах выявлено три мелких месторождения – Акухтинское, Восточное, Барун-Улача – и большое число рудопроявлений урана (рис.2).

Литостратиграфия и магматизм

В геологическом строении вулканотектонической постройки принимают участие образования двух структурных этажей. Фундамент и обрамление ее сложены позднепермскими метаморфизованными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, прорванными интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритов триасового возраста. Верхний структурный этаж представлен средне-верхнеюрскими покровными фациями вулканитов, инъецированными разнообразными малыми интрузиями и дайками.

Стратифицированный разрез вулканитов слагают толщи (снизу вверх): андезитовых порфиоров (мощностью до 200 м); дацитовых и трахидацитовых порфиоров (суммарной мощностью до 400 м); трахилипаритов и их туфов (мощностью 100–450 м); трахитовых порфиоров, образующих наряду с покровами мощностью 100–300 м также субвулканические тела. Выше залегает небольшой мощности (первые десятки метров) пачка терригенно-осадочных пород и покров андезитобазальтов (до 100 м); завершается стратифицированный разрез верхнего структурного этажа покровом кварцевых порфиоров.

Перечисленные образования последовательно прорваны гипабиссальными и субвулканическими интрузиями (штоками, силлами, дайками, телами сложной формы) гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров, сиснит-порфиоров, а также телами взрывчатых и эруптивных брекчий кислого состава. Наиболее молодыми магматическими образованиями в рудном поле являются дайки среднего и основного состава – микродиоритов, трахидолеритов, группирующиеся в полосы северо-восточного простирания.

В целом позднемезозойские магматические образования могут быть объединены в две формации: нижнюю – трахиандезит-липаритовую и верхнюю – базальт-липаритовую. Возраст вулканитов нижней формации радиологическими исследованиями (калий-аргоновый метод) определяется от 138 до 195 млн лет, верхней – от 120 до 160 млн лет. От начала поздне-мезозойской магматической деятельности к ее концу отмечается увеличение контрастности состава изверженных пород, преобладание интрузивных и субвулканических фаций над эффузивными покровными, смена ареального вулканизма постройкими трещинного и центрального типа. Для серии кислых пород от начала к его концу увеличивается содержание урана (до $7 \cdot 10^{-4} \%$), тория (до $42 \cdot 10^{-4} \%$).

Структура рудного поля

Акуинская вулканотектоническая постройка размещается на юго-восточном склоне Даурского сводового поднятия в узле пересечения зоны северо-восточных разрывов, субпараллельных Онон-Туринскому глубинному разлому, нарушениями поперечной к ним ориентировки.

Постройка представляет собой овальную, вытянутую в северо-восточном направлении кальдеру обрушения. Стратифицированные вулканогенные образования

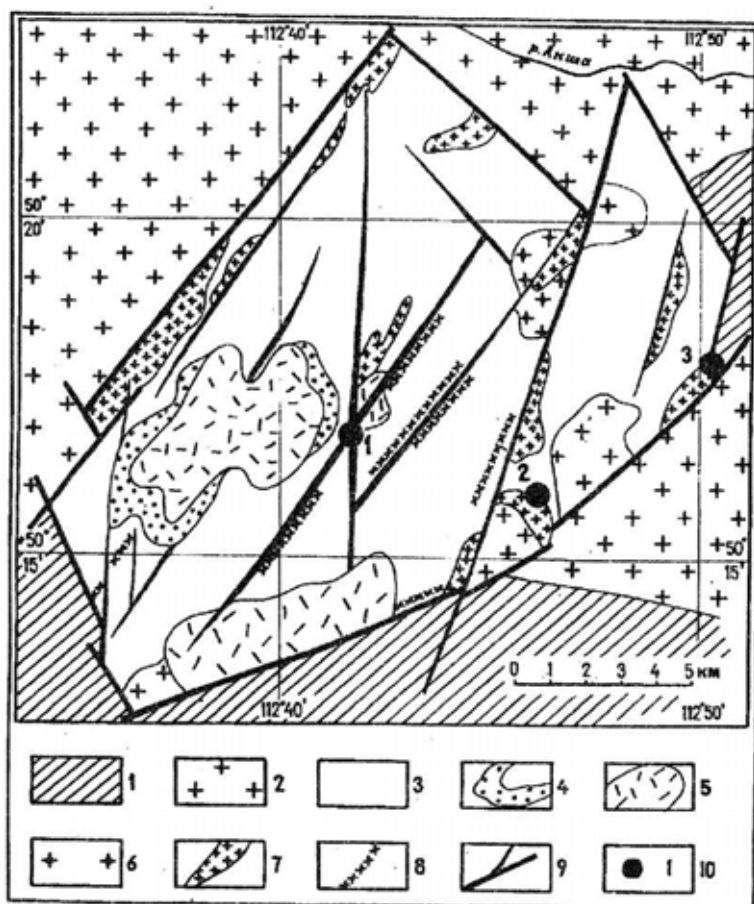


Рис. 2. Геолого-структурная схема Акутинской вулканотектонической структуры:

1 – палеозойские метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы; 2 – раннемезозойские граниты, гранодиориты; 3 – андезиты, трахидациты, трахилипариты средне-верхнеюрской андезит-липаритовой формации; 4 – туфоконгломераты, туфопесчаники; 5 – липаритовые игнимбриты, андезитобазальты верхнеюрской базальт-липаритовой формации; 6 – штоки гранит-порфиоров; 7 – дайки, штоки, жерловины кварцевых порфиоров, их эксплозивные брекчии; 8 – дайки диабазов, трахидолеритов; 9 – разломы; 10 – месторождения урана: 1 – Акутинское; 2 – Барун-Улача; 3 – Восточное

характеризуются слабонаклонным (не более 30°) центриклинальным падением у бортов кальдеры и почти горизонтальным залеганием – в ее центральных частях; лишь вблизи наиболее крупных секущих разломов углы наклона покровов увеличиваются до $60-70^\circ$. Борты и внутренняя структура кальдеры осложнены крутопадающими сдвигосбросами по северо-восточным, северо-западным и субширотным разрывам с амплитудами вертикальных перемещений до нескольких сот метров. Блоковые дифференцированные смещения по этим разломам происходили в течение всего этапа позднемезозойской активизации. Это подтверждается различной глубиной залегания фундамента, контролем размещения фаций и мощностей покровных фаций вулканитов, положением трещинных интрузий вулканических аппаратов центрального типа, субвулканических тел и даек, а также различной величиной поствулканического эрозионного среза отдельных блоков внутри кальдеры.

Помимо отмеченных, широко распространены внутриблоковые крутопадающие секущие нарушения меридионального ($350-20^\circ$), северо-западного ($310-340^\circ$) и восток-северо-восточного ($50-70^\circ$) про-

стирания. Контакты стратифицированных покровов и пологих субвулканических экструзивных тел обычно нарушены согласными срываами.

Как показывает статистический анализ размещения жильных магматических образований, вмещающие их разрывы субмеридиональной ориентировки в поле напряжений позднемезозойского тектогенеза занимали положение трещин отрыва, раздвига. Перпендикулярные им субширотные нарушения, как правило, были сжаты, притерты. Этот же план деформаций рудного поля был унаследован постмагматическим этапом гидротермального рудообразования.

Многостадийные внутрирудные подвижки по субмеридиональным приоткрывающимся разрывам, дробление их зальбанд и цементация минеральными образованиями соответственно отразились в контроле размещения, локализации и морфологии ураново-рудных скоплений.

Пострудные перемещения по разрывам со сколь-нибудь существенными амплитудами не установлены.

Закономерности размещения и морфология рудных тел урановых месторождений

Основные месторождения и рудопоявления урана размещаются в центре и восточной половине палеокальдеры. В разрезе оруденение локализуется в вулканитах верхнего структурного этажа, развиваясь преимущественно на уровне трахидацитов, липаритовой, трахилипаритовой толщ в эндо- и экзоконтактах крутопадающих секущих магматических тел кислого и субщелочного состава. Вертикальный размах оруденения достигает 500 м, составляя в среднем 300 м.

Основными, определяющими размещение практически всех урановых месторождений и рудопоявлений являются долгоживущие внутриблоковые и бортовые разломы север-северо-восточного простирания. Ранее эти разломы контролировали размещение жерловин центрального и трещинного типа, субвулканических тел, даек, эруптивных и эксплозивных брекчий, околотрещинных ореолов дорудных гидротермальных изменений.

Рудовмещающими являются сами протяженные север-северо-восточные разломы, оперяющие или сопряженные с ними крутопадающие разрывы меридионального и в меньшей мере – северо-западного простирания, а также пологозалегающие срывы и зоны мелкой трещиноватости на контактах покровов пород различного состава, сорванных контактах согласных интрузий, субвулканических тел. Наиболее благоприятны для локализации оруденения узлы пересечения и сопряжения крутопадающих разрывов, а также участки экранирования их сверху зонами пологой трещиноватости в подошве силлоподобных интрузий и субвулканических экструзивных тел.

Отмечается отчетливая избирательная приуроченность оруденения к гидротермально измененным тонкофлюидальным, сферолитовым и слабофлюидальным липаритам, их туфам, экструзивным кварцевым порфирам и эруптивным брекчиям кислого состава. В андезитовых порфиритах, липаритоадацитах, дайках основного и среднего состава оруденение практически не локализуется. Такая избирательность объясняется прежде всего деформационными свойствами рудовмещающих пород – повышенной хрупкостью при относительно низкой упругости и малой прочности на сжатие, определившими склонность этих пород к трещинообразованию, а также их оптимальной эффективной пористостью (5-10%) в зонах дорудной аргиллизации. В меньшей мере благоприятность этой группы пород для оруденения обусловлена повышенным содержанием (целые проценты) и соотношением в них доли закисного железа по отношению к окисному.

Рудные тела представляют собой крутопадающие жилы, линзы, вытягивающиеся вдоль зон разрывных нарушений. Протяженность их достигает первых сотен метров по простиранию и падению при мощности в первые метры, в раздувах – до 20 м. Широко разви-

ты также небольшие столбообразные штокверкоподобные тела и гнезда изометричной или неправильной формы.

Руды рядовые и бедные. Содержание урана в них составляет сотые, в некоторых случаях десятые доли процента, достигая в маломощных прожилках целых процентов.

Преобладающие текстуры руд – прожилково-вкрапленные. Урановая минерализация обычно локализуется со стороны лежачего бока разрывных нарушений в участках брекчирования.

Вещественный состав руд

Рудные тела месторождений и рудопоявлений повсеместно залегают в гидротермально измененных породах. Выделяются ранняя площадная сольфатарно-фумарольная аргиллизация и непосредственно дорудные околотрещинные кварц-каолинит-гидрослюдистые изменения. Наибольшей мощности – в первые десятки метров – ореолы дорудных изменений фиксируются вдоль субмеридиональных – северо-восточных крутопадающих и пологих согласных нарушений в брекчиях экструзивных фаций кислых пород. Внешние зоны новообразованных минералов представлены каолинитом, внутренние – существенно кварцевые; с глубиной каолинит сменяется гидрослюдами, в некоторых случаях – серицитом. К рудосопровождающим изменениям относятся гематитизация, окварцевание, карбонатизация (анкеритизация), редко – альбитизация; рудные брекчии и прожилки в нижних частях рудных тел часто сопровождаются хлоритизацией.

Рудные минералы представлены настураном, реже уранинитом и титанатами урана; в рудах обычно незначительная примесь пирита, галенита, молибденита, марказита и арсенопирита, изредка встречаются сфалерит и халькопирит.

Мономинеральные настурановые прожилки редки. Обычно настуран присутствует в виде агрегатов мельчайших зерен, глобул, колломорфных почковидных стяжений в ассоциации с пиритом, гидрослюдой, хлоритом.

В рудах содержатся в повышенных количествах свинец, молибден, мышьяк (десятые доли – сотые доли процента), сурьма, цинк (сотые доли процента), висмут, медь, таллий, бериллий (тысячные доли процента).

Из жильных минералов рудных стадий наиболее распространен криптокристаллический кварц нескольких генераций, в том числе ранний сургучный, насыщенный гематитом, и более поздний – темно-серый, черный, ассоциирующий с сульфидами, прожилками гидрослюдисто-хлорит-смолкового, карбонат-смолкового состава.

Пострудная минерализация скудна. Относительно широко распространены тонкие прожилки друзовидного кварца, кальцита, редко – в ассоциации с темно-фиолетовым флюоритом.

Гипергенная минерализация развита слабо: местами первичные руды выходят на современную по-

верхность. Окисленные руды представлены остаточными чернями, уранофаном, отенитом.

Оруденение Акуинского рудного поля является постмагматическим – оно накладывается на самые молодые дайки меланократовых трахидолеритов, диабазов и микродиоритов.

Руды относятся к сульфидно-настурановой формации, но отличительной чертой их являются низкое содержание сульфидов, отчетливая мономинеральная урановая специализация, простой состав, малое число парагенетических ассоциаций и генераций рудных и сопутствующих минералов.

В целом урановое оруденение Акуинского рудного поля по своим генетическим признакам весьма сходно с широко распространенным в Забайкалье низкотемпературным близповерхностным типом руд, ассоциирующихся с контрастной базальт-липаритовой формацией позднемезозойских вулканитов.

Чикойская группа месторождений

На северо-западном склоне Даурского сводового поднятия выявлено большое число однотипных урановорудных объектов, локализованных в крутопадающих зонах разломов высокорadioактивных гранитоидов юрского возраста. Отличительной особенностью их являются монометалльный характер и своеобразная цеолит-слюдковая ураново-рудная минерализация. Наиболее типичными и масштабными представителями этого типа оруденения являются месторождения Горное и Березовое, расположенные в междуречье верховьев рек Чикоя и Ингоды (см.рис.1).

В геологическом строении района этих месторождений резко преобладают гранитоиды палеозойского и мезозойского возраста, включающие ксенолиты протерозойских сланцев, гнейсов и палеозойских метаморфизованных терригенных отложений.

Обрамление и рудные поля месторождений Горное и Березовое сложены гранитоидами единого интрузивно-метасоматического комплекса, сформировавшегося от триаса до верхней юры. Основу комплекса составляет пояс порфириовидных биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов шириной около 50 км, протягивающийся на несколько сот километров вдоль северо-западного склона и осевой части Даурского сводового поднятия.

Формирование порфириовидных гранитов, вероятно, связано с метасоматическим преобразованием докембрийского субстрата высокотемпературными флюидами кремнещелочного состава. Внутри пояса метасоматических гранитов откартировано несколько десятков относительно небольших (100-200 км²) интрузивных тел равномернозернистых лейкогранитов.

Лейкограниты отличаются ультракислым составом, повышенной щелочностью с преобладанием калиевой составляющей, пересыщенностью глиноземом, высоким значением коэффициента железистости и низкой магниальностью. В них отмечаются повышенные против кларка содержания урана, то-

рия, олова, молибдена, лития, свинца и пониженные – бария, стронция, титана.

По данным радиологических исследований калий-аргоновым методом, абсолютный возраст кремнещелочного метасоматоза и палингенного гранитообразования укладывается в период от 195 до 140 млн лет.

Практически все массивы лейкогранитов затронуты постмагматическими процессами высокотемпературной гидротермально-метасоматической деятельности – окварцевания, альбитизации, грейзенизации. К некоторым из этих массивов приурочены промышленные грейзеновые месторождения вольфрама.

В эволюционном ряду гранитоидов субстрата – порфириовидные граниты – лейкограниты – грейзенизированные граниты содержание урана увеличивается от $(2-3) \cdot 10^{-4}$, $(4,0-5,3) \cdot 10^{-4}$, $(8-22) \cdot 10^{-4}$ % соответственно.

Выявленные месторождения и рудопроявления уранотил-цеолитового типа в большинстве случаев размещаются в центральных частях массивов лейкогранитов, интенсивно деформированных и переработанных постмагматическими гидротермально-метасоматическими процессами. К настоящему времени наиболее хорошо изучено Горное месторождение урана.

Горное месторождение урана

Горное месторождение урана локализовано в центральной части Жергоконского массива лейкогранитов (см.рис.3).

Жергоконский массив располагается вблизи гипсометрически наиболее высокой части Даурского сводового поднятия и характеризуется расчлененным рельефом с абсолютными отметками до 1941 м; местный базис эрозии определяется абсолютной отметкой около 1000 м. Массив имеет удлиненную в северо-восточном направлении форму овала площадью около 150 км².

На фоне вмещающих пород Жергоконский массив отчетливо выделяется общим высоким радиогеохимическим полем с повышенными, резко дифференцированными содержаниями урана и тория при незначительном увеличении концентрации калия.

Контакты лейкогранитов Жергоконского массива с вмещающими порфириовидными гранитами – резкие, но без видимых реакционных взаимодействий.

Жергоконский массив обладает концентрически-зональным строением, обусловленным проявлением нескольких фаз магматизма и протектоническими структурными элементами. Образования ранней фазы картируются в периферийной западной части массива и отличаются от гранитов основной фазы некоторым непостоянством петрографического состава и текстуры, несколько пониженным радиогеохимическим фоном.

Вторая фаза массива, слагающая его основной объем, представлена средне-крупнокристаллически-

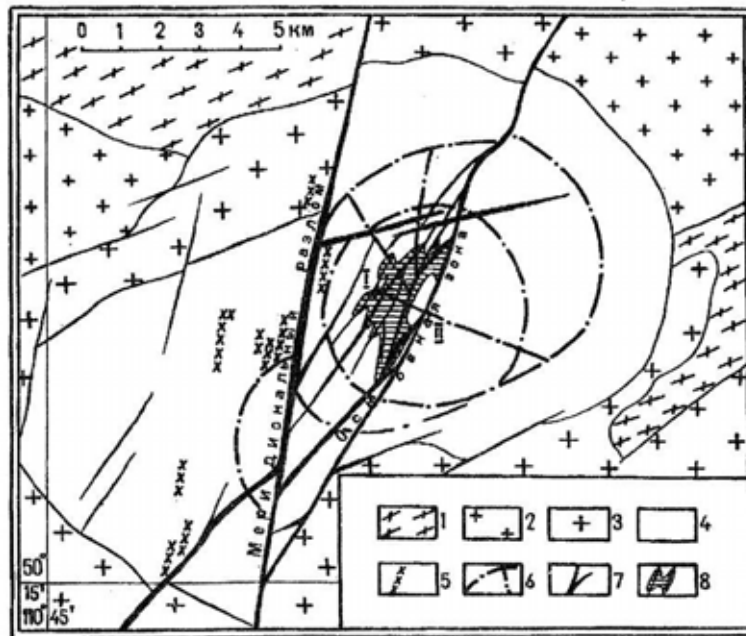


Рис. 3. Геолого-структурная схема Жергоконского массива лейкогранитов:

1 - протерозойские мигматизированные биотитовые гранитогнейсы, биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы; 2 - палеозойские биотит-амфиболовые гранодиориты, гнейсовидные граниты; 3 - раннемезозойские средне-крупнозернистые порфиридные биотитовые граниты; 4 - средне-верхнеюрские крупнозернистые лейкократовые граниты; 5 - дайки андезитовых порфиритов, микродиоритов; 6 - протектонические кольцевые и радиальные структурные элементы; 7 - тектонические разрывы, зоны дробления и развальцевания; 8 - рудное поле Горного месторождения урана

ми равномернозернистыми лейкократовыми биотит-содержащими гранитами.

Среди лейкократовых гранитов основной фазы выделяются две фациальные разновидности: красноцветная и сероцветная. Последняя занимает объем около 10% в центральной части массива. На фоне общего незначительного снижения содержания железа в них отмечается существенное относительное увеличение его закисной, двухвалентной составляющей. В этих фациях также увеличивается в 1,5-2,0 раза против красноцветных доля легко выщелачиваемого урана. Именно сероцветные фации являются непосредственно рудовмещающими как для Горного, так и для других месторождений и рудопроявлений этого типа.

К продуктам дифференциации основной фазы лейкогранитов относятся также плитообразные пологозалегающие тела обогащенных биотитом мелкозернистых порфиридных гранитов, сопровождаемые развитием во вмещающих породах биотитовых шпиров. От лейкократовых гранитов они отличаются пониженным количеством кремнезема и резким (в 2,5-10,0 раза) возрастанием оксидов магния, кальция, железа, титана, марганца, фосфора. Значительно (в 2-10 раз) возрастает в них содержание фтора, лития, а также существенно (в 1,5-2,5 раза) - ниобия, олова, стронция, цезия, бериллия, бария, циркония, рублидия.

Интрузивные образования третьей фазы представлены мелкозернистыми биотитсодержащими аплитовидными гранитами, залегающими в виде пологопадающих тел в краевых частях массива, а так-

же повсеместно развитыми дайками аплитов и пегматоидных гранитов. Мощность даек достигает первых десятков, протяженность - первых сотен метров. В этих породах зафиксированы наиболее высокие содержания радиоактивных элементов.

С заключительной фазой средне-верхнеюрского магматизма связано внедрение крутопадающих даек андезитовых порфиритов и микродиоритов. Скопление их образует в западной части массива субмеридиональную полосу шириной около 2 км и протяженностью более 10 км. Мощность отдельных даек измеряется десятками сантиметров - первыми десятками метров при протяженности до первых километров.

Концентрически-зональное строение массива подчеркивается его современными морфоструктурными элементами - центриклинальным ступенчатым понижением в рельефе его сегментарных блоков, глубокими кольцевыми эрозионными врезами, цепочками крупных - десятки метров в высоту, сотни по протяженности - стеноподобных гранитных останцов, дуговидной крутопадающей и пологой матрацевидной магматической отдельностью. При этом центральный блок Жергоконского массива, вмещающий месторождение Горное, является наиболее опущенным относительно окружающих его блоков и отделен от последних фрагментами концентрических разрывов. Цепочки останцов и эрозионные врезы фиксируют также радиальные протоструктуры. Отмеченные структурные элементы, вероятно, отражают процессы кальдерообразной просадки магматической камеры при становлении второй основной фазы лейкогранитов.

Среди тектонических наиболее распространены близмеридиональные и северо-восточные разрывы при подчиненном развитии субширотных и северо-западных нарушений. Наиболее крупным разломом является Меридиональный (см.рис.3), рассекающий массив на две части с их значительным левосторонним смещением и относительным опусканием восточного блока. Разлом имеет субвертикальное падение и прослеживается по простиранию на расстояние более 40 км. Мощность зоны разлома в центральной части массива достигает 600 м. На отдельных участках он вмещает дайки микродиоритов. Породы его катаклазированных заланд и зоны брекчий цементируются высокотемпературным кварцем, интенсивно серицитизированы, гидрослодизированы, в узлах сопряжения с северо-восточными разрывами – цеолитизированы. Изредка встречается вкрапленный и прожилковый светло-фиолетовый флюорит.

Из нарушений северо-восточного простирания наиболее протяженной является Основная зона, прослеженная на расстояние до 25 км; мощность ее изменяется от десятков до сотни метров. Падение основных сместителей юго-восточное, под углами 40-80°. Для зоны в целом характерны грубая милонитизация и брекчирование пород при многократных сбросодвиговых перемещениях по основным швам. Разлом является долгоживущим – контролирует и вмещает метасоматическую и жильную минерализацию – как раннюю высокотемпературную (грейзенизация), так и особенно обильную здесь позднюю цеолитизацию и урановое оруденение.

Тектонические разрывы близширотного и северо-западного направлений, пользующиеся подчиненным развитием, в значительной мере унаследуют протоматматические структуры третьей фазы лейкогранитов. Они представлены полосами повышенной крутопадающей трещиноватости шириной в десятки метров и минерализованы относительно слабо.

Условия размещения и морфология рудных тел месторождения Горное

Основные промышленные рудные тела Горного месторождения урана локализованы в западной половине Центрального, наиболее опущенного в период становления массива по кальцевым разрывам блока Жергоконского массива (см.рис.3). В постмагматический этап рудовмещающий сектор Центрального блока был выколот Меридиональным разломом и северо-восточной Основной зоной; с севера этот тектонический клин ограничен зоной субширотных разрывов. Общая площадь его составляет около 12 км². Внутренняя часть клина рассечена сопряженными с упомянутыми выше разломами крутопадающими и пологонаклонными концентрированными тектоническими сместителями и зонами хрупких деформаций меридиональной (350-10°), север-северо-восточной (15-30°), северо-восточной (40-75°) и северо-западной (285-340°) ориентировки.

В целом рудовмещающий блок отличается отно-

сительным понижением магнитного поля, повышением электропроводности. Последнее связано со значительным структурным разуплотнением пород, особенно интенсивно проявленным выше местного базиса эрозии.

Основными рудовмещающими породами являются сероцветные средне-крупнозернистые, в меньшей мере мелкозернистые порфиридные лейкократовые граниты основной фазы. Граниты рудоносного блока отличаются в целом повышенным, но резко дифференцированным по сравнению с окружающими блоками радиогеохимическим фоном. Отмечается также повышенная интенсивность их эпигенетических изменений.

Основные рудные тела контролируются преимущественно разрывами север-северо-восточной ориентировки, оперяющими Меридиональный разлом и Основную зону внутри тектонического клина. Непосредственно в Меридиональном разломе установлено только забалансовое урановое оруденение, приуроченное обычно к узлам сопряжения с северо-восточными разрывами. Основная северо-восточная зона содержит кондиционные рудные тела – но лишь в участках ее север-северо-восточного простирания.

Всего на месторождении выделено более десяти рудоносных зон север-северо-восточного направления. Протяженность по простиранию большинства из них измеряется первыми километрами при мощности от первых метров до первых десятков метров. Падение их крутое – до субвертикального. Часто между ними развиваются относительно пологонаклонные (углы падения 45-65°), также рудоносные сколы (рис.4).

Морфология и внутреннее строение большинства рудовмещающих зон сходны. Обычно это линейные полосы ветвящихся, кулисообразно сменяющих друг друга в плане и разрезе тектонических сбросодвиговых тектонических сместителей, сопровождающихся густой сетью оперяющей трещиноватости. Породы в таких зонах объемно-катаклазированы, эпигенетически интенсивно осветлены. Вдоль швов обычно развиты брекчии мощностью до первых метров. Обломки в них часто представлены грейзенизированными гранитами, красно-бурым (сургучным) криптокристаллическим кварцем, цементированным кварц-цеолитовым, глинисто-цеолитовым агрегатом. Брекчии сопровождаются густой разноориентированной сетью извилистых криптокварцевых прожилков.

Урановое оруденение локализовано в виде типичных трещинно-жильных рудных залежей, приуроченных к концентрированным разрывам в наиболее тектонически нарушенных отрезках линейных трещинных зон с интенсивно проявленным кварц-глинисто-цеолитовым набором изменений. Наиболее благоприятными для локализации уранового оруденения являлись приоткрытые север-северо-восточные полости крутопадающих разрывов в местах их изгибов по падению и простиранию, а также узлы их сопряжения с оперяющими нарушениями меридиональной и северо-восточной ориентировки. В таких местах обычно воз-

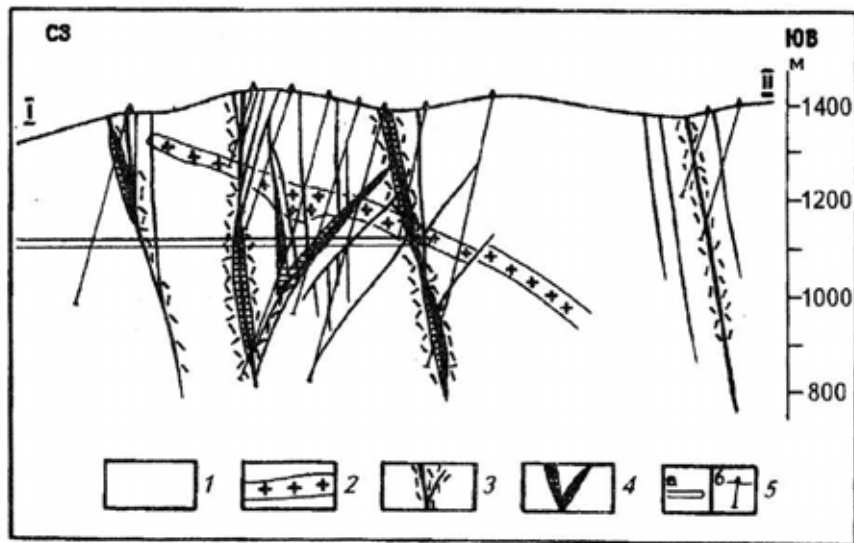


Рис. 4. Геологический разрез центральной части Горного месторождения урана:

1 – средне-крупнозернистые сероцветные лейкократовые граниты; 2 – мелкозернистые порфиридные граниты; 3 – тектонические разрывы, зоны дробления; 4 – рудные тела; 5 – горные выработки (а) и скважины колонкового бурения (б)

растает общая мощность зон глинисто-цеолитовых изменений, увеличивается их интенсивность, наблюдаются раздувы рудных залежей и богатые рудные столбы.

Рудные залежи состоят из систем сближенных, сложно ветвящихся и кулисообразно сменяющих друг друга в плане и разрезе линз, жил, линейных штоков. Протяженность наиболее выдержанных жил обычно не превышает сотни метров, мощность изменяется от первых десятков сантиметров до 2-3 м. Наиболее крупная рудная залежь разведана на глубине 130-530 м от поверхности, прослежена на 1500 м по простиранию и 300 м по падению. Средняя мощность залежи составляет 1,7 м, с колебаниями по отдельным сечениям от 0,2 до 8,9 м. Среднее содержание урана по залежи составляет 0,193% с частыми интервалами богатых руд в концентрированных тектонических швах (0,3-0,7 м при содержании урана до 7,3%).

Общий размах оруденения достигает 700 м. В распределении по вертикали намечается некоторое снижение рудонасыщенности в пределах плитообразного тела мелкозернистых порфиридных гранитов, которое оказывает незначительный экранирующий эффект и на уровне абсолютных отметок 1000-1150 м, которые соответствуют или несколько выше уровня местного базиса эрозии.

Вещественный состав руд

На Горном месторождении выделяются пневматолито-гидротермальный, гидротермальный и гипергенный этапы минералообразования.

В пневматолито-гидротермальный этап практически на всей площади Жергоконского массива формируются в небольших количествах высокотемпературное окварцевание и альбитизация гранитов и значительно более интенсивно – их грейзенизация.

Максимальная интенсивность грейзенизации отмечается вдоль Меридионального разлома и Основной зоны. В зонах этих разломов, а также в полостях некоторых разрывов рудоносного блока локализованы мало мощные прожилки мусковит-молибденитового, кварц-мусковитового и кварц-молибденитового состава. В небольших количествах в них встречены также турмалин, пирит, шеслит, арсенопирит, пирротин. К участкам проявления грейзенизации приурочены повышенные содержания олова, вольфрама, бериллия. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце характеризуемого этапа составляет 300 °С.

В раннюю стадию гидротермального этапа формировалась кварц-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, сопровождаемая березитизацией пород. Последняя выражается в серицит-кварцевом метасоматозе, сопровождавшемся образованием мало мощных прожилков серицит-пирит-кварцевого, пирит-хлорит-гидрослюдистого, кварц-пирит-флюорит-кальцитового, реже кварц-мусковит-халькопиритового состава. Иногда в них присутствуют мелкие зерна галенита и сфалерита.

Участки проявления этой стадии, контролируемые наиболее крупными разломами – Меридиональным и Основной зоной, характеризуются привнесом калия, кремния, выносом магния, кальция, калия, натрия. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и флюорите этой стадии составляет соответственно 190-200 и 110-130 °С.

С двумя последующими стадиями связывается формирование собственно урановой минерализации. В первую из них образуются апатит-кварцевые и кремнисто-урановые прожилки. Апатит-кварцевые и апатитовые прожилки мощностью до 2-3 см состоят преимущественно из карбонат-апатита (курскит, франколит) и подчиненных количеств кварца и глинистых

“вторичном” характере промышленной урановой минерализации, высоком содержании урана в водах, дренирующих высокопроницаемые зоны деформаций в гранитах, и потенциальной высокой сорбционной способности цеолитов, в ассоциации с которыми и образуются руды этого типа.

Однако процессы мобилизации урана из гранитов и переотложение его в рудах установлены и в типичных гидротермальных месторождениях, например в Стрельцовском рудном узле. Возможность такой мобилизации на месторождениях характеризуемого типа значительно увеличивается в связи с весьма высоким содержанием урана во вмещающих породах и большой подвижностью его в процессах разнотипных гидротермальных изменений. Действительно, запасы урана в рудах прямо коррелируются с телескопированием, интенсивностью и мощностью ореолов дорудных и рудосопровождающих метасоматических преобразований рудовмещающих пород.

Рудные тела и залежи повсеместно контролируются зонами хрупких деформаций – повышенной проницаемости, однако исключительно отчетливо проявлена локализация их в сбрососдвигах строго определенной ориентировки и генезиса. Такой контроль, идентичный контролю типичных гидротермальных урановых месторождений Забайкалья, возможен лишь в эндогенных силовых полях синрудных тектонических напряжений.

Так называемая “вторичная” ураново-рудная минерализация – бетауранотил – экспериментально синтезирована из искусственных растворов при температурах около 100 °С, зафиксированных для цеолитов и кальцита, тесно ассоциирующих в рудах с бетауранотилом на месторождениях описываемого типа. Цеолит-монтмориллонитовая минерализация широко проявлена как близповерхностная фация низкотемпературных аргиллизитов и на других гидротермальных ураново-рудных полях Забайкалья.

Сорбирующая роль цеолитов в описываемом случае не реализуется: даже в богатых рудных телах, в непосредственном контакте с бетауранотилом, цеолиты урана не содержат. Процесс отложения бетауранотила, вероятно, связан с дегазацией гидротермальных растворов, потерей ими углекислоты при снижении давления в высокопроницаемых зонах рудовмещающих разрывов.

Масс-спектрометрический анализ изотопов свинца из ураноносных апатитовых и кремнистых прожилков указывает на их абсолютный возраст между 150-120 млн лет, тогда как возраст второй рудоносной – бетауранотил-цеолит-монтмориллонитовой стадии определяется в 40-14 млн лет.

Ни у кого не вызывает сомнения гидротермальный генезис первой ураново-рудной стадии. Возраст ее (верхняя юра – нижний мел) и минеральный состав (тонкая вкрапленность настурана и коффинита в сером и сургучном криптокристаллическом кварце) идентичны многим гидротермальным урановым месторождениям Забайкалья (Гидротермальные месторождения..., 1978). Вторая же рудная стадия, вероятно, связана с кайнозойской активизацией Даурского сводового поднятия, в пределах которого до настоящего времени функционируют многочисленные термальные источники.

Наконец, явления современного гипергенного переотложения урана на месторождении Горном и ему подобных объектах действительно имеют место, хорошо идентифицируются, но уровень их проявления в основном ограничен местным базисом эрозии, а интенсивность и объем несопоставимо малы с собственно рудоформирующими процессами.

В целом характеризуемое цеолит-бетауранотил-овое оруденение описываемого типа, по-видимому, является полигенным и полихронным, обусловленным последовательным накоплением и концентрацией урана в процессах магматической дифференциации, высокотемпературным пневматолито-гидротермальным преобразованием его в легкоподвижную форму, мобилизацией урана из вмещающих пород, переотложением и концентрацией его разновозрастными, отличающимися физико-химическими параметрами низкотемпературными гидротермальными процессами, а также частичным переотложением в зоне современного гипергенеза.

Литература

- Гидротермальные месторождения урана / Отв. ред. Ф.И.Вольфсон. – М.: Недра, 1978. – 446 с.
Семинский Ж.В. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. – М.: Недра, 1989. – 139 с.

* * *