

Е.Н. Алтухов,
Е.Е. Алтухов,
А.И. Вашурин, Т.Ю. Усова

ОСНОВЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Москва—2005

МПР России Роснедра
Российская Академия наук
Федеральное государственное унитарное предприятие
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов

Е.Н.Алтухов, Е.Е.Алтухов, А.И.Вашурин, Т.Ю.Усова

ОСНОВЫ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ



Москва–2005

УДК 553. 493. 041.

Е.Н.Алтухов, Е.Е.Алтухов, А.И.Вашурин, Т.Ю.Усова. Основы редкометальной металлогенезии. – М.: ИМГРЭ, 2005, 170 с.

На основе обобщения материалов по тектонике и редкометальной металлогенезии различных регионов мира показана решающая роль структурно-вещественных комплексов докембрийской континентальной коры в рудно-формационной специализации металлогенических провинций и зон, объединяющих эндогенные месторождения Be, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Y, TR, Zr. В зависимости от парагенезиса редких металлов впервые выделены провинции с полными, неполными и бимодальными литофильтральными металлогеническими трендами и обсуждены вероятные причины их формирования. Применительно к задачам редкометального металлогенического анализа обосновывается предпочтение целевого тектонического и металлогенического районирования, учитывающего наличие, особенности строения и преобразования докембрийской континентальной коры, геодинамические обстановки и тектонические условия формирования месторождений. Это обеспечивает возможность генетического подхода к решению проблем выделения и типизации редкометальных металлогенических провинций и зон, а также условий локализации месторождений литофильтральных редких металлов в рудных районах и полях. На конкретных примерах показана ведущая роль континентальных рифтов в формировании и локализации редкометальных месторождений, месторождений метана, гелия и других полезных ископаемых. С позиций предполагаемой мантийной природы некоторых месторождений газообразных полезных ископаемых предложен новый подход к тектоническому районированию осадочных бассейнов платформенных чехлов, прогнозированию месторождений метана и гелия в их пределах, а также к оценке их ресурсов. Охарактеризованы основные черты строения главнейших редкометальных провинций мира, наиболее важных редкометальных металлогенических зон, типовых рудных районов и полей России, сопровождаемые оригинальными иллюстрациями. Рассмотрение обозначенных проблем впервые производится с учетом значительного объема изотопно-геохронологической информации. Приведенные материалы могут служить основой для создания атласа редкометальных прогнозно-металлогенических таксонов России.

Для геологов, занимающихся вопросами тектоники, геодинамики и прогнозно-металлогенических исследований, а также для студентов и аспирантов геологического профиля.

Табл. 3, илл. 25, список литературы – 145 наименований.

Рецензент

Л.С.Бородин

ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории России известны около 1000 месторождений и рудопроявлений либофильных редких металлов. Однако их распределение по тектоническим регионам неравномерное. Для выявления закономерностей размещения и условий формирования редкometальных месторождений предлагались различные подходы, в основе которых лежали те или иные принципы тектонического или геодинамического районирования, те или иные критерии выделения и типизации металлогенических площадей различного ранга.

Большая часть редкometальных месторождений либофильного металлогенического тренда сформировалась во внутриплитных и коллизионных геодинамических обстановках и преимущественно в энсиалических тектонических структурах, по отношению к которым они часто являются наложенными. В то же время обнаруживаются взаимосвязи между многими типами редкometальных месторождений и древними структурами рифтогенной природы, активизированными в те или иные металлогенические эпохи. Поэтому рассмотрение проблем редкometальной металлогении предлагается производить с учетом строения и особенностей преобразования древней континентальной коры. При таком подходе редкometальные тектонометаллогенические провинции и зоны могут не полностью совпадать с классическими тектоническими областями и структурно-формационными зонами. Предлагаемый принцип районирования применительно к задачам редкometального металлогенического анализа позволяет на генетической основе выделять не только металлогенические провинции и зоны, но и рудные районы и поля.

Особое внимание уделено рассмотрению проблем формирования уникальных по запасам эндогенных месторождений, в том числе редких металлов. Это позволило оценить возможность нахождения новых таких месторождений и обосновать направления их поисков на территории России.

Рассмотрение обозначенных проблем впервые производится с учетом значительного объема изотопно-геохимической и изотопно-геохронологической информации. Это способствовало и уточнению представлений о происхождении и условиях формирования конкретных месторождений, а также позволило переориентировать традиционные направления их поисков.

Металлогеническое районирование и его обоснование, в особенности в отношении редкometальных металлогенических таксонов в ранге рудных районов и полей, для различных регионов произведено не с одинаковой детальностью, что обусловлено качеством соответствующих геологических материалов. Наиболее подробно рассмотрены редкometальные металлогенические провинции Сибири, в которых авторами на протяжении почти полувека проводились целенаправленные прогнозно-металлогенические исследования и решались связанные с ними разноплановые геологические задачи. Оригинальные материалы приведены по Мозамбикско-Красноморскому поясу Африки. Для характеристики других редкometальных регионов использована обширная опубликованная информация, удовлетворяющая научной идеологии авторов.

В специальным разделе рассмотрены результаты прецизионных Rb-Sr изотопных анализов редкometальных гранитоидов Сибири, полученных в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИМГРЭ, а также некоторые ретроспективные изотопно-геохронологические материалы, представляющие интерес при решении поставленных задач.

Монография подготовлена Е.Н.Алтуховым. Раздел 2 главы 1 написан совместно с Е.Е.Алтуховым, раздел 5 главы 2 и раздел 1 главы 3 – совместно с Т.Ю.Усовой и А.И.Вашуриным.

Авторы благодарны своим коллегам, принимавшим участие в исследованиях, а также геологам, способствовавшим их проведению. Особую признательность выражаем администрациям городов и сел Иркутской области и республики Тыва, а также жителям сибирской глубинки, помогавшим решать транспортные проблемы, без чего было бы невозможно проведение экспедиционных работ и в конечном счете создание книги, предлагаемой ее читателям.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных причин формирования металлогенических провинций, в том числе редкометальных, считается геохимическая неоднородность мантийно-корового вещества, участвующего в тектонических и геодинамических процессах. В то же время, в работах Д.В.Рундквиста, Ф.П.Митрофанова, Е.Н.Алтухова, А.Д.Ножкина и других геологов обосновывается базисная роль континентальной раннедокембрийской коры в металлогенении эндогенных месторождений литофильных редких металлов. Причем большая часть этих месторождений, в особенности крупных, формировалась в определенных геодинамических обстановках, тектонических условиях и лишь в некоторые тектонометаллогенические эпохи. Все это свидетельствует о своеобразии редкометальной металлогенеза и определяет необходимость рассмотрения ее главных теоретических аспектов.

Глава 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Среди обширного круга проблем редкометальной металлогенеза в настоящей работе рассматриваются лишь проблемы, имеющие первостепенное значение при решении конкретных прогнозно-металлогенических задач. В основном, это проблемы тектоники и геодинамики, адаптированные к задачам редкометальной металлогенеза. Важнейшие из них кратко рассматриваются в настоящем разделе.

1. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ РАННEDОКЕМБРИЙСКАЯ КОРА – ГЛАВНОЕ УСЛОВИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сравнительный металлогенический анализ свидетельствует о том, что разновозрастные редкометальные магматические формации и генетически связанные с ними месторождения редких земель, ниобия, циркония, тантала, лития и других редких металлов преимущественно формировались на древних платформах и в эпикратонных складчатых областях, то есть в структурах с раннедокембрийским фундаментом. Соответственно, большая часть редкометальных провинций принадлежит к типу энсиалических. Это позволяет рассматривать раннедокембрийскую кору в качестве фундаментального критерия, определявшего условия формирования эндогенных редкометальных месторождений. Выделение и типизация редкометальных металлогенических провинций и металлогенических зон России с учетом их глубинного строения и геодинамических обстановок формирования месторождений произведены Е.Н.Алтуховым (1980, 1986, 1996, 1997 и др.).

Фундаментальное значение древней континентальной коры для редкометальной металлогенеза заключается и в ее способности термостатирования в ходе взаимодействия с мантийными плутонами и диапирами. Одной из форм такого взаимодействия являлся рифтогенез, сопровождавшийся редкометальным щелочным и щелочно-гранитоидным магматизмом. Поэтому неслучайно щелочные и щелочно-гранитоидные магматические формации наиболее характерны для регионов с раннедокембрийским фундаментом. Именно поэтому щелочные породы можно рассматривать индикаторами глубинного строения коры и вероятного наличия в ней структурно-вещественных комплексов раннего докембра.

Многие геологи считают, что на магматические производные мантийных плутонов решающее влияние оказывали вещественные особенности взаимодействовавшей с ними

древней сиалической коры. Даже в случае однотипности составов мантийных плюмов под различными структурами Земли мантийно-коровые контамины различных регионов должны отличаться по составу и коррелироваться с вещественным составом ассиимилируемой коры. В частности, имеются основания предполагать, что в сегментах кратонов реститовая древняя континентальная кора отличалась по составу от реститовой коры энсиалических складчатых областей, на что указывает своеобразие раннедокембрийских магматитов этих региональных структур.

Еще более выразительно ювенильная кора энсиалических регионов (древняя континентальная кора) отличается от ювенильной фанерозойской коры. Этот вывод следует, в частности, из факта различных масштабов и полноты проявления гранитоидного магматизма. Так, в фанерозойских энсиматических структурах гранитоидный магматизм отличается неполнотой проявления или незавершенностью. Это позволяет рассматривать их континентальную кору петрохимически менее зрелой, нежели кора энсиалических структур. В пределах последних в фанерозое сформировались наиболее полные гранитоидные магматические тренды, включающие магматиты и щелочно-гранитового состава.

Примечательно, что наиболее широко докембрийские гранитоиды распространены по окраинам кратонов. Возможная причина этой пространственной закономерности заключается в том, что нынешние кратоны являются фрагментами раннедокембрийских суперконтинентов. Их современные ограничения были предопределены, вероятно, еще в раннем докембре и были выражены зонами повышенной проницаемости, в частности, энсиалическими зеленокаменными поясами. Эти древнейшие ослабленные зоны образовывались над участками повышенной разогретости мантии, а потому в их сегментах в больших объемах вываривались гранитоидные магмы – родоначальные источники раннедокембрийских гранитоидов.

Современные ограничения кратонов предопределялись, вероятно, и некоторыми раннедокембрийскими вулкано-плутоническими поясами, занимающими в современной структуре кратонов окраинно-континентальную позицию. В структуре архейских суперконтинентов эти пояса занимали, вероятно, внутриконтинентальную позицию. Таков, например, Восточно-Сибирский суперпояс позднекарельского возраста, фрагментами которого являются Енисейский, Присаянский, Акитканский, Учуро-Майский (Южно-Алданский) пояса (Бухаров, 2001 и др.). Исходя из этого можно предположить, что во внутренних сегментах архейских суперконтинентов формировалась более мощная и петрохимически более зрелая континентальная раннедокембрийская кора. Этим, возможно, объясняется перманентное «всплытие» коры этих сегментов, сопровождавшееся ее эрозией и формированием щитов будущих древних платформ. Не случайно, вероятно, именно эти сегменты древних платформ и впоследствии оказались наиболее благоприятными для формирования рифтогенных структур, контролировавших размещение внутриплитных редкометальных магматитов и генетически связанных с ними месторождений. С этих позиций Украинский выступ фундамента Восточно-Европейской платформы (с его интенсивно гранитизированным Кировоградским блоком), ограниченный Днепрово-Донецким авлакогеном, можно рассматривать как не состоявшийся щит, подобный Балтийскому щиту, но сохранившийся во внутренней части Восточно-Европейской платформы. С этих же позиций многие микроконтиненты складчатых областей представляют собой не просто обломки тех или иных суперконтинентов, а являются фрагментами наиболее продвинутых в эволюции их региональных структур – щитов. Таково происхождение, вероятно, Урало-Тобольского (Мугоджарского), Тувино-Монгольского, Баргузино-Витимского, Кяхтинского и других микроконтинентов (Алту-

хов, 1980 и др.). Учитывая это предположение, становится понятным, почему редкометальная металлогенезия микроконтинентов сходна с металлогенезом древних платформ, прежде всего их щитов.

Возможная причина более широкого проявления докембрийского гранитоидного магматизма в сегментах кратонов, нежели неогейского гранитоидного магматизма в складчатых областях, заключается в своеобразии мантийной магмагенерации в их сегментах в течение этих мегахронов. В ряде работ показано, что кратоны северного ряда вплоть до палеозоя располагались в субэкваториальном горячем поясе ранней Земли с уникальными условиями магмаобразования (Глуховский, Моралев, 2001 и др.).

Представление о субэкваториальном горячем поясе ранней Земли основывается на материалах сравнительной планетологии, палеомагнитных исследований и сейсмической томографии. Согласно палеомагнитным данным кратоны северного ряда до раннего палеозоя дрейфовали в пределах субэкваториального пояса Земли. По данным сейсмотомографии аномальные участки современной мантии Земли с низкими скоростями Р-волн сосредоточены на глубинах от 1000 до 2900 км. При этом от 58 до 86% площадей этих аномалий располагаются в широтной субэкваториальной зоне между широтами $\pm 35^{\circ}$. Следовательно, в нижней мантии (слой D) современной Земли действует система суперплюмов, объединяемых в субэкваториальный горячий пояс, который можно рассматривать как реликтовый, сохранившийся с самых ранних этапов эволюции Земли. Согласно представлениям М.З.Глуховского и В.М.Моралева (2001) в этом поясе на протяжении всего докембрия происходили активные процессы дифференциации мантии, чему способствовало термостатирование мантийного тепла и флюидов под корой докембрийских континентов. Они отмечают, что благодаря термостатирующему экрану сиалической оболочки архейских кратонов в основании континентальной коры формировался пластический слой из мантийных выплавок основного состава и продуктов их дифференциации, а также из производных взаимодействия этих выплавок с подошвой сиалической коры. Возникавшие гибридные магмы кварц-диоритового состава разделялись на две комплементарные составляющие – гранитную и аортозитовую. Тем самым создавались условия для формирования, в частности, магматитов рапакиви-аортозитовой ассоциации, имеющих возраст 1,7–2,2 млрд. лет. Подобным способом могли, вероятно, возникать щелочно-гранитоидные, щелочно-основные и щелочно-ультраосновные расплавы с карбонатитовой составляющей или без нее. Эти родонаучальные магмы обеспечили формирование соответствующих редкометальных месторождений преимущественно в приподнятых структурах фундаментов древних платформ, а также в сегментах некоторых микроконтинентов, как до их отторжения от суперконтинентов, так и после отторжения и вхождения в состав тех или иных складчатых областей (Сетте-Дабанский, Тувинско-Монгольский и другие микроконтиненты).

Из сказанного следует, что уже для докембрийских этапов эволюции Земли имеются основания предполагать проявление глобальной вещественной зональности внутриплитного магматизма под суперконтинентами и океанами, а также в пределах суперконтинентов. В пределах континентов, а также их крупных геоблоков, например, древних платформ проявлено региональная вещественная зональность мантийного магматизма. Так, фанерозойские щелочные и щелочно-гранитоидные породы формировались преимущественно в периферийных зонах древних платформ (а также на микроконтинентах), лампроитовые и кимберлитовые породы – во внутренних их зонах.

Воздействием плюмов на континентальную кору, сопровождавшимся ее антексисом и глубокой дифференциацией антектической магмы, многие геологи объясняют формирование литий-фтористых гранитов (Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000 и др.).

Если важнейшая роль раннедокембрийской коры для редкометальной металлогении продемонстрирована на многочисленных примерах и практически общепризнана, то роль процессов преобразования древней коры в металлогенической зональности более поздних тектоно-металлогенических эпох еще плохо изучена. В общем тектоническом аспекте наиболее исследованы лишь процессы тектоно-термальной переработки докембрийских образований, прежде всего фундаментов большинства древних платформ. Ведущие формы этой переработки: мигматизация, гранитизация, гранито-купольный тектогенез и др. (Алтухов, 1980, 1999; Алтухов, Ващурин, 2001 и др.). Соответственно, гранитоидные серии областей тектоно-термальной переработки отличаются большим диапазоном формирования, заключают магматиты щелочной специализации и, как правило, лишены пломазитовых гранитов (Байкальская, Селенгино-Становая и другие провинции).

Помимо тектоно-термальной переработки древняя континентальная кора в ряде регионов в неогее в той или иной степени подвергалась структурно-вещественному преобразованию и в ходе других тектонических и геодинамических процессов. Так, в позднем докембре и фанерозое структуры Карело-Кольского, Алданского, Южно-Сибирского и других регионов вовлекались в молодые коллизионные процессы, рифтогенез (нередко телескопированный) и реювенацию. Соответственно, в этих регионах создавались благоприятные условия для формирования магматитов и эндогенных месторождений щелочных формационных типов, а также гранитоидов, включая лейкогранит-аляскитовые и субщелочно-гранитовые разности. С последними генетически связаны редкометальные месторождения бериллия, лития, рубидия, tantalа и других редких металлов.

Среди других форм переработки древней континентальной коры некоторые геологи предполагают ее базификацию и тектоническое расслоение с передислокацией гетерогенных масс (Монголо-Охотский, Буреинско-Ханкайский, Охотско-Омолонский, Чукотский и другие регионы).

В соответствии с масштабами и степенью переработки древней коры конкретных регионов находятся общие металлогенические особенности соответствующих редкометальных провинций. Иначе говоря, характеристики региональных редкометальных металлогенических трендов функционально связаны с наличием и степенью переработки древней сиалической коры в пределах тех или иных региональных структур.

В полном соответствии с вышеизложенным находится тот факт, что наиболее продуктивные и комплексные редкометальные провинции России сформировались в сегментах древних платформ и энсиалических (эпикратонных) складчатых областей, то есть в регионах широкого распространения структурно-вещественных комплексов континентальной раннедокембрийской коры, сохранившейся от тотальной переработки (Алтухов, 1980, 1997 и др.). Одна из причин этих закономерностей заключается, вероятно, в геохимическом своеобразии раннедокембрийских образований этих регионов – их обогащенности многими металлами, не исключая редкие и радиоактивные, на что указывают соответствующие петро-геохимические материалы Л.С.Бородина (1999 и др.), А.Д.Ножкина (1983) и других геологов.

Геохимические особенности структурно-вещественных комплексов раннедокембрийской коры сохранялись в большинстве регионов ее распространения на протяжении последующей геологической истории, что предопределило их общий редкометальный металлогенический тренд. В этом, вероятно, заключается одна из главных причин формирования принципиально сходных редкометальных провинций в ряде однотипных докембрийских регионов. Иначе говоря, древний сиалический субстрат в значительной

степени контролировал размещение и формирование редкометальных магматитов не только в докембрийские, но и в фанерозойские металлогенические эпохи. Это относится как к процессам взаимодействия континентальных плит и миниплит, так и к плюм-тектоническим процессам под экраном древней континентальной коры.

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МАГМАТИТОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДОГЕНЕЗА

С позиций геодинамики редкометальные магматиты многими геологами подразделяются на две группы. К первой группе относятся редкометальные граниты, формировавшиеся на границах литосферных плит. Среди них выделяются коллизионные граниты и граниты тыловых зон активных континентальных окраин. Считается, что коллизионные лейкократовые граниты формировались в нижнем протерозое, нижнем палеозое, в карбоне-перми, в нижнем мелу и палеогене, а тыловодужные плюмазитовые и агапитовые лейкократовые граниты – только в среднем палеозое, позднем мезозое и кайнозое. Ко второй группе относятся щелочные магматиты (в основном щелочно-ультраосновные-карбонатитовые и нефелин-сиенитовые комплексы) внутриплитных геодинамических обстановок, формировавшиеся во все послеархейские геологические эпохи (Гусев, 1995 и др.).

Наиболее дискуссионная геодинамическая природа тыловодужных магматитов. В России к ним относятся меловые граниты Верхоянско-Колымской области, позднеюрские (согласно новым данным меловые) граниты Восточного Забайкалья, а также среднепалеозойские (по новым данным ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и пермские в различных ареалах) щелочные и субщелочные гранитоиды Алтая-Саянской области. При этом предполагается, что редкометальные граниты Верхоянья принадлежат к далекой тыловодужной зоне надвигов Охотско-Чукотской активной континентальной окраины, а граниты Забайкалья и востока Алтая-Саянской области – к зонам тыловых рифтов, соответственно, Большегинганской и Алтая-Саянской активных континентальных окраин андийского типа (Гусев, 1995 и др.).

Отнесение к активным континентальным окраинам геологических образований, удаленных от предполагаемых их «родителей» почти на 2500 км вглубь материка практически тождественно давним представлениям о структурах дива или тектоно-магматической активизации, развиваляемым многими исследователями и в настоящее время.

Между тем, редкометальные меловые граниты Верхоянско-Колымской области многие геологи относят к коллизионным, чему не противоречит их тектоническая позиция, формационно-магматические и геохимические особенности.

Позднемезозойские граниты кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья некоторые геологи считают внутриплитными образованиями либо горячих точек, либо внутриконтинентальных рифтов, либо относят к образованиям тыловых рифтов активной континентальной окраины невадийского типа. Неоднозначно интерпретируется геодинамическая природа и редкометальных гранитоидов восточных частей Алтая-Саянской складчатой области.

Среди внутриплитных выделяются магматиты рифтогенных зон, горячих точек и трапповых провинций, формирование которых обычно связывают с деятельностью мантийных плюмов разных рангов. Тем самым предполагается единая их природа, однотипный источник энергии и под континентами и под океанами, то есть однотипное про-

исхождение. Различие площадей развития, состава и металлогенических особенностей этих магматитов служит основанием для их отнесения к самостоятельным типам (Гусев, 1995; Багдасаров и др., 2001 и др.).

Между тем, геометрические критерии вряд ли оказывали существенное влияние на проявление металлогенической зональности. Так, площади трапповых провинций, как и рифтогенных зон варьируют в широких пределах. Наряду с гигантскими трапповыми полями известны относительно небольшие поля. То же относится и к рифтовым зонам: наряду с весьма протяженными рифтами и рифтовыми системами многочисленны относительно небольшие единичные рифты. В то же время, площади некоторых ареалов щелочных магматитов на юге Сибири сопоставимы с площадями некоторых трапповых полей.

Нередко мантийные и коро-мантийные магматиты континентов формировались в предрифтовые стадии, или на месте более древних рифтогенных зон, а также распространялись на обширных площадях за их пределами. Поэтому в связи с некоторыми ареалами щелочных и щелочно-гранитоидных магматитов не обнаруживаются синхронные им рифтовые долины, что, по-видимому, служит основанием для их интерпретации горячими точками.

В настоящей работе к группе редкометальных гранитов, формировавшихся на границах литосферных плит и миниплит, а также в коллизионно-сдвиговых зонах, отнесены лейкократовые и аляскитовые граниты и генетически связанные с ними пегматиты позднеархейского, протерозойского, нижне-, средне-, верхнепалеозойского и мезозойского возрастов, а также мезозойские пломазитовые граниты Верхоянья и Алтая.

К редкометальным внутриплитным в настоящей работе отнесены анорогенные граниты, щелочные и щелочно-гранитоидные магматиты. Считаем, что все они генетически или парагенетически связаны с зонами рифтогенеза, то есть формировались в геодинамические обстановки явно или неявно проявленного растяжения. Условно они могут быть подразделены на предрифтовые, рифтогенные и отдаленно-рифтогенные. Иначе говоря, все проявления внутриплитного щелочного и щелочно-гранитового магманизма рассматриваются генетически однотипными.

Разнообразием форм проявления процессов рифтогенеза могут объясняться и различные формы выражения внутриплитного магманизма. Так, при рассеянном рифтогенезе создавались, по-видимому, благоприятные условия для формирования траппов. В условиях предрифтовой, зачаточной рифтовой, а также телерифтовой обстановок формировались «автономные» редкометальные магматиты – горячие точки.

Вещественный состав внутриплитных магматитов определялся, по-видимому, не только размерами пломов, но и степенью их воздействия на континентальную кору (их активностью). Среди редкометальных разностей внутриплитных магматитов менее продуктивны магматиты трапповых провинций. Формирование траппов было обусловлено, вероятно, множеством относительно мелких, возможно, верхнемантийных (или даже астеносферных) пломов, провоцировавших в континентальной коре зоны рассеянного рифтогенеза, а также многочисленные разломы, достигавшие низов коры – верхов мантии. Эти мелкие пломы, в свою очередь, формировались, вероятно, в огромном сегменте мантии под влиянием более крупного нижнемантийного плома или суперплома. Если бы мантийный плом под полями траппов был единым и соизмеримым с их площадью, то следовало бы ожидать проявление признаков его активного взаимодействия с континентальной корой в ее полном или существенном объеме. Но в этом случае вместо траппов на поверхность Земли изливались бы лавы мантийно-корового происхождения, в том числе щелочно-гранитоидного состава.

В связи с изложенным следует напомнить тектонический закон Н.С.Шатского, суть которого состоит в том, что чем крупнее структуры, тем длительнее они развиваются и тем большие массы вещества участвуют в их строении. Учитывая это, суперплюмы или мегаплюмы, как предполагаемые прородители траппов на Сибирской платформе, должны были бы породить вещественно разнородные магматиты, работать не только в нижнем триасе, а значительно дольше и оставить от своей деятельности «трапповый» след по ходу перемещения Евразийской плиты. К такому следу можно, вероятно, отнести нижнемеловые траппы Карской (Ушаковская трапповая провинция) и Сvalльбардской (траппы Земли Франца-Иосифа) платформ. Однако не понятны причины юрской передышки в трапповом магматизме на Сибирской платформе и ее ближайшем обрамлении, а площади меловых траппов упомянутых платформ не идут в сравнение с площадями триасовых траппов на Сибирской платформе. Все это не позволяет безоговорочно соглашаться с интерпретацией трапповых провинций упомянутых регионов с позиций общего и единого механизма их происхождения.

Глобальную зональность внутриплитных магматитов щелочных формационных типов, выражющуюся в своеобразии их состава и форм проявления на древних платформах, в складчатых областях и в океанах объясняют геометрическими и геохронологическими критериями, в частности, гигантскими размерами древних платформ и длительностью их устойчивого развития. Отсутствие же или локальное распространение внутриплитных магматитов в покровно-складчатых областях связывают с предполагаемым подавлением плюм-тектонических процессов коллизионными, характерными для этих областей (Багдасаров и др., 2001 и др.).

Между тем, не все древние платформы характеризуются огромными размерами. Китайские платформы, например, сопоставимы по площади с некоторыми микроконтинентами. Относительная кратковременность существования земной коры океанов не может служить аргументом, объясняющим почти полное отсутствие в ней продуктивного внутриплитного редкометального магматизма. Действительно, внутриплитный магматизм проявлялся с раннего докембра в следствие функционирования восходящих мантийных плюмов или струй, считающихся относительно стационарными при средней продолжительности жизни единичного плюма около 300 млн. лет. Следовательно, в ходе геологической истории из глубинных зон мантии к поверхности Земли и под континентами и под океанами мантийные плюмы должны были бы транспортировать сходные по составу магмы. В этой связи в горячих точках океанов (например, на Гавайских островах Тихого океана, формированию которых не угрожало поглощение надсубдукционным магматизмом), а также в аккреционных комплексах энсиматических складчатых областей следовало бы ожидать наличие разнообразных внутриплитных редкометальных магматитов. Однако в действительности металлогенические особенности внутриплитных магматитов древних платформ и энсиалических складчатых областей, с одной стороны, и энсиматических складчатых областей и океанов, с другой, принципиально различаются. В то же время они коррелируются с наличием или отсутствием в их строении континентальной раннедокембрийской коры и, вероятно, с латеральными неоднородностями мантии. Отметим также, что:

– некоторые складчатые области и древние платформы одновременно охватывались активными внутриплитными процессами, например, структуры окраин Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых сооружений в палеозое и мезозое;

– в некоторых складчатых областях одновременно с коллизионными магматитами активно формировались внутриплитные магматиты щелочных формационных типов, например, в нижнем палеозое в восточных сегментах Алтае-Саянской области;

– коллизионные процессы, как производные глубинной геодинамики, не могут, вероятно, подавить более мощные процессы мантийной магмагенерации.

Наиболее дискуссионными являются *проблемы происхождения и геодинамической природы внутривулканических редкометальных магматических пород*. Так, формирование щелочно-ультраосновных магм – источников горячих точек рядом геологов рассматривается как следствие мантийного метасоматоза под воздействием флюидов и карбонатных расплавов (Перчук, 1971; Рябчиков и др. 1989, Когарко, 1996). Комментируя эти представления, Л.С.Бородин отмечает, что для объяснения нередкого сопнахождения и чередования геохимически различных пород в составе магматических серий приходится постулировать их связь с разноглубинными, но синхронно действующими, в разной степени деплетированными зонами верхней и даже нижней мантии. При этом допускается и возможность неоднократного поступления петрологически несовместимых расплавов по одним и тем же каналам в близповерхностные камеры без какой-либо взаимной контаминации, например, толеитовых и щелочно-базальтовых, агпайтовых и миасцитовых, высокомагнезиальных пикритовых и натриевых щелочно-ультраосновных.

Согласно модели О.Г.Сорохтина (1987 и др.) формирование карбонатитов объясняется затягиванием карбонатных и других осадков в зоны поддвига плит, сопровождавшимся их плавлением, ликвацией, дифференциацией и смешением расплавов с образованием родоначальных магм кимберлитов, либо щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

А.В.Гущин развивает гипотезу о реститовых слэбах оливин-клинопироксенитового состава, якобы образовывавшихся в результате преобразования глубинных субстратов вследствие выплавления из них базитовых и андезитовых магм (Багдасаров и др., 2001). Он предполагает, что реститовые слэбы погружались глубоко в мантию, где с течением времени происходило их скучивание. Предполагается также, что объемы реститовых слэбов должны быть сопоставимы с объемами надсубдукционных выплавок за последние 2,5 млрд. лет. При взаимодействии с очередным плутоном вещество слэбов переплавлялось, образуя богатые кальцием щелочно-ультраосновные магмы. Фактором случайности пересечения плутонами скученных слэбов объясняется локальное распространение щелочно-ультраосновных и карбонатитовых пород в структурах земной коры. Становление карбонатитовых комплексов трещинного типа связывается с субдукционными процессами, в пользу чего отмечается их параллельное или близкое по времени формирование с соответствующими гранитоидами (Багдасаров и др., 2001).

Анализ общей вещественной зональности мантийного магматизма различных тектонических регионов-континентов приводит к выводу о том, что мантийные плутонии различались по вещественному составу, как в латеральном, так и хронологическом аспектах. Так, в энсиалических зонах восточных частей Алтая-Саянской складчатой области отсутствуют или крайне ограниченно распространены щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами. В то же время в этих структурах широко проявился палеозойский щелочно-базитовый, щелочно-сиенитовый и щелочно-гранитовый магматизм, свидетельствующий о существовавшей здесь в это время плутон-тектонической обстановке.

Известные в Уральском регионе палеозойские лампроиты и карбонатизированные сиениты-миасциты позволяют предполагать проявление в сегменте этой структуры мантийных плутонов, не породивших, однако, щелочно-ультраосновных магматитов с карбонатитами и связанных с ними месторождений.

На Алданском щите в риффе сформировались карбонатиты щелочно-ультраосновных пород, а в мезозое лампроиты и щелочные гранитоиды.

На Привитимской окраине Сибирской платформы в мезозое сформировались только лампроиты.

На Балтийском щите в протерозое сформировались лампроиты, а в среднем-позднем палеозое – щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами и другие внутриплитные магматиты.

Не обсуждая петрологические аспекты проблемы происхождения щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов отметим, что в континентальной коре они всюду явно или неявно ассоциируют с рифтогенными зонами, не редко более древними, нежели эти магматические комплексы. Причем этот структурный контроль присущ магматическим телам различных морфологических типов. Например, становление позднедокембрийских трещинных карбонатитов в Монкressком выступе Присаянского зелено-каменного пояса не сопровождалось формированием каких-либо гранитоидов и не может быть увязано с надсубдукционными процессами. В то же время карбонатитовые тела как трещинного, так и центрального типов формировались только в структурах с раннедокембрийским фундаментом.

Признание надсубдукционной природы трещинных карбонатитов позволяет поставить вопрос о причинах их отсутствия в областях фанерозойской ювенильной континентальной коры (вне микроконтинентов) с широким распространением обычно неосправдываемых субдукционных гранитоидов.

Представляется, что вещественные и морфологические особенности карбонатитовых тел во многом зависели от условий их становления. В обстановке умеренного растяжения или попеременного растяжения–сжатия преимущественно формировались тела центрального типа, а родонаучальная их магма испытывала дифференциацию и другие процессы по мере продвижения сквозь континентальную кору. В обстановке преобладающего растяжения более благоприятные условия создавались для формирования трещинных, менее дифференцированных тел.

Поскольку продуктивные производные мантийных плюмов свойственны лишь сегментам энсиалических регионов, предполагается, что под континентами и океанами они различаются рудной нагрузкой и, возможно, вещественным составом. С этих позиций гипотеза А.В.Гущина об обогащенности мантийных плюмов под древними платформами веществом оливин-клинопироксенитовых реститовых слэбов не противоречит такому предположению. Подобное обогащение мантийных плюмов могло происходить, вероятно, и в ходе других механизмов глубинного петрогенеза и глубинной геодинамики, например в ходе асимиляции реститовой континентальной коры и последующей дифференциации гибридных магм.

С позиций глобальной геодинамики не ясно, почему не только карбонатиты щелочно-ультраосновных комплексов, но и редкометальные щелочные гранитоиды отсутствуют или локально распространены в складчатых областях с фанерозойской ювенильной континентальной корой. В то же время в некоторых энсиалических структурах они формировались неоднократно на протяжении геологической истории. Причем, на древних платформах щелочные гранитоиды приурочены преимущественно к их щитам, а в энсиалических складчатых областях – к микроконтинентам. Иначе говоря, не ясны причины своеобразия редкометальных металлогенических трендов в тех или иных трансрегиональных и региональных структурах континентов.

Тектоническая позиция редкометальных гранитов корового или существенно корового происхождения и связанных с ними месторождений тоже дискуссионная. Наиболее продуктивные редкометальные граниты обычно приурочены к пририфтогенным и пришовным зонам, ограничивавшим структуры миниплит и микроконтиненты. В подобных зонах магматические очаги формировались как за счет внутривулканических источников вещества, так и за счет глубинного вещества, привнесенного в континентальную кору по зонам повышенной проницаемости. К тому же, кора пририфтогенных зон отличается, по-видимому, повышенным содержанием редких металлов из-за их привноса в эти

зоны как одновременно с их формированием, так и в более поздние геологические эпохи, предшествовавшие проявлениям коллизионного магматизма.

С коллизионными гранитами пририфтогенных и (или) пришовных зон явно или неявно часто связаны редкометальные гранитные пегматиты, локализующиеся, однако, преимущественно в пределах рифтогенных тектонических комплексов.

Коллизионные гранитоиды обширных ареалов, формировавшиеся за счет внутрикоровых источников вещества в ходе столкновения и последующего сжатия блоков континентальной коры, менее продуктивные или не продуктивные.

Коллизионные редкометальные высокоглиноземистые граниты петрохимически сходны с анорогенными гранитами. Важнейшими критериями их расчленения являются формационно-магматические и геохимические в совокупности с общетектоническими или регионально-тектоническими критериями.

Редкометальные коллизионные граниты в отличие от редкометальных анорогенных гранитов участвуют в строении магматических серий, в составе которых образуют наиболее поздние интрузивные фазы. Так, формированию меловых редкометальных гранитов Верхоянско-Колымской провинции предшествовали раннемеловые гранитные батолиты. Мезозойские редкометальные граниты чиндагатуйско-калгутинского комплекса Алтая отличаются пестрым составом и сопряженностью с щелочно-базитовыми образованиями. Считается, что при формировании алтайские и базиты и гранитоиды использовали одну и ту же систему разрывных нарушений, на что указывает их чередование по простиранию, либо перемежаемость друг с другом в субпараллельных сдвигах в условиях рифтогенно-сдвиговых структур (Владимиров и др., 1996 и др.). Тем не менее, явно выраженных рифтов позднепалеозойского или более древнего возраста на Алтае не обнаруживается. В то же время начальные изотопные отношения стронция в гранитах чиндагатуйско-калгутинского комплекса характерны для гранитов S-типа ($>0,708$). Соответственно, верхоянские и алтайские редкометальные граниты интерпретируются нами коллизионными, формировавшимися в структурах коллизионно-сдвигового типа.

В отличие от коллизионных, анорогенные граниты не обнаруживают временных и геохимических связей с какими-либо параллельными или предшествовавшими им гранитоидами. Они как бы автономны, генетически не связаны с другими магматитами. В тектоническом отношении анорогенные редкометальные граниты парагенетически связаны с синхронными им или более древними рифтогенными зонами, активизированными в эпохи их формирования. Таковы, например, меловые плюмазитовые граниты Восточного Забайкалья, раннедевонские плюмазитовые граниты Восточных Саян и другие.

Таким образом, петрохимически однотипные коровые редкометальные гранитоиды образовывались в различных геодинамических обстановках. Одни из них формировались из петрохимически зрелой сиалической коры «автономно» под воздействием глубинного тепла и при участии мантийных флюидов. Это анорогенные гранитоиды. Другие, коллизионные редкометальные граниты являются продуктами дифференциации коровых гранитоидных магм в определенных тектонических условиях.

Среди индикаторных геохимических критериев расчленения редкометальных гранитов на коллизионные и анорогенные Ю.А.Костицыным (2002) рекомендуется использовать критерий содержания в них фосфора. В коллизионных гранитах его содержание достигает десятых долей %. В анорогенных гранитах оно на порядок меньше (тысячные доли %) или он отсутствует вовсе.

Ниобий-лантановое отношение, используемое при геодинамической типизации гранитоидов (Гусев, 1995 и др.) для высокоглиноземистых их разностей менее показа-

тельно. По данным Л.С.Бородина и Л.Н.Гинзбурга (2002) для плюмазитовых гранитов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья ниобий-лантановое отношение варьирует от 0,5 до 1,0 при содержании Nb около 30 г/т. Для плюмазитовых гранитов Приморья, Рудных гор (Германия), Центрального Французского массива, Северной Нигерии это отношение уже в пользу ниobia и варьирует от 2,0 до 10,0 при содержании Nb 12–27 г/т (Германия, Франция), 30–52 г/т (Забайкалье, Приморье), 117–150 г/т (Нигерия). Для плюмазитовых гранитов Хоройского массива Восточных Саян ниобий-лантановое отношение меняется от 3,0 до 13,0 при содержании Nb около 100 г/т (Костицын, Алтухов, 2000). Таким образом, Nb/La коэффициент в петрохимически однотипных плюмазитовых гранитах различных регионов, как и содержание в них ниobia и лантана варьируют на порядок, что не позволяет его использовать в качестве индикаторного при их геодинамической типизации.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ – ВАЖНЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ материалов по тектонике и металлогенезу свидетельствует о приуроченности большой группы редкометальных месторождений к континентальным рифтам, а также к некоторым (энсиалическим) зеленокаменным поясам – характерным тектоническим образованиям раннего докембра. Очевидно, те и другие характеризуют внутриплитные геодинамические обстановки. Следовательно, континентальные рифты и их тектонические гомологи являлись главнейшими структурами, ответственными за формирование и локализацию внутриплитных редкометальных месторождений различных генетических типов.

Ведущая роль рифтогенных структур в размещении щелочных магматических провинций Мира отмечается в работах Е.Е.Милановского, Д.В.Рундквиста, Е.Н.Алтухова, А.Ф.Грачева, В.В.Архангельской и многих других геологов. Непосредственная и тесная связь щелочных и щелочно-гранитоидных магматитов со структурами растяжения земной коры в анорогенной геодинамической обстановке стала практически аксиомой.

При обсуждении проблемы происхождения докембрийских зеленокаменных поясов важнейшее индикаторное значение имеют эндогенные редкометальные месторождения. На всех континентах они формируют отчетливую парагенетическую триаду: древняя сиалическая кора – энсиалические рифты – эндогенные месторождения литофильных редких металлов, прежде всего щелочного ряда. С этих позиций энсиалическая рифтогенная природа многих зеленокаменных поясов несомненна.

О вероятной рифтогенной природе ряда зеленокаменных поясов свидетельствует и часто проявленное в их сегментах телескопирование более поздних рифтогенных же структур. Например, в сегменте Байкало-Муйского зеленокаменного пояса реконструируется пятикратное проявление рифтогенеза, что трудно объяснить с позиций его не-рифтогенной природы.

Известные различия в продуктивности и металлогенической специализации щелочных пород, формировавшихся в связи с архейскими и более молодыми рифтогенными структурами, находятся в соответствии с раннедокембрйскими глобальными процессами глубинной геодинамики, остававшимися до сих пор практически вне сферы внимания металлогенистов. Их суть заключается в феноменальном по масштабу и интенсивности коро-мантийном взаимодействии, реконструируемом для завершающих эпох раннего докембра. Именно в это время, в интервале 2,6–2,2 млрд. лет тому назад произошел распад первого в истории Земли эпиархейского суперконтинента вследствие

зародившихся общемантийных восходящих конвективных потоков (Хайн, 2000 и др.). В результате этого во второй половине раннего докембра впервые в истории Земли химически обособилась верхняя мантия (Салоп, 1982; Brooks, Hart, 1978 и др.). Примерно в это же время обособилось и земное ядро (Сорохтин, Ушаков, 1999 и др.). До этого времени астеносфера не существовало или она была локальной и не явно выраженной. Процесс «расслоения» мантии протекал, по-видимому, неравномерно, что привело к формированию выступов аномальной мантии, мантийных диапиров, астенолитов и т. п. Таким образом, в связи с распадом эпиархейского суперконтинента сформировались гигантские мантийные неоднородности, активно воздействовавшие на континентальную кору архейских кратонов. Одной из форм проявления этого воздействия явились энсиалические зеленокаменные пояса или проторифты. Другой формой проявления флюидо-термального воздействия аномальной мантии на кору архейских кратонов являлось формирование гранитных куполов, парагенетически и тесно пространственно связанных с древними рифтами.

В результате процессов первого в истории Земли расслоения мантии произошла кардинальная перестройка геодинамических обстановок формирования рифтогенных структур. Если в раннем архее формировались преимущественно амебообразные, рассеянные по площади зеленокаменные пояса (древние), то в позднем архее – раннем протерозое создались условия для формирования явно выраженных линейных зеленокаменных поясов (молодых), которым на глубине соответствовали выступы аномальной мантии. Эти выступы были непосредственно связаны с гигантским астеносферным резервуаром разнообразных химических элементов и играли роль своеобразных ловушек, концентрировавших огромные массы многих металлов, в том числе редких.

Иначе говоря, термально-тектонические и глубинные геодинамические процессы конца архея – начала протерозоя знаменовали крупнейший рубеж в геохимической и тектономагматической эволюции Земли. Лишь с этого времени создались условия для фокусирования мантийного магматизма в рифтогенных структурах.

Исходя из сказанного, для различных по возрасту структур рифтогенной природы предполагаются различные модели коро-мантийного взаимодействия, сопровождавшего их формирование и принципиально разное строение рифтовых подушек (Алтухов, 1999 и др.).

Наиболее изучено глубинное строение современной Байкальской рифтовой зоны. Установлено, что северо-западная морфологическая ее граница совпадает с резким подъемом кромки аномальной мантии. В сторону же Забайкалья наблюдается плавное погружение рифтовой подушки, простирающейся далеко за пределы морфологической границы рифтовой зоны. Выяснено также, что мощность аномальной мантии и глубина ее залегания за пределами Байкальской рифтовой зоны меняется от места к месту.

Подобное строение рифтовых подушек предполагается и для реконструируемых древних рифтогенных зон, в том числе зеленокаменных поясов. Между тем, одним из существенных различий разновозрастных рифтовых подушек является их соотношение с астеносферой (мантийным волноводом). Древние зеленокаменные пояса формировались над участками разогретой, но не дифференцированной мантии, в условиях отсутствия или локального распространения под ними подушек аномальной мантии. В пользу этого предположения могут свидетельствовать, в частности, данные о невыраженности или слабой выраженности внутриструктурных волноводов под щитами, сложенными, как известно, существенно архейскими образованиями. Следовательно, коро-мантийное взаимодействие в таких условиях не обеспечивалось значительными ресурсами редкometаллоносных щелочных магм ни в раннем докембре, ни в более поздние этапы по-

вторного рифтогенеза и «дренажа» недифференцированных или слабо дифференцированных сегментов мантии. Позднеархейским и в особенности протерозойским рифтогенным зонам соответствовали выступы зрелой аномальной мантии – своеобразные мантийные ловушки. В их пределах создавалась возможность аккумуляции больших объемов оксифильных и других металлов в течение длительного времени. Этим, вероятно, объясняется образование крупных, в том числе гигантских эндогенных месторождений Nb, TR, Y, Zr, Ni, Au, Pt и других металлов, генетически связанных не только с докембрийскими синрифтогенными щелочными и щелочно-гранитоидными породами, но и с более поздними магматитами телерифтогенных зон.

В отличие от телескопированных «автономные» континентальные фанерозойские рифты развивались над мантийными диапирами, отличавшимися ослабленными связями с астеносферной мантией (Алтухов, 1999). Эти диапиры отделялись от кровли родоначальной астеносферы (от своих корней) мощным слоем мантии. Например, в Байкальской рифтовой зоне толщина этого слоя достигает 45 км, а взаимосвязь между астеносферой и мантийным диапиром осуществляется здесь посредством узкого канала (Грачев, 1977 и др.). Предполагаемые различия в соотношениях докембрийских и фанерозойских энсиалических рифтов с обусловливавшей их формирование аномальной мантией объясняют известные их металлогенические особенности.

В соответствии с изложенным, низкая продуктивность эпиархейских рифтогенных магматитов может найти объяснение с позиций их парагенетической связи с активизированными раннеархейскими зеленокаменными поясами и их «бездрудными» рифтовыми подушками. Активизация позднеархейских и протерозойских рифтогенных структур, отличавшихся большей магматической зрелостью мантийных резервуаров, благоприятствовала формированию крупных эндогенных месторождений.

Поскольку для молодых гранит-зеленокаменных областей характерно наличие петрохимически контрастных формационных комплексов, на более поздних этапах их преобразования создавалась возможность вовлечения в гранитообразование гранитогнейсовых, метапелитовых и других формаций с повышенными концентрациями редких лиофильных элементов и формирования эндогенных редкометальных месторождений гранитного ряда. Поэтому наиболее крупные коровье редкометальные месторождения пространственно и парагенетически связаны тоже с палеорифтогенными зонами. При их формировании первостепенное значение имело, вероятно, термостатирование потоков глубинного тепла и флюидов шельфовыми комплексами, сопровождавшееся ремобилизацией сиалического фундамента, гранитокупольным тектогенезом, перераспределением вещества в гранитном расплаве и концентрированием редких металлов в наиболее поздних интрузивных фазах. Не исключается и возможность привноса мантийными флюидами рудных компонентов во внутрикоровые магматические камеры, на что указывают соответствующие изотопные метки в магматитах пририфтогенных зон. Такова структурная позиция крупных докембрийских месторождений Li, Ta, Be, генетически связанных с гранитными пегматитами (Колмозерское, Гольцовое, Елашское и др.). Сходную позицию занимают и крупные фанерозойские редкометальные гранитогенные месторождения (Первомайское, Тастыгское, Этыкинское и другие).

Одновременно с пририфтогенными коллизионными редкометальными гранитами в некотором удалении от рифтогенных зон формировались внешне сходные коллизионно-сдвиговые гранитоиды. Так, в ходе нижнепалеозойских коллизионно-сдвиговых деформаций в юго-восточной Туве сформировались синкинематические граниты и жилы гранит-лейкогранитовых пегматитов чжаргалантского комплекса. Вещественный состав пород этого комплекса, как отмечают А.Г. Владимиров и др. (2000) свидетельствует об

их двойственной природе. Наряду с пломазитовым составом и калиевой специализацией щелочей, эти граниты отличаются дефицитом Та, Nb и обогащенностью Sr и Ba, что сближает их с материнскими, как предполагают эти геологи, таннуольскими диоритоидами. Значение этих гранитоидов в прогнозно-металлогеническом отношении невелико.

Итак, для крупных эндогенных редкометальных месторождений как подкорового, так и корового происхождения характерна общность позиции в региональных тектонических структурах: они парагенетически связаны с молодыми гранит-зеленокаменными областями, а также с неогейскими телескопированными или эстафетными рифтами (Алтухов, 1999).

О СООТНОШЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ

Фундаментальное значение рифтогенных структур проявляется не только в применении к редкометальным, но и ко многим другим типам эндогенных месторождений, а также к некоторым месторождениям природного газа. Связь последних с внутриконтинентальными рифтовыми зонами рассмотрим на некоторых примерах.

Западно-Сибирская платформа. Ключевую роль в формировании структуры Западной Сибири играл Западно-Сибирский раннедокембрийский континент, реконструируемый по косвенным геологическим признакам. В качестве самостоятельной единицы он возник, вероятно, в позднем докембре в связи с распадом суперконтинента Родиния. В позднем рифе и палеозое этот континент испытывал растяжение, сопровождавшееся накоплением шельфовых комплексов преимущественно карбонатного и карбонатно-терригенного состава. Монотонное осадконакопление местами осложнялось формированием зачаточных рифтов, свидетелями которых служат локально распространенные базальты и липариты (О.Г.Жеро, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков и др.). В отдельные фазы тектонической активности процессы деструкции континентальной коры сопровождались, вероятно, ее раскрытием, на что указывает, в частности, наличие базитов и ультрабазитов в периферийных зонах платформенной плиты, в ее Приуральском и Центрально-Западносибирском регионах. Исходя из анализа распределения различных групп домезозойских отложений выделяются Ханты-Мансийский, Недояхский, Нюрольский и другие фрагменты Западно-Сибирского континента или микроконтиненты.

В конце палеозоя – начале мезозоя в связи с процессами распада суперконтинента Пангея и раскрытия Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов фундамент Западно-Сибирского континента вновь подвергся деструкции, сопровождавшейся формированием крупнейшей в Евразии континентальной рифтовой системы. Не исключено, что некоторые триасовые или пермо-триасовые рифты развивались над более древними структурами рифтогенной же природы. Подобное телескопированное формирование континентальных рифтов характерно для многих других регионов (Алтухов, 1997, 1999 и др.).

Наиболее интенсивно пермо-триасовый или ранне-среднетриасовый рифтогенез проявился в северных регионах Западной Сибири, в связи с чем здесь сформировались Колтогорско-Уренгойский, Ямальский, Аганский, Худосейский, Худуттейский и другие рифты, выделенные и охарактеризованные В.С.Сурковым, О.Г.Жеро, Л.В.Смирновым. Все эти рифты выполнены эфузивно-осадочными образованиями, объединяемыми в туринскую серию Т₁₋₂. Наиболее крупные из них раскрываются в северном направлении, что выражается в резком расширении и нарастании глубины погружения их ложа. В южном направлении эти рифты сужаются и в окрестностях Омска выклиниваются.

Триасовые рифты отчетливо проявлены в гравитационном поле, трассируясь цепочками интенсивных гравитационных максимумов.

Процессы континентального рифтогенеза предопределили дальнейшую тектоническую судьбу Западно-Сибирской структуры, в том числе особенности формирования ее плитного комплекса. В ракурсе рассматриваемой проблемы отметим главнейшие из этих особенностей.

Рифтогенный комплекс с размывом перекрывается плащеобразно залегающими глинистыми и песчано-глинистыми отложениями с линзами базальтов, объединяемыми в тампейскую серию Т₂₋₃. Считается, что тампейская серия слагает нижний ярус нижне-плитного подкомплекса плитного комплекса.

Тампейская серия отличается зональным строением. Выделяются четыре субмеридиональные фациальные зоны – Надымская, Пуровская, Тазовская и Худосеевская. По отношению к нижне-среднетриасовым рифтам Пуровская и Худосеевская зоны являются надрифтогенными, Надымская и Тазовская – межрифтогенными. Мощности разрезов отложений тампейской серии в этих зонах варьируют соответственно от 200 до 1000 м. (Сурков и др., 1998).

С угловым и стратиграфическим несогласием тампейский подкомплекс перекрывается нижне-среднеюрскими отложениями верхнего яруса нижнеплитного подкомплекса, представленного морскими отложениями на севере и прибрежно-морскими на юге. Еще южнее распространены нижне-среднеюрские преимущественно континентальные отложения (Девятов, Казаков, 1991). Тенденция распределения мощностей и этих отложений в зависимости от их позиций относительно триасовых рифтов сохраняется в позднем триасе и в первой половине юры, что указывает на продолжавшуюся повышенную тектоническую активность в их пределах в это время.

Наибольшим распространением и наибольшими мощностями отложений характеризуется среднеплитный подкомплекс, отвечающий интервалу средняя юра (келловей)–палеоген. В течение этого времени накапливались преимущественно морские отложения. В ходе господствовавшего тектонического режима растяжения и перманентного опускания ложа морского бассейна реконструируются две эпохи некомпенсированной седimentации (баженовская и кузнецкая), обусловленные наибольшим эвстатическим подъемом уровня моря.

Примечательно клиноформное строение комплекса отложений неокома (берриас–нижний апт) – самого продуктивного нефтегазоносного комплекса Западной Сибири. Этот сложно построенный комплекс дельтовых, шельфовых и склоновых отложений характеризуется множеством фаций, что характерно быстро меняющимся обстановкам области сопряжения суши и моря. Вероятной причиной формирования клиноформ являлась продолжавшаяся тектоническая активность доплитных рифтов, фокусировавших и глубинные газовые эманации. В пользу такого предположения свидетельствуют следующие факты.

1. Широкое распространение преимущественно или существенно газовых месторождений в северной части Западно-Сибирской плиты, где они пространственно связаны с надрифтовыми осадочными бассейнами.

2. Наличие в неокомских отложениях над триасовыми рифтами сбросов (то есть зон рассеянного растяжения) амплитудой до 50 м, например, в Гыданской области.

3. Клиноформный тип газовых ловушек в неокомских отложениях рассматриваемых регионов.

4. Меридиональная ориентировка фациальных зон неокомских отложений, согласованная с генеральным простирианием триасовых рифтов.

5. Омоложение продуктивных песчаных пластов неокома при движении с юго-востока на северо-запад (Наумов, 1977), свидетельствующее, вероятно, о продолжавшемся в мелу растяжении коры в зоне триасовых рифтов и обусловливавшим формирование песчаных клиноформ. О широко региональном процессе нижнемелового растяжения континентальной коры свидетельствуют, в частности, нижнемеловые траппы Свальбарской (трапповая провинция Земли Франца-Иосифа) и Карской (Ушаковская трапповая провинция) платформ. Подобное растяжение происходило и в неогене, когда сформировалась трапповая провинция Де-Лонга в Восточно-Сибирском море.

6. Резкая фациальная изменчивость неокомских отложений. В Среднем Приобье, например, в неокоме выделяется шесть фациальных зон.

7. Несогласное налегание неокома на юру и несогласное его перекрытие глинами альмской и кошайской свит нижнего-среднего апта (K_1^3).

9. Слабо проявленная генерационная способность глинистых пачек неокома.

10. Аномально битуминозные отложения баженовской свиты верхней юры, сложенной конденсированными глинистыми осадками (наличие радиоляритов, сокращенные мощности разрезов и т. д.), накапливавшимися в условиях некомпенсированной седиментации. Подобные осадки формируются в глубоководных бассейнах, удаленных от областей сноса обломочного материала. Не исключено, что наиболее глубоко погруженные части баженовского бассейна располагались над триасовыми рифтами.

11. Наличие нефтяных месторождений в отложениях фундамента плиты (силур, девон Томской области), в то время как газовые месторождения в них не известны.

Отчетливо выраженная пространственная взаимосвязь газовых и газоконденсатных месторождений с триасовыми рифтами проявлена в Ямальской, Гыданской, Пур-Тазовской, Надым-Пурской и других областях (рис. 1). В Ямальской области цепочка газовых месторождений насажена на Ямальский рифт. Таковы Харасовейское, Круzenштерновское, Нерстинское, Нейтинское, Арктическое, Нурминское, Среднеямальское, Ямальское и другие месторождения. Между Худосейским и Колтогорско-Уренгойским рифтами в осадочном чехле сформировались Тазовское, Заполярное, Русское, Южно-Русское и другие месторождения Пур-Тазовской области. Над структурами плечей Ямальского и северного фланга Колтогорско-Уренгойского рифтов сформировались Утреннее, Геофизическое, Гыданское, Антипаютинское и другие месторождения Гыданской области. В плечах Худутгейского и Колтогорско-Уренгойского рифтов сформировались гигантские Ямбургско-Харвутинское, Большое Уренгойское, Медвежье и множество других месторождений Надым-Пурской области.

Обращает на себя внимание пространственное тяготение наиболее крупных газовых и газоконденсатных месторождений к плечам рифтов. В образованиях чехла над рифтовыми долинами подобные месторождения редки и характеризуются меньшими размерами. Причиной этой закономерности является, вероятно, большая проницаемость надрифтовых сегментов коры, как следствие продолжавшейся тектонической активности в их пределах. На это указывают, в частности, линзы базальтов среди отложений тампейской серии $T_{2,3}$ платформенного чехла, а также другие геологические признаки, о которых говорилось выше.

С изложенных позиций предполагается, что образование газовых месторождений севера Западной Сибири растянуто во времени и коррелируется с намеченными эпохами активизации рифтов. Иначе говоря, имеются основания предполагать не сингенетичность, а наложенность месторождений углеводородов рассматриваемого региона на структуры платформенного чехла.

На вероятную генетическую связь юрских и меловых нефтегазоносных структур с триасовыми рифтами указывают многие исследователи. Так, В.С. Сурков и другие счи-

тают, что наиболее благоприятные условия нефтегазообразования создавались в связи с триасовыми рифтогенными зонами, отличавшимися устойчивым и интенсивным прогибанием с накоплением мощных отложений, а также интенсивным тепломассопереносом, способствовавшим формированию залежей углеводородов.



Рис. 1. Позиция месторождений углеводородов северных регионов Западной Сибири относительно триасовых рифтов. Масштаб 1:5 000 000. Составлена по материалам В.С.Суркова, Л.В.Смирнова, Ф.Г.Гуарии и др. (Геология..., 2000).

1 – проекция триасовых рифтов на дневную поверхность, 2 – надрифтогенный осадочный бассейн, 3 – основные месторождения углеводородов, 4 – структуры обрамления.

Печора-Баренцевоморская платформа. В континентальной части Печора-Баренцевоморской платформы наиболее отчетливо выделяются палеозойские рифтовые зоны – Тиманская (Ухта-Ижемская), Печора-Кожвинская и Колвинская. Подобная рифтовая зона выделяется в восточном борту Хорейверской впадины (рис. 2). В современной структуре региона этим рифтам соответствуют валообразные поднятия или мегавалы. Иначе говоря, для рассматриваемого региона характерны обращенные структуры в платформенном чехле.

Отличительной особенностью рассматриваемых рифтов является их амагматичность, свидетельствующая об ослабленной их связи с аномальной мантией, а

также преимущественно тонкообломочный и карбонатно-терригенный состав выполняющих отложений, что, кстати, характерно для внутренних рифтов вообще и палеозойских, в частности. Причем некоторые из упомянутых рифтов формировались только в девоне, другие – более длительное время. Например, северо-восточный фланг Печора-Кожвинского рифта выполнен терригенными отложениями среднего девона – среднего триаса. Подобные, но стратиграфически более полные, ордовик-среднетриасовые разрезы рифтогенных комплексов присущи Колвинскому, Восточно-Хорейверскому и Варандейскому рифтам.

Рифтогенная природа упомянутых структур Тимано-Печорского региона подчеркивается проявлениями глубинного магматизма: нижнепалеозойскими кимберлитами в ассоциации с карбонатитами, известными в Тиманской рифтовой зоне, а также лампроитами, сформировавшимися в нижнем триасе в гряде Чернышева в зоне выклинивания Колвинского рифта. Связь нефтяных и нефтегазовых месторождений Тимано-Печорского региона с палеозойскими рифтами представляется очевидной. На это указывают их

пространственная сопряженность и распределение месторождений преимущественно в отложениях рифтовых долин и по соседству с ними. В этом заключается одно из отличий в тектонической позиции нефтегазовых месторождений Тимано-Печорской и Западно-Сибирской провинций. Причина этих различий заключается в том, что триасовые рифты Западной Сибири отличаются магматичностью, свидетельствующей об их проницаемости для глубинных эманаций. В Тимано-Печорском регионе палеозойские рифты амагматичные с ограниченной эпизодической проницаемостью выполняющих их отложений для глубинных эманаций. Для региона в целом характерно линейное размещение месторождений углеводородов, согласованное с простираемием его региональных структур.

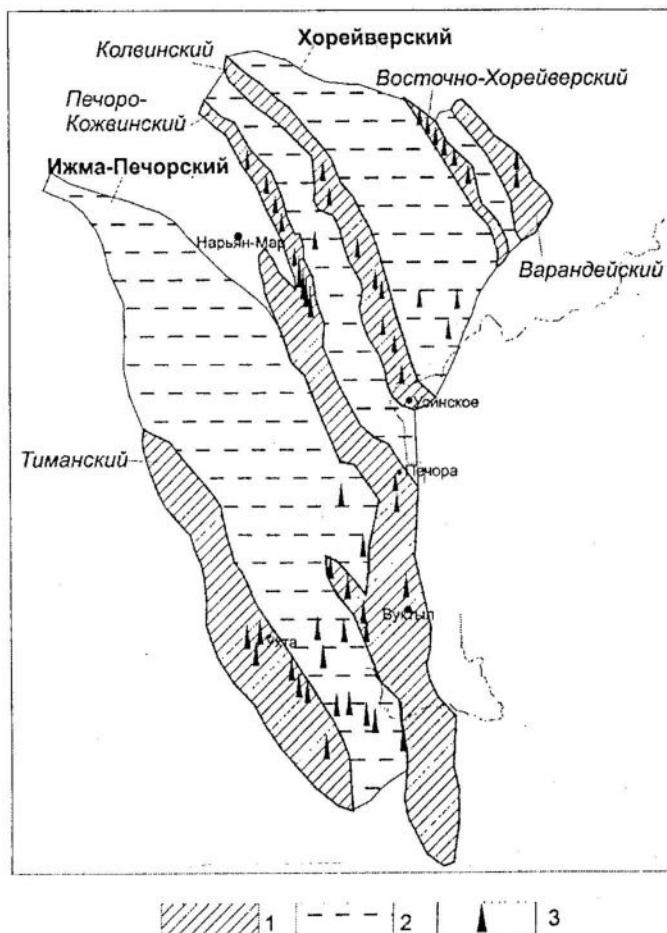


Рис. 2. Позиция месторождений углеводородов Тимано-Печорского региона относительно палеозойских рифтов. Масштаб 1:5 000 000. Составлена по карте нефтегазоносности Тимано-Печорского бассейна (1982).

1 – палеозойские рифты, 2 – палеозойские пририфтовые осадочные бассейны, 3 – месторождения углеводородов.

Ухтинское, Яргское, Нижнеомринское и другие нефтегазовые месторождения приурочены к девонским отложениям Ухта-Ижемского фланга Тиманского рифта.

Еще более ярко проявлена связь углеводородных месторождений с Печора-Кожвинским рифтом. Небольшие по запасам Кумжинское, Василковское, Ванейвиское, Верхнегрубешорское и другие газовые, газоконденсатные и нефтегазоконденсатные месторождения размещаются в отложениях девона, карбона, перми и триаса

триаса в северо-западном фланге рифта, Картальское, Западно-Соплеское и другие месторождения – в юго-восточном его фланге. В восточном плече этого рифта сформировалось значительно более крупное Лаявожское нефтегазоконденсатное месторождение, залежи которого размещаются в отложениях верхнего карбона, нижней перми и нижнего триаса.

Линейная цепочка нефтегазовых месторождений приурочена к Восточно-Хорейверскому рифту. Это Таравейское, Наульское и другие месторождения. В Варандейской рифтовой долине сформировались Сарембойское и другие месторождения.

В целом в пределах рифтов и их плеч преобладают газовые и газоконденсатные месторождения (северо-западный и юго-восточный фланги Печора-Кожвинского рифта и другие), в межрифтовых зонах – нефтяные месторождения (Ижма-Печорская, Хорейверская впадины и др.).

НЕКОТОРЫЕ ОБОБЩЕНИЯ И СЛЕДСТВИЯ

Помимо рассмотренных регионов взаимосвязь между газовыми месторождениями и континентальными рифтами отчетливо проявлена в Восточно-Сибирской, Прикаспийской и других нефтегазоносных провинциях.

На Сибирской платформе наиболее крупные залежи углеводородов приурочены к отложениям нижних частей платформенного чехла – к верхнему рифею, венду и кембрию (Кавыктинское, Марковское, Атовское и другие месторождения). Как известно, в это время органическая жизнь на Земле не достигла еще значительных масштабов. Следовательно, объем захороненного органического материала в рифейско-вендинских и нижнекембрийских отложениях не мог служить исходным резервуаром для образования крупных скоплений нефти и газа. Это позволяет усомниться в органическом происхождении углеводородов, размещающихся в верхнедокембрийско-нижнекембрийских отложениях чехла Сибирской платформы.

Некоторые газовые и газоконденсатные месторождения Сибирской платформы содержат гелий. Таковы, например, Собинское, Пойгинское месторождения Эвенкии и другие. Они приурочены к зонам внутриконтинентальных рифтов, рассекающих наиболее древние Тунгусский и Котуйско-Ангарский блоки фундамента платформы. Это позволяет говорить о намечающейся зональности вещественного состава рассматриваемых месторождений относительно структур фундамента платформы.

Подобная зональность проявлена, как известно, в отношении месторождений, связанных с щелочным мантийным магматизмом. Так, проявления наиболее глубинных по источнику родоначальных магм кимберлитовых магматитов и связанные с ними месторождения алмазов, как и гелийсодержащие нефтегазоконденсатные месторождения, преимущественно распространены в сегментах платформы с наиболее древним фундаментом. Щелочно-ультраосновные магматиты с редкометально-редкоземельными месторождениями карбонатитового типа, формировавшиеся при участии активно проявленной мантийной флюидной составляющей, присущи окраинным частям платформы, вовлекавшимся в позднедокембрийскую тектономагматическую переработку. Подобным сегментам платформы более свойственны месторождения углеводородов, не содержащих гелий.

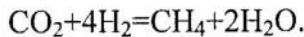
В нефтегазоносных провинциях залежи углеводородов находятся в различных по литологическому составу коллекторах. Причем, в одних и тех же провинциях газовые залежи, например, располагаются на различных гипсометрических уровнях (глубинах), как в верхних частях разрезов, так и в их нижних частях. Все это позволяет предполагать, что в местах залегания углеводороды являются не «когенетичными», а инородными, наложенными, поступившими сюда в «готовом» виде, а их конкретное распределение в структурах осадочных чехлов определялось наличием и расположением ловушек независимо от литологического состава слагающих их пород и глубин залегания. Подобная тектоническая позиция присуща магматогенным редкометальным месторождениям.

Обращает на себя внимание совпадение эпох формирования месторождений углеводородов и магматогенных месторождений щелочных и щелочно-гранитного формационных типов, свойственных континентальным рифтовым зонам земной коры. Так, в конце рифея-венде на Сибирской платформе активно формировались редкометально-редкоземельные месторождения карбонатитового типа. В это же время в платформенном чехле возникли газовые и газоконденсатные месторождения. В нижнем палеозое и триасе на Печора-Баренцевоморской платформе формировались кимберлиты, карбона-

титы, лампроиты, а также месторождения углеводородов. Позднепалеозойско-раннемезозайская эпоха формирования углеводородных месторождений коррелируется с глобальной редкометальной металлогенической эпохой, связанной с распадом суперконтинента Пангея. Глобальная мезо-кайнозайская нефтегазоносная эпоха соответствует глобальной же редкометальной металлогенической эпохе, причинно связанной с формированием молодых океанических бассейнов и внутриконтинентальных рифтовых зон.

Рассмотрение тектонической и геодинамической природы редкометальных металлогенических эпох приводится в специальном разделе (см. раздел 1.4). Здесь лишь отметим, что многие современные тектонисты и геофизики геодинамические процессы глобального ранга связывают с общемантийными конвективными и адвективными процессами. Учитывая это предполагается, что в эпохи их проявления происходила активная дегазация мантии в наиболее полном ее объеме. В благоприятных тектонических условиях в структурах платформенных чехлов происходила локализация и концентрирование продуктов дегазации мантии. Некоторую долю в этих эманациях составляли, вероятно, углерод, азот, гелий и другие химические элементы и их соединения, в том числе углерода с водородом.

Метан – основная составляющая большей части газовых месторождений, мог образовываться и в ходе реакции восстановления:



Практически неисчерпаемым источником CO_2 могли служить осадочные карбонатные породы, заключающие около 73% общего количества углерода земной коры. Ведущая роль водорода в продуктах дегазации мантии общеизвестна.

Вклад органического вещества осадочных пород в образование месторождений углеводородов представляется второстепенным. Тем не менее, глубинные эманации и тепло могли способствовать его преобразованию в метан и другие углеводороды (Клещев, 2003 и др.).

Несмотря на геологическую аргументацию возможной неорганической природы месторождений углеводородов, прежде всего газовых, проблема источника углерода в этих месторождениях не является решенной. Оценка этого источника и по изотопным данным не может считаться однозначной, поскольку в магматических породах изотопный состав восстановленного углерода примерно соответствует изотопному составу биогенного углерода.

При обсуждении проблемы источников углерода, водорода, гелия и других летучих элементов и их соединений, прежде всего интересующего нас метана, необходимо учитывать и материалы сравнительной планетологии, согласно которым эти элементы определяют основной состав Солнца и планет-гигантов, составляя по массе более 95% всего вещества Солнечной системы (Флоренский и др., 1981). Новейшие данные, полученные американским космическим аппаратом, свидетельствуют о том, что атмосфера Титана – спутника Сатурна, соизмеримого с планетами земной группы, состоит из метана и что на его поверхности находится ледяной метановый океан. Исходя из представлений об общности происхождения планет Солнечной системы, можно предположить, что в строении планет и земной группы в той или иной мере участвует, в частности, метан. Однако здесь он (как и гелий и другие летучие элементы и их соединения) носит, вероятно, «реликтовый» характер в связи с известными особенностями формирования этих планет. Тем не менее, полностью исключить возможность участия рассматриваемых летучих элементов в строении Земли, а следовательно и в продуктах дегазации ее мантии было бы неправильным. Тектоническим регулятором этой дегазации, формой ее проявления в структурах земной коры являлись, несомненно, рифты и их гомологи.

Итак, внутриконтинентальные рифты играли базисную роль при формировании и (или) локализации не только редкометальных, но и других типов месторождений, не исключая углеводородные. Очевидная аналогия в тектонической позиции этих месторождений позволяет предложить единый подход к минерагеническому районированию и складчатых областей и платформ, а также к прогнозированию соответствующих месторождений.

Как известно, нефтегазогеологическое районирование основывается на особенностях структурного плана плитного комплекса в целом или его продуктивных образований. Учитывается также продуктивность нефтегазоносных толщ. На основе этих критериев предложены различные варианты районирования. Например, при нефтегазогеологическом районировании нижнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты границы нефтегазоносных областей предлагалось проводить по днищу нижнеюрских депрессий, по осевой линии крупных поднятий и т. д.

На основе тех же критериев выделяются и нефтегазоносные районы. Их границы предложено проводить по осям наиболее глубоких впадин. Соответственно, нефтегазоносные районы соотносятся со сводами или мегавалами с прилегающими к ним склонами смежных впадин.

Между тем, структурный план западносибирского плитного комплекса обусловлен тектоническим рельефом его фундамента. В этой связи нефтегазогеологическое районирование оказывается более генетически обусловленным, если в его основу положить генеральный структурный план доплитного фундамента. Основу этого плана в Западной Сибири образуют, как уже отмечалось, выступы и приподнятые блоки докембрийского фундамента, позднедокембрийские и палеозойские шельфовые комплексы и нижнекреднетриасовые рифты.

Структуры платформенных чехлов и слагающие их вещественные комплексы в процессах нефтегазообразования играли, по-видимому, роль не «материнских» нефтегазопроизводящих свит, как это принято считать, а ловушек мантийных углеводородных струй, а также аккумуляторов мантийного тепла, способствовавшего при сочетании благоприятных условий преобразованию рассеянного органического вещества осадочных пород в углеводороды.

С предлагаемых позиций нефтегазогеологического районирования на севере Западной Сибири, например, естественнее выделять не нефтегазоносные области в традиционном понимании, а нефтегазоносные зоны, контролируемые структурами доплитного фундамента, прежде всего триасовыми рифтами. Главными такими зонами являются Ямальская, Худуттейская (или единая Ямальско-Худуттейская), Колтогорско-Уренгойская и Худосейская. Их ограничения проводятся по проекциям на дневную поверхность ареалов газовых и газоконденсатных месторождений, пространственно тяготеющих к проекциям соответствующих рифтов. С учетом этих критериев контуры нефтегазоносных зон могут не совпадать с ограничениями традиционных нефтегазоносных областей.

Подобные нефтегазоносные зоны на основании объективных геологических материалов выделяются в Тимано-Печорской и других нефтегазоносных провинциях.

В отличие от газовых, преимущественно нефтяные месторождения формировались в осадочных бассейнах над зонами рассеянных рифтов и приподнятых блоков континентальной коры древнего фундамента. В пределах таких бассейнов более эффективно происходила аккумуляция глубинного тепла, способствовавшего более активному развитию органической жизни и преобразованию продуктов жизнедеятельности (прежде всего липидов) в нефть. Соответственно, нефтеносные зоны соотносятся с проекциями приподнятых блоков древнего фундамента.

Тектоническая позиция нефтегазоносных районов определяется структурами осадочного чехла. Их дальнейшая типизация возможна и естественна с учетом литологических особенностей осадочных комплексов, участвующих в их строении и определявших условия локализации и концентрирования углеводородных залежей.

Предлагаемый подход к нефтегазогеологическому районированию позволяет с новых позиций оценивать нефтегазоносность осадочных бассейнов и их конкретных сегментов и на этой основе переориентировать поисково-разведочные работы на месторождения углеводородного сырья с учетом современных приоритетов.

3. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зависимости от предполагаемого типа источников родоначальных магм, рудного вещества и флюидов редкометальные магматиты подразделяются на две группы: мантийную и коровую. К первой принадлежат магматиты щелочных формаций – щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и агпайтовые нефелиновые сиениты. К группе мантийных относят и некоторые типы месторождений мантийно-корового генезиса, например щелочные агпайтовые граниты. Ко второй группе относят различные гранитоиды, среди которых преобладают конечные дифференциаты внутрикоровых нормальных и субщелочных гранитоидных магм.

Соответственно, редкометальные месторождения с учетом их связи с магматическими породами обычно подразделяются на следующие главные типы: карбонатитовый, агпайтовых нефелиновых сиенитов, щелочно-гранитовый, плюмазитовых (литий-фтористых) гранитов, аляскитовых и лейкократовых гранитов. В качестве самостоятельных часто выделяют метасоматический, скарновый, гидротермальный и вулканогенный типы месторождений. В составе последнего наиболее важное значение имеют онгониты и геохимически родственные им породы.

Коровые редкометальные гранитогенные месторождения более разнообразны по генетическим типам и преобладают в количественном отношении над мантийными. Однако по числу крупных и уникальных преобладают месторождения мантийной группы.

Кратко рассмотрим условия формирования редкометальных магматитов и связанных с ними месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАНТИЙНОЙ ГРУППЫ

Месторождения карбонатитового типа. Более полусотни лет назад было установлено:

карбонатитовые месторождения, связанные с комплексами щелочных–ультраосновных пород образовывались в различные геологические периоды от докембрия до третичного;

формирование карбонатитов связано с активизацией тектоно-магматической деятельности;

их формирование происходило в пределах древних платформ, то есть это магматизм платформенный;

карбонатиты, как и генетически родственные им другие щелочные породы, формировались в завершающие фазы тектоно-магматических циклов.

В свете современных знаний следует уточнить и дополнить эти в целом правильные выводы:

карбонатиты формировались в связи с разнообразными магматическими породами (щелочно-ультраосновными, щелочно-габброидными, сиенитоидными и др.);

наиболее продуктивные карбонатитовые месторождения формировались в эпохи распада суперконтинентов, то есть в интервалы времени ~2,2–2,0; 1,4–1,2; 0,8–0,6; 0,3–0,2 млрд. лет;

формирование наиболее крупных карбонатитовых месторождений определялось процессами восходящих общемантийных конвективных потоков;

структурный и геодинамический контроль формирования карбонатитовых месторождений осуществлялся преимущественно рифтогенными зонами, в том числе древними активизированными, а также горячими точками как формами проявления рифтогенеза, нереализованного в классическом выражении.

Минералого-геохимические особенности конкретных карбонатитовых массивов зависели от многих причин, среди которых важное значение придают геодинамической обстановке (внутриплитные, надсубдукционные), тектоническим условиям формирования (стабильные, мобильные условия), тектонической позиции (рифтогенные, пририфтогенные зоны кратонов, микроконтинентов), а также глубине эрозионного среза. Наиболее полную сводку по карбонатитам в последнее время создал Ю.А.Багдасаров и др. (2001).

Модели формирования месторождений карбонатитового типа разработаны Л.С.Бородиным (1994 и др.) и другими геологами.

Месторождения агпайт-нефелин-сиенитового типа на территории России представлены лишь Ловозерским и Хибинским массивами, играющими первостепенную роль в редкометальном рудном потенциале страны. По геодинамической обстановке формирования, тектонической позиции и условиям локализации они практически идентичны месторождениям карбонатитового типа.

Месторождения щелочно-гранитового типа. Генетическая типизация щелочных гранитов основывается, в первую очередь, на петрологических и геохимических критериях – нахождении в составе океанических или континентальных серий и распределении индикаторных микроэлементов. Исходя из этого, выделены три формационные группы щелочно-гранитоидных комплексов: 1 – прямые дифференциаты глубинных щелочно-базальтовых магм в островных океанических и континентальных рифтогенных провинциях; 2 – автономные плутонические образования без признаков связи со щелочно-габброидными породами при тесной ассоциации с нормальными биотитовыми гранитами и сиенитами; 3 – щелочно-гранитоидные метаморфиты, приуроченные к зонам повышенной проникаемости континентальной коры (Бородин и др., 1974).

При сравнении океанических и континентальных серий первой группы обращает на себя внимание гораздо больший масштаб развития гранитоидов в континентальных сериях по сравнению с океаническими, что свидетельствует о вовлечении в процессмагмагенерации значительных объемов корового материала при воздействии на коровьеспороды ювенильных (мантийных) щелочных флюидов («сквозьмагматических растворов»). Поэтому континентальные гибридные мантийно-коровые щелочно-гранитоидные формации противопоставляются океаническим формациям, собственно мантийным.

Используя этот генетический подход И.А.Нечаева (1989) подробно рассмотрела геолого-петрографические данные по ряду типовых комплексов щелочно-гранитового состава, подразделяя их на следующие типы:

- 1 – магматические (гиперсольвусные граниты, пантеллериты и др.);
- 2 – метасоматические (субсолльвусные граниты и метасоматиты);
- 3 – метаморфические (ортогнейсы и гнейсы по апогранитам).

Сопоставляя в рамках этой типизации особенности распределения характерных редких элементов, И.А.Нечаева пришла к выводу, что типично магматические щелочно-

гранитоидные породы отличаются от метасоматических (автометасоматических) аналогов резко пониженными их содержаниями. Однако критический анализ приведенных в ее работе фактических данных показывает, что в целом этот вывод не является вполне обоснованным и, главное, не может служить приоритетным руководящим критерием при прогнозно-поисковых работах. Возникающие при этом затруднения обусловлены конвергентностью состава «магматических» и «метасоматических» гранитов, связанных с разными источниками щелочных флюидов, генерирующих гранитоидные магмы и обуславливающих метасоматические процессы. Ювенильные флюиды, отделяющиеся от мантийных щелочных магм, большей частью обогащены лиофильными редкими элементами по сравнению с остаточными флюидами коровых гранитоидных магм. Поэтому щелочные метасоматиты в ряде провинций (Казахстан, Горный Алтай) не содержат высоких концентраций редких элементов. Напротив, среди щелочных гранитов «магматического типа» встречаются как обогащенные редкими металлами (цирконий и др., Южно-Гренландская и другие провинции), так и с невысокими содержаниями тех же металлов (Горный Алтай, Улканская провинция Алданского щита), что Л.С.Бородин объясняет разным генотипом исходных магм (Алтухов и др., 1991 и др.).

В пользу мантийного происхождения щелочных гранитов и их генетического родства с базитами приводится факт близости их изотопных составов. Однако все крупнейшие редкометальные месторождения щелочно-гранитового типа на юге Сибири, например, находятся вне структурной и пространственной связи с синхронными им базитами, которые чаще всего вообще отсутствуют, хотя должны были бы преобладать над предполагаемыми мантийными «родственниками». Таковы Улуг-Танзекское, Арысканское, Зашихинское и другие месторождения.

Существуют и другие представления о генезисе щелочных гранитов. Так, В.И.Коваленко (1977) предполагаются два главных направления дифференциации в щелочно-гранитовой системе, отвечающие котектикам КВ+ЩПШ+расплав и ЩПШ+Тмц. Первый путь реализуется при образовании щелочных гранитов из обычной гранитной магмы в континентальных областях. Второй путь образования щелочных гранитов осуществляется при дифференциации трахибазальтового расплава, как в континентальных, так и в океанических областях. В обоих случаях наиболее богатые редкими элементами агпайтовые расплавы локализуются в апикальных частях магматических камер, что характерно и для плумазитовых расплавов.

Так как щелочные граниты часто считаются крайними дифференциатами тех или иных магматических серий, при их типизации с целью выявления перспективных в металлогеническом отношении наиболее эффективна методология трендового анализа, разработанная Л.С.Бородиным (1987 и др.). В ее основе – сравнение петрохимических трендов на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-\text{Ac}$. На этой диаграмме наиболее распространенным нормальным известково-щелочным сериям соответствует тренд СА в поле II, а щелочно-базальтовым – тренд АВ в поле IV. Эталонные составы пантеллеритов (Пантеллерия, Эфиопия) принадлежат к полю IV, подобно другим кремнекислым дифференциатам щелочно-базальтовых мантийных магм. Однако щелочные агпайтовые граниты, принадлежащие наиболее известным континентальным щелочно-гранитоидным провинциям (Гренландия, Монголия, Присаянье и другие регионы), тяготеют к субщелочному полю III. В отличие от них щелочные граниты, характеризующиеся пониженней агпайтностью (Алтай), несмотря на наличие щелочных темноцветных, располагаются в нормальном известково-щелочном поле III (Бородин, 1984). Таким образом, каждой из трех главных групп щелочных гранитов и их эфузивных аналогов соответствует свое определенное поле диаграммы.

Поскольку редкометальные щелочные граниты обычно отличаются повышенной величиной коэффициента агпантности $K_a = (Na+K)/Al$, а также содержанием летучих, особенно фтора, эти их геохимические особенности необходимо принимать во внимание при оценке потенциальной рудоносности тех или иных металлогенических провинций. Для сравнения этих информативных параметров Л.С.Бородиным (1984) предложена тройная диаграмма AK_F , где A – общая кислотность, K_a – щелочность, F – содержание фтора, нормированные по отношению к среднему известково-щелочному граниту с $A_c=1,5$, $K_a=0,7$ и $F=0,1$. Щелочным гранитам и их редкометальным разностям на диаграмме AK_F соответствует особый тренд в агпантовой ее части.

При выплавлении мантийных щелочных магм обычно преобладание Na над K, отражающее преимущественно натриевый тип щелочности исходного мантийного материала в связи с отсутствием в мантийных породах абиссифобных калиевых полевых шпатов и слюд. Напротив, для коровых гранитоидов характерен преимущественно калиевый или калиево-натриевый тип щелочности. Поэтому K/Na отношение может иметь индикаторное значение при генетическом анализе щелочных гранитоидов (Бородин, 1982, 1987).

Таким образом, при формационной типизации щелочно-гранитоидных комплексов применительно к задачам металлогенического анализа и прогнозной оценки редкометальных провинций Л.С.Бородин предлагает использовать трендовую диаграмму $(Na+K)/Ca - A_c$, дополняя ее оценкой соотношения параметров K/Na и K_a . И.А.Нечаева (1989) полагает, что размещение фигуративных точек составов щелочных гранитов на диаграмме $K/Na - (Na+K)/Al$ тоже позволяет их расчленить по признаку глубинности родоначальных магм.

Между тем, А.Н.Занвилевич с соавторами (1989) пришли к выводу, что не только петро-геохимические, но и изотопные критерии расчленения щелочных гранитоидов на мантийные и коровые не однозначны и что лишь величина начального отношения изотопов стронция лучше всего служит этой цели.

Очевидно, при решении проблемы источников щелочно-гранитоидных магм необходимо учитывать не только петро-геохимические, изотопно-геохимические, историко-геологические, тектонические, геодинамические, но и экспериментальные данные. Так, Хуанг с соавторами показали, что при определенных геодинамических условиях сиенистовые и кварц-сиенитовые магмы, нередко считающиеся мантийными, могут выплавляться в значительных объемах из сиалической коры, а затем в благоприятных тектонических условиях подвергаться дифференциации вплоть до образования кислых производных, включая щелочные граниты. Б.А.Литвиновский же (1989) полагает, что преобразование сиалического вещества с последующим формированием щелочных гранитоидов может реализоваться лишь при достижении давления в зоне плавления $P_{общ}=10-15$ кбар. Такие условия, по его мнению, создавались при активизации палеозон столкновения континентальных плит (толщина коры которых достигает 70–80 км), а также в палеорифтогенных зонах, в процессе формирования которых сиалический материал коры мог погружаться в разогретую верхнюю мантию.

Итак, месторождения щелочно-гранитового типа принадлежат группе мантийных или коро-мантийных. Они формировались на протяжении большей части геологической истории – от раннего докембра до кайнозоя включительно. Однако большее количество этих месторождений сформировалось в протерозое и палеозое. Тектонические, а также геодинамические условия их формирования аналогичны месторождениям карбонатитового типа. Соответственно, в пределах древних платформ те и другие часто встречаются в одних и тех же тектонических зонах, которым в фундаменте обычно соответствуют гранит-зеленокаменные области.

В отличие от карбонатитов, щелочные граниты широко распространены и в микроконтинентах складчатых областей, где их структурный контроль и условия формирования такие же, как и в областях древних платформ. Среди петро-геохимического разнообразия щелочных гранитоидов, редкометальные их разности отличаются преимущественно микроклин-альбитовым (двуполовошпатовым) составом. По признакам наличия или преобладания тех или иных породообразующих, а также редкометальных минералов разработаны многочисленные классификации щелочно-гранитовых месторождений (Н.А.Соловов, С.М.Бескин и др.), которые могут способствовать оценке их значимости, а также разработке технологических решений их освоения (геолого-промышленные типы месторождений).

В областях кратонов и микроконтинентов редкометальным щелочным гранитам не предшествовали какие-либо близкие им по возрасту коровые редкометальные гранитоиды, но обычно предшествовали магматиты мантийного или коро-мантийного происхождения: монцониты, сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты. Это свидетельствует о важной роли не только коровой, но и мантийной составляющей в формировании редкометальных щелочных гранитов. Не случайно поэтому наиболее продуктивными являются щелочные граниты коро-мантийного происхождения (Алтухов и др., 1991).

Тектоническая позиция редкометальных щелочных гранитов определяется парагенетической триадой: континенты (микроконтиненты) – структуры проницаемости коры (разломы, рифты) – щелочные граниты. В соответствии с этой триадой находится размещение щелочных редкометальных гранитов России. Так, Хайламинский массив Восточных Саян сформировался на южной окраине Сибирского кратона в зоне Главного Восточно-Саянского разлома (краевого шва), Арысканский массив Северо-Восточной Тувы – на южной окраине Даштыгхемского микроконтинента в зоне сочленения Восточно-Саянского и Кандатского региональных разломов. Эти, как и другие подобные зоны разломов в других регионах характеризовались активным развитием на протяжении длительных отрезков геологической истории, на что указывают приуроченные к ним разновозрастные магматиты, приразломные прогибы (в том числе рифтогенные) и другие формы проявления приразломной тектономагматической активности (Алтухов, 1986 и др.). Не случайно поэтому редкометальным щелочным гранитам присуща не только метасоматическая, но и эпимагматическая механическая переработка, выражющаяся в их рассланцевании, кливажировании, частичной перекристаллизации, формировании зон милюнитов, иногда именуемых линейными корами выветривания.

Следует отметить установленный в последние годы факт *конвергенции* редкометальных месторождений щелочно-гранитового типа. Например, формационно сходные редкоземельно-ниобиевые Арысканское и Зашихинское месторождения, сформировавшиеся соответственно в Казыр-Кизирской зоне ранних каледонид Северо-Восточной Тувы и на Присаянской окраине Сибирской платформы в юго-восточном фланге Агульской палеозойской рифтовой зоны, считались нововозрастными и однотипными по происхождению (Карта магматических формаций..., 1988 и др.). В работах Е.Н.Алтухова с соавторами (1987, 1991 и др.) было показано, что они имеют не одинаковое происхождение. Проведенный в последние годы Rb-Sr анализ гранитов и альбититов Арысканского месторождения позволил заключить, что они сформировались в ордовике, около 454 млн. лет назад, а в карбоне (визе) около 340 млн. лет назад в них произошло нарушение Rb-Sr изотопной системы, вероятно связанное с перекристаллизацией этих пород под влиянием стресса (Костицын, Алтухов, 2003 и др.).

Поскольку начальное изотопное отношение стронция в неизмененных гранитах $0,70424 \pm 13$, а в рудных альбититах – 1,2, предполагается, что формирование щелочно-

гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы происходило при явном участии мантийных источников вещества, а рудные тела формировались за счет перераспределения редких металлов в коровых условиях.

В отличие от арысканских гранитов, для щелочных гранитов Зашихинского месторождения предполагалась генетическая связь с дифференциатами мантийных щелочно-базальтовых магм, повышенная кремнекислотность которых обусловлена процессами корового гибридизма (Алтухов и др., 1987 и др.). В результате изотопного изучения установлено, что альбитизированные щелочные граниты Зашихинского месторождения сформировались в конце нижней перми – около 261 млн. лет назад и характеризуются низким начальным изотопным отношением стронция – 0,702. Это однозначно указывает на ведущую роль мантийного вещества при их формировании.

Полученные данные о разном возрасте минерагенически однотипных месторождений щелочно-гранитового типа позволяют сделать вывод и о разных геодинамических обстановках их возникновения. Арыканское месторождение является синрифтогенным, сформировавшимся в зоне ордовикского рифта. Зашихинское месторождение возникло в ходе плом-тектонического цикла в эпоху распада суперконтинента Пангея. Предполагавшейся ранее непосредственной генетической связи с магматитами Агульского рифта щелочные граниты Зашихинского месторождения, как выяснилось, не имеют.

Модели формирования редкометальных месторождений щелочно-гранитового типа приведены Е.Н.Алтуховым и др. (1991).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРОВОЙ ГРУППЫ

Гранитогенные месторождения литий-фтористого типа. Месторождения, генетически связанные с пломазитовыми гранитами, часто относят к редкометально-гранитовому или литий-фтористому типу. Поскольку главным редким металлом этих гранитов часто является tantal, они именуются и танталоносными гранитами. Тотально переработанные метасоматическими процессами рудные гранитоидные субстраты часто именуются апогранитами.

В России типичными представителями гранитогенных месторождений рассматриваемого типа являются Этыкинское и Орловское в Восточном Забайкалье, Хоройское, Нижне-Сурунугское и другие в Восточном Саяне, Хунчельское и другие на Сангилене, Алахинское на Алтае и другие. Обычно это малые интрузивы и пегматитовые дайки. Они присущи как регионам с древней континентальной корой (Восточное Забайкалье, Восточный Саян, Юго-Восточная Тува и др.), так и регионам с фанерозойской ювенильной континентальной корой (Алтай и др.). В пределах последних подобные граниты относят к особому, известково-щелочному типу (Алаха и др.). Считается, что нормальные щелочно-земельные гранитоиды, широко распространенные в этих регионах, генетически связаны с пломазитовыми редкометальными гранитами.

В свете новых изотопно-геохронологических материалов южно-сибирские пломазитовые и субщелочные граниты оказались разновозрастными и гетерогенными. Установлено, что литий-фтористые граниты Хоройского массива Восточных Саян генетически не связаны с гранитоидами бугульминского комплекса, в состав которого редкометальные граниты ранее включались в качестве поздней интрузивной фазы. Это подчеркивается различиями не только возраста рассматриваемых гранитоидов, но и принципиальными различиями их химизма (Костицын, Алтухов, 2000). По совокупности признаков литий-фтористые граниты Хоройского массива относятся к анорогенным, гранитоиды бугульминского комплекса – к рифтогенным.

Не имеют генетической связи с предшествующими гранитами, по-видимому, и плюмазитовые граниты кукульбейского комплекса Забайкалья. Новые изотопные материалы свидетельствуют о нижнемеловом, а не юрском их возрасте. Их формирование происходило в анорогенной обстановке параллельно с позднемезозойским рифтогенезом, охватившим огромные территории востока Азии. Неслучайно продуктивные массивы кукульбейских гранитов Центрального и Восточного Забайкалья сформировались в пририфтовых или приразломных зонах. Индикаторные геохимические характеристики этих гранитов позволяют предполагать участие мантийного вещества при формировании их родоначальных магм. Примечательно, что граниты кукульбейского комплекса формировались одновременно с щелочными гранитоидами алданского комплекса Алданского щита, внутриплитная природа которых сомнений не вызывает.

Обобщение мирового изотопно-геохимического материала позволило Ю.А.Костицыну (2002) убедительно показать, что:

- процесс становления редкометальных гранитов осуществлялся геологически быстро, не более 1 млн. лет;
- редкометальные граниты могут формироваться из магматических источников S и I типов, наиболее выразительно различаясь при этом содержанием фосфора;
- родоначальные магмы редкометальных гранитов не были заметно обогащены или обеднены редкими элементами по сравнению с родоначальными магмами обычных, безрудных гранитов, а накопление редких элементов происходило в результате магматической эволюции гранитных расплавов;
- в образовании редкометальных гранитов могло принимать участие и мантийное и коровое вещество в разных пропорциях;
- редкометальные граниты не наследуют редкоэлементный состав своего источника и сами не служат источником магм.

Модели строения редкометальных месторождений литий-фтористого типа приведены С.М.Бескиным и др. (1999) и др.

Месторождения гранитных пегматитов. К редкометальным гранитогенным относятся месторождения сподуменовых пегматитов, именуемых также натро-литиевыми, сподумен-альбитовыми и другими, а также tantalоносных и бериллиеносных пегматитов. Будучи типично коровыми и, в основном, коллизионными, эти месторождения формировались на протяжении всех металлогенических эпох, от архея до палеогена. В благоприятной обстановке создавались условия для дифференциации редкометального пегматитового расплава с образованием, в частности сподуменовых пегматитов, содержащих также полукит, петалит, лепидолит, то есть минералы цезия, тантала, лития. Такие условия создавались преимущественно в пририфтовых зонах и в меньшей степени зависели, по-видимому, от состава исходной коровой магмы. Об этом свидетельствует пространственная сопряженность пегматитов разного минерального типа, различающихся лишь тектонической позицией. Таковы, например, сподуменовые и полуцитовые пегматиты нагорья Сангилен, сподуменовые, лепидолитовые, tantalоносные и бериллиеносные пегматиты Присаянья, сподуменовые, полуцитовые и другие пегматиты зоны Колмозеро-Воронья Кольского полуострова и др. Главным и необходимым условием их формирования являлось участие древней континентальной коры в строении конкретных тектонических зон и в палингенном магмаобразовании. При этом древняя кора служила своеобразным резервуаром редких металлов, а также обеспечивала возможность дифференциации магматических очагов в определенных тектонических условиях. Как правило, рассматриваемые редкометальные граниты и их пегматиты завершают ряды коровых гранитоидных серий. В целом, сподуменовые и tantalоносные пегматиты

вые месторождения присущи энсиалическим структурам, а бериллиеносные пегматитовые месторождения – регионам энсиматического типа, включающим микроконтиненты.

Вероятные причины часто встречающегося размещения редкометальных гранитных пегматитов энсиалических регионов в мафических структурно-вещественных комплексах рифтогенных прогибов заключаются, по-видимому, в большей подготовленности этих комплексов для их локализации. Эта подготовленность определялась их повышенной проницаемостью для магматических расплавов вследствие тектонической раздробленности и кливажа, а также наличием геохимических барьеров (Алтухов, 1993, 1995 и др.). Сами же рифтогенные комплексы металлогенически специализированы на месторождения халькофильных и сидерофильных металлов. Таковы, например, порфировые, стратiformные и другие месторождения, широко распространенные в зеленокаменных поясах Северной Америки, Австралии, Карелии и других регионов.

Модели формирования редкометальных пегматитовых месторождений известны из публикаций Н.А.Солодова, И.Б.Недумова, И.Н.Тимофеева и других геологов.

4. РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Первые в истории Земли редкометальные месторождения сформировались в эпоху становления архейских суперконтинентов. К их числу в России относятся, в частности, пегматитовые месторождения Кольского региона. Согласно новым данным позднеархейскими являются и щелочные граниты Кейвского блока в том же регионе, указывающие на зародившуюся обстановку растяжения – предвестницу процессов распада эпаришайского суперконтинента.

Возможные причины незначительного количества редкометальных месторождений, генетически связанных с процессами формирования и распада первого, архейского суперконтинента заключаются в особенностях архейской геодинамики и тектоники. Действительно, возникновение очагов архейской протоконтинентальной коры приводило, по-видимому, к истощению верхней мантии литофильными элементами, в том числе редкими металлами. В то же время, нисходящие мантийные конвективные потоки, обуславливавшие формирование архейского суперконтинента, приводили к дополнительному истощению верхней мантии литофильными металлами. Поэтому, вероятно, под древними зеленокаменными поясами не образовывались мантийные ловушки, обогащенные редкими металлами и, соответственно, в связи с этими поясами не формировались сколь либо крупные редкометальные месторождения.

В конце архея – начале протерозоя, в эпоху зарождения общемантийных восходящих флюидно-термальных потоков и растяжения архейской континентальной коры создались условия проявления сосредоточенных процессов мантийного магматизма, в том числе редкометального щелочного, в формировавшихся структурах рифтогенной природы (в молодых энсиалических зеленокаменных поясах или во внутриконтинентальных рифтах). Формированию генетически разнообразных редкометальных месторождений способствовали и создавшиеся в протерозое корово-мантийные неоднородности, обеспечившие возможность возникновения как мантийных, так и коровых металлоносных магматических, а также осадочно-метаморфогенных резервуаров. Следовательно, создалась и возможность экстракции редких металлов из раннедокембрийской континентальной коры, их перераспределения и концентрирования в благоприятных условиях в коровых и мантийно-коровых магматических очагах.

Предполагаемые различия в глубинной геодинамике при формировании архейской и эпиархейской континентальной коры находят подтверждение в материалах петрогене-

тического трендового анализа, согласно которым архейские и протерозойско-фанерозийские корообразующие формации принципиально различаются (Бородин, 1999 и др.).

Более широко и многообразно редкометальный магматизм проявился во вторую половину раннего докембра. В тектоническом отношении эта металлогеническая эпоха совпала со временем начала эпипалеопротерозойского суперконтинентального цикла или со временем создания второго в истории Земли суперконтинента (приходящимся на окончание среднего протерозоя ~1,65 млрд. лет назад) и его последующего распада или начала цикла Вилсона. Исходя из этого, раннепротерозойские редкометальные гранитные пегматиты, как и их архейские аналоги, должны рассматриваться в качестве коллизионных, сформировавшихся вследствие столкновения древнейших кратонов и микроконтинентов. Не случайно, все наиболее крупные докембрийские редкометальные пегматитовые месторождения России размещаются в структурно-вещественных комплексах энсиалических зеленокаменных поясов или проторифтов (или в их бортах), игравших роль естественных ограничений кратонов или их частных блоков – микроконтинентов. Такова структурная позиция раннепротерозойских пегматитов Присаянской, Южно-Алданской субпровинций Сибирской платформы и других регионов. В связи с подобными рифтогенными зонами в раннем протерозое сформировались и древнейшие редкометальные щелочные граниты и метасоматиты (Катугинское месторождение Алданского щита и др.), а также карбонатиты (Дубравинский массив Воронежского выступа) и др.

Следующая, эпимезопротерозойская (гренвильская) глобальная редкометальная металлогеническая эпоха обусловливала созданием и последующим распадом суперконтинента Родиния, то есть приходится на интервал ~1,0–0,6 млрд. лет назад. В России она наиболее ярко проявилась в Сибири. В Юго-Восточной Туве в это время сформировались, по-видимому, редкометальные граниты кыстарынского и других комплексов и связанные с ними гранитные пегматиты месторождений Тастыг, Шукбуль и др. (Алтухов, 1986 и др.). Заметим, что древний возраст редкометальных гранитов и связанных с ними пегматитов Восточной Тулы в последние годы некоторыми геологами пересматривается или ставится под сомнение на основании их сопоставления с редкометальными гранитами Алтая (Ярмолюк и др., 2000 и др.).

На Енисейском кряже в позднем докембре сформировались фанеритовые субщелочные, лейкократовые, аляскитовые граниты и гранит-порфиры осиновского (Rb-Sr возраст 906 млн. лет), глущихинского (Rb-Sr возраст 732 млн. лет), гурахтинского (Rb-Sr возраст 656 и 710 млн. лет) и других комплексов (Корнев и др., 1999 и др.). Подобные граниты известны и в других регионах Сибири (Алтухов, 1986 и др.).

Процессы распада Родинии на юге Сибири засвидетельствованы широко проявленным позднедокембриским редкометальным щелочным магматизмом, прежде всего карбонатитовым, генетически связанным с процессами рифтогенеза. В это время сформировались крупные месторождения редких земель, ниobia, циркония и других редких металлов на Енисейском Кряже, в Присаянье, на Алданском щите (Татарское, Белозиминское, Среднезиминское, Большетагнинское, Арбастахское, Алгаминское и другие месторождения).

Позднедокембриские рифтогенные процессы проявлялись и в других частях Сибирской платформы, а также на Китайской и Восточно-Европейской платформах. На всех этих платформах в это время активно развивались авлакогены. На это же время приходится раскрытие или активное развитие Палеоазиатского океана, океанов Япония, Прототетис, Палеотетис и ныне развивающегося Тихого океана. Все это свидетельствует о глобальном характере позднедокембриских процессов деструкции континентальной

коры и, следовательно, о принадлежности редкометальной металлогенической эпохи этого времени к рангу глобальных металлогенических эпох.

Еще более разнообразно представлена в Центральной Азии, в том числе в России, последняя в истории Земли глобальная редкометальная металлогеническая эпоха, связанная с завершением создания (коллизией) и началом распада суперконтинента Пангея, в интервале ~350–200 млн. лет. Коллизионные редкометальные граниты этой эпохи широко распространены в областях каледонской и герцинской ювенильной континентальной коры, а также на окраинах эпигренвильского континента. Широко проявился на эпигренвильском континенте и пермский или пермо-триасовый внутриплитный магматизм, подробно рассмотренный в работах В.И.Коваленко и В.В.Ярмолюка с соавторами. Добавим лишь, что наряду с традиционными регионами проявления щелочного и щелочно-гранитового магматизма этой эпохи в последнее время получены надежные пермские Rb-Sr датировки редкометальных щелочных гранитов Присаянской окраины Сибирской платформы и Восточного Прибайкалья (Костицын 2002), а также карбоновые U-Pb и Sm-Nd датировки гранитоидов Западного Забайкалья (Рыцк и др., 1998).

Необходимо отметить, что при создании суперконтинента Пангея важное металлогеническое значение имели палеозойские тектонические и геодинамические процессы, охватывавшие сегменты гетерогенной коры – преимущественно ювенильной в областях эпизиматических каледонид и герцинид и преимущественно древней сиалической коры в областях эпигренвильского континента. Однако это уже иные по тектоническому значению магматические и металлогенические эпохи, проявлявшиеся в рамках циклов Бертрана и Штилле (Хайн, 2000 и др.).

Важно подчеркнуть, что металлогенические эпохи разного ранга являлись следствием проявления принципиально разных тектонических и геодинамических процессов (Котелкин, Лобковский, 1999, Хайн, 2000 и др.). Магматиты и месторождения эпох зарождения циклов Вилсона, или распада суперконтинентов, а также эпох возникновения суперконтинентов формировались вследствие процессов взаимодействия общемантийных конвективных потоков (плюмов) преимущественно с докембрийской континентальной корой, что обеспечивало магматиты и месторождения мантийного и коро-мантийного происхождения *практически неисчерпаемыми* ресурсами редких и других металлов. Магматиты и месторождения эпох деструкции фанерозойских континентов или их частей, а также их аккреции и коллизии соотносятся с циклами Бертрана и Штилле. Эти магматиты и месторождения обеспечивались меньшими ресурсами редких и других металлов, транспортировавшихся (как считают современные тектонисты и геофизики), соответственно верхнемантийными и астеносферными конвективными потоками, то есть из менее глубинных и более истощенных мантийных резервуаров. Отсюда следуют важные прогнозно-металлогенические выводы: крупные месторождения, связанные с внутриплитным магматизмом, наиболее вероятны в сегментах взаимодействия докембрийской коры с мантийными плюмами ранне-среднепротерозойской, позднепротерозойской и позднепалеозойско-раннемезозойской металлогенических эпох. В целом же эпохи проявления редкометального внутриплитного щелочного и щелочно-гранитоидного магматизма присущи практически всем периодам фанерозоя, а также эратемам протерозоя. При этом в ряде редкометальных провинций внутриплитный магматизм проявлялся в ходе геологической истории неоднократно с интервалом 200–300 млн. лет. Анорогенные плюмазитовые граниты в России формировались, вероятно, только в среднем и верхнем палеозое, а также в нижнем мелу.

Слабая изотопно-geoхронологическая изученность редкометальных месторождений не позволяет пока достоверно определять принадлежность многих из них к тем или

иным эпохам формирования и, следовательно, производить оценку их потенциальной значимости на основе геохронологического критерия. Однако изотопные исследования в этом направлении приводят порой к неожиданным результатам. Так, в последние годы в различных регионах Сибири изотопно-геохронологическими методами выявлено большое количество разнообразных по химизму гранитоидов, в том числе редкометальных, преимущественно нижнепалеозойского возраста (то есть каледонских), формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Причем нижнепалеозойскими оказались гранитоиды, считавшиеся как более древними, так и более молодыми.

Полученные материалы позволяют уточнить, либо пересмотреть традиционные представления об истории магматизма и металлогении ряда регионов Сибири. Важное теоретическое и практическое значение этих материалов и вытекающих из них следствий определяют необходимость их более подробного рассмотрения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО Rb-Sr АНАЛИЗА ГРАНИТОИДОВ СИБИРИ

Изотопно-геохронологические исследования не имеют альтернативы в получении достоверной информации о времени формирования магматитов и связанных с ними месторождений, о времени проявления тех или иных наложенных процессов. Изотопно-геохимические материалы служат наиболее надежным обоснованием выводов об источниках магматических расплавов, рудного вещества, состава и эволюции мантии, когенетичности тех или иных магматитов, их рудоносности. Изучение металлогенических аспектов редкометального магматизма во многом зависит от данных о возрасте и происхождении соответствующих магматических пород. Появление новых, более надежных результатов изотопно-геохронологических исследований ограничивает диапазон различных представлений, подчас противоречивых, основанных на косвенных данных о происхождении и генетической взаимосвязи тех или иных магматических пород, комплексов и связанных с ними рудных месторождений.

Магматические образования юга Сибири до сих пор слабо изучены в изотопно-геохимическом отношении. Необходимость расширения исследований по их изотопному датированию подчеркивалась в решениях Новосибирского (1998 г.), Санкт-Петербургского (1999 г.) и других геологических совещаний. Эта необходимость диктуется, в частности, потребностью в изотопно-геохронологической информации при разработке серийных легенд Госгеолкарт нового поколения и схем межрегиональной корреляции, без которых не мыслимо составление этих карт и, следовательно, осуществление научно-обоснованных прогнозно-металлогенических и прогнозно-поисковых работ. В ракурсе этих проблем и задач в последние годы в ИМГРЭ изотопным Rb-Sr методом изучены некоторые фанерозойские редкометальные гранитоидные массивы Алтая, Тувы, Восточных Саян, Прибайкалья, Забайкалья. Изотопно-геохимические следствия этого изучения сформулированы Ю.А.Костицыным, в том числе в совместных работах с Е.Н.Алтуховым.

Щелочные граниты юга Сибири. Щелочные, а также щелочно-гранитоидные породы принято считать индикаторами определенных эндогенных процессов и геодинамических режимов геологического прошлого. Поэтому они имеют большое значение при изучении тектоники и геодинамики внутренних континентальных сегментов земной коры. В то же время, с массивами щелочных гранитов связан широкий спектр редкометального сырья – редкоземельных элементов (РЗЭ), ниobia, tantalа, циркония, гафния, что определяет важное практическое значение этих пород.

Отсутствие непосредственных соотношений между щелочными гранитами юга Сибири и горизонтами вулканогенных или осадочных пород известного возраста вызывало противоречивые предположения об их возрасте.

Ранее многие геологи все щелочные гранитоиды южно-сибирского мегаареала на основании общего петро-геохимического сходства считали одновозрастными (Геологическая карта..., 1980; Карта магматических формаций..., 1988) и использовали в качестве реперов при межрегиональной корреляции магматических комплексов. Позднее появились данные, свидетельствующие о разновозрастности рассматриваемых пород в разных частях этого мегаареала и, возможно, о различном происхождении их родоначальных магм (Захаров, 1981; Алтухов и др., 1987; Алтухов и др., 1991). В соответствии с теми или иными представлениями о возрасте этих пород обосновывались и направления поисков генетически связанных с ними месторождений.

В настоящее время щелочные граниты различных регионов юга Сибири выделены в самостоятельные комплексы. В Присаянье они объединяются в хайламинский или джугоякский комплекс и относятся к позднему палеозою, либо к границе палеозой/мезозой по аналогии с щелочными гранитоидами Забайкалья и Монголии (Захаров, 1981; Геологическая карта, 1982 и др.). К-Аг геохронологические данные показали большой разброс значений, от 105 до 270 млн. лет (Емельянов, Галимова, 1982), что, хотя и не позволяло считать возраст этих гранитов точно установленным, все же свидетельствовало о возможном их позднепалеозойском или мезозойском возрасте.

На Сангилене (Юго-Восточная Тува) щелочные граниты, пространственно тесно связанные с сиенитами и нефелиновыми сиенитами, традиционно объединяются в сангиленский комплекс, возраст которого принимается среднедевонским по аналогии с бреньским комплексом сопредельных районов (Геологическая карта... 1980; Карта магматических формаций ..., 1988), хотя опубликованные изотопные определения возраста этому противоречат. Так, по данным Р.М. Яшиной К-Аг возраст нефелиновых сиенитов сангиленского комплекса на Сангилене по биотиту в среднем составляет 310 млн. лет¹, что соответствует среднему карбону – C₂ (Гранитоидные..., 1975). Позже она показала, что щелочные породы сангиленского комплекса неодновозрастные (Яшина, 1982). На это же указывает и А.Г. Рублев (1989). Он отмечает, что часть массивов этого комплекса имеет ордовикский возраст, а среди других присутствуют интрузии каменноугольного (300–320 млн. лет), а также девонского (390–400 млн. лет) возрастов. В той же работе А.Г. Рублев свидетельствует, что и «типично бреньские» субщелочные граниты Тувы имеют возраст не менее 425 млн. лет, т.е. не могут быть отнесены к девону. В пользу нижнепалеозойского возраста гранитоидов повышенной щелочности рассматриваемого региона приводит аргументы также А.Е. Телешев (1984). Все это противоречит прежним схемам магматизма юга Сибири и требует дальнейших исследований.

В Северо-Восточной Туве субщелочные, щелочные и нефелиновые сиениты вместе с пространственно связанными с ними щелочными гранитами тоже объединялись в сангиленский комплекс. Различными исследователями этот комплекс относился здесь к различным эпохам девона (Геологическая карта ... 1980; Карта магматических формаций ..., 1988; Леонтьев и др., 1981; Алтухов и др., 1987).

Наибольший интерес представляют щелочные граниты Хайламинского массива в Восточном Саяне, Арысканского массива в Северо-Восточной Туве и Улуг-Танзекского

¹ Здесь и далее все значения К-Аг возрастов пересчитаны нами на основе опубликованных содержаний калия и радиогенного аргона с современными константами распада: $\lambda_a=0,581\times10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_b=4,962\times10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}\text{K}/\text{K}=0,01167$ ат.%

массива в Юго-Восточной Туве, с которыми связаны известные редкометальные месторождения. Надежные данные о возрасте Улуг-Танзекского массива в настоящее время отсутствуют. Имеется лишь упоминание о K-Ag возрасте этого гранита 300 млн. лет (Алтухов и др., 1987). Анализ был выполнен по породе в целом, что вынуждает относиться к нему как к предварительной не надежной оценке. К настоящему времени изотопный Rb-Sr анализ проведен лишь для щелочных гранитоидов Восточных Саян и Северо-Восточной Тувы.

Характерная особенность щелочных гранитов – низкое содержание кальция и родственного ему стронция. Последнее обстоятельство объясняет, почему до настоящего времени они слабо изучены Rb-Sr методом – одним из наиболее надежных методов датирования и определения такого существенного параметра источника расплава, как начальное изотопное отношение стронция. Низкие содержания стронция в гранитах и слагающих их минералах требуют от лабораторной методики возможности чистого выделения и анализа первых десятков нанограмм стронция (Костицын, 2002 и др.).

Арысканский массив щелочных гранитов вмещает одноименное месторождение, считающееся формационным и возрастным аналогом Зашихинского редкометального месторождения (Бескин и др., 1987; Карта магматических ..., 1988). Он находится в левом борту ручья Арыскан-Ой, впадающего в р. Ак-Суг. По соседству с этим массивом расположены тела щелочных гранитов Астыг и Аксуг со слабо проявленным редкометальным оруденением. Еще несколько мелких тел щелочных гранитов известны значительно севернее Арысканского месторождения, где они залегают преимущественно среди нефелиновых сиенитов Катунского массива и слагают дайковые тела мощностью 0,5–3 м. Щелочные граниты представляют собой здесь моношпатовые розовые и зеленовато-розовые мелко-среднезернистые, иногда порфировидные породы с массивной текстурой. Аналогичные щелочные граниты слагают Аксугский массив, расположенный в 0,5 км южнее Арысканского массива. Более крупными являются Астыгский и Арысканский массивы.

Тектоническая позиция рассматриваемых щелочно-гранитовых массивов Северо-Восточной Тузы определяется их приуроченностью к зонам региональных Восточно-Саянского и Кандатского разломов, ограничивающих Даштыгхемский микроконтинент Казыр-Кизирской раннекаледонской зоны (Алтухов и др., 1991). Приуроченные к этим разломам разновозрастные магматические породы, приразломные прогибы (в том числе зачаточный нижнепалеозойский рифтогенный прогиб), зоны милонитизации, современные гидротермальные источники – все это указывает на длительное и активное их развитие.

В последние годы щелочные граниты Северо-Восточной Тузы стали относить к окуневскому интрузивному комплексу и датировать мезозоем по аналогии со щелочными породами Монголии и Забайкалья и с учетом отдельных K-Ag датировок (данные О.И.Пятова). В унифицированной легенде к карте магматических формаций (Карта магматических формаций ..., 1988) щелочные граниты выделены в хайламинский комплекс пермо-триасового возраста.

Между тем, уже давно В.И.Коваленко и Э.И.Пополитовым (1970) были опубликованы результаты K-Ag датирования по биотиту нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов Ингишского и других массивов сангиленского комплекса. Из этих данных следует, что возраст этих пород составляет в среднем 455 ± 17 млн. лет (O_{CrD}).

Ниже приводятся результаты изотопных исследований Rb-Sr методом щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов Катунского массива, альбититов месторождения Арыскан, щелочных гранитов Астыгского и Аксугского массивов.

Арысканский массив представляет собой удлиненное в субширотном направлении тело, прослеживающееся вдоль зоны разлома на 375 м. Его ширина колеблется от 15–20 м в западной части до 70 м в восточной. В разрезе это тело имеет дайкообразную форму. С глубиной оно расширяется и имеет четко выраженное склонение на запад. Апикальная часть интрузива сложена рудными метасоматитами с эгирином, рибекитом и цирконом, содержание которого в рудах достигает местами 5–10%. Метасоматиты сложены альбитом и калиевым полевым шпатом в различных пропорциях с переменным количеством кварца. При этом кварцодержащие разности образовались главным образом по щелочным гранитам, бескварцевые – по щелочным сиенитам. Местами содержание альбита достигает 90%, на основании чего эти метасоматиты в целом называют альбититами. В метасоматитах Арыскана, так же как и в рибекитовых гранитах Астыга и Аксуга, отчетливо проявлена минеральная полосчатость, выраженная ориентированной удлиненными зернами кварца, альбита и рибекита и согласованная с простиранием самих массивов и контролирующих их разломов. В шлифах видно сегментирование кварца, волнистое угасание, внутризерновая и межзерновая грануляция. Все это свидетельствует о частичной перекристаллизации пород под воздействием стресса.

Астыгский массив локализован в зоне разлома восток северо-восточного простирания и вытянут вдоль него. С востока он ограничен меридиональным разломом, а его западный фланг находится на пересечении северо-восточного и меридионального разломов. Длина выхода около 1600 м, ширина варьирует от 200 до 500 м, площадь 0,45 км². Непосредственных контактов щелочных гранитов с вмещающими породами не найдено. На западе с Астыгским массивом соседствуют нижнекембрийские диориты, на юге и северо-востоке – нижнепалеозойские лейкограниты, на юго-западе и востоке – щелочные сиениты, считающиеся нижнедевонскими. В микроклин-альбитовых щелочных гранитах встречаются ксенолиты диоритов, на высоких гипсометрических уровнях в восточной части массива сохранились останцы кровли, представленные измененными диоритами и биотит-рогообманковыми гранитами. Юго-восточная часть массива перекрыта четвертичными отложениями. Современный эрозионный срез позволяет наблюдать вертикальный разрез Астыгского массива в интервале 50–60 м. Он сложен катаклизированными и милонитизированными светло-серыми мелкозернистыми гранитами отчетливо гнейсовидной, линзовидно-полосчатой текстуры.

Рибекитовые микроклин-альбитовые граниты Астыгского и Арысканского массивов обогащены по сравнению с моношпатовыми щелочными гранитами Катунского массива рубидием (310–410 мкг/г) и имеют калий/рубидиевое отношение 73–97. Им свойственны повышенные в 2–5 раз содержания циркония, гафния, ниobia, урана, лития, фтора, РЗЭ и резко пониженные содержания стронция и бария. Содержание тяжелых лантаноидов и иттрия больше кларковых в 1,5–2 раза при пониженных в 2–5 раз содержаниях легких РЗЭ. В метасоматитах Арысканского массива наблюдается резкое накопление всех перечисленных редких элементов. При этом, по сравнению с кларками содержание легких лантаноидов повышается в десятки раз, тяжелых и иттрия – в сотни раз (Алтухов и др., 1991).

По минеральным фракциям щелочного гранита Катунского массива получена изохона, отвечающая возрасту $454,6 \pm 1,4$ млн. лет и начальному изотопному отношению стронция $0,70424 \pm 13$. Два анализа нефелиновых сиенитов также ложатся на эту изохону, что указывает на одновременность формирования расплавов нефелин-сиенитового и щелочно-гранитового составов. Низкое начальное изотопное отношение стронция в Катунском граните $0,70424 \pm 13$, близкое к диапазону мантийных значений, свидетельствует о значительном вкладе глубинного вещества при образовании этих пород. В то же

время, сочетание низкого изотопного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ с высоким Rb/Sr отношением в образце 30-1 свидетельствует о кратковременности процесса закрытия рубидий-стронциевой изотопной системы минералов гранита, т.е. о быстрой кристаллизации гранитного расплава и остывании породы. Так, в изученном образце гранита изотопное отношение стронция повышается за счет распада ^{87}Rb *in situ* на 0,003 за 1 млн. лет. Иначе говоря, даже если в исходном источнике щелочно-гранитного расплава изотопное отношение стронция было предельно низким (допустим, 0,702), то при длительном существовании щелочно-гранитного расплава и медленном остывании породы начальное изотопное отношение в изученном образце превысило бы наблюдаемую величину 0,70424 уже через 0,8 млн. лет. Таким образом, 0,8 млн. лет – максимальный временной интервал, в течение которого мог существовать щелочно-гранитный расплав вплоть до его полной кристаллизации и химической изоляции минералов друг от друга (Костицын и др., 1998).

Изотопные исследования гранитов и метасоматитов Арыскана, Астыга и Аксуга не привели к получению изохрон. Точки с $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 300$ с большим разбросом располагаются вдоль изохроны для Катунского гранита, остальные – вытягиваются, также с большим разбросом, вдоль более пологой линии, с наклоном около 340 млн. лет и с не реально высоким начальным изотопным отношением стронция – около 1,24.

Две точки, отвечающие образцам метасоматитов Арыскана, оказались вблизи минеральной изохроны Катунского гранита, хотя и за пределами экспериментальной погрешности. На этом основании был сделан предварительный вывод о возможной одновозрастности щелочных гранитоидов Катунского и Арыканского массивов (Костицын и др., 1998).

Расположение на изохронной диаграмме аналитических точек позволяет предположить, что первичное формирование пород Арыскана, Астыга и Аксуга произошло более или менее синхронно с Катунским щелочным гранитом, около 455 млн. лет назад. Заметно оторванный во времени вторичный процесс привел к частичному перераспределению рубидия и стронция около 340 млн. лет назад. Эти возрастные оценки, естественно, приблизительны, так как делать их приходится по нарушенной изотопной системе.

Очень высокое начальное изотопное отношение стронция вторичной эрохроны, около 1,24, определено свидетельствует, что к моменту нарушения изотопной системы в породах накопилось большое количество радиогенного стронция в силу высоких Rb/Sr отношений, что как раз и характерно для щелочных гранитов. Если бы 340 млн. лет назад произошло образование редкометальных гранитов, они имели бы вполне рядовые начальные изотопные отношения стронция (Костицын и др., 1995; Коваленко и др., 1995; Kostitsyn, 2001). Отсюда очевидно, что вторичным преобразованиям подверглись ранее существовавшие щелочные породы, возникшие около 455 млн. лет назад.

Вызвать частичное нарушение Rb-Sr системы пород Арыскана, Астыга и Аксуга в принципе могли как метасоматоз, широко проявившийся в рассматриваемых щелочных гранитах, так и тектоническое воздействие (стресс), отчетливо проявленное в текстуре пород. Полученные материалы свидетельствуют о том, что эти процессы происходили в разное время. Причем метасоматоз был сближен во времени с магматическим процессом, а тектоническое преобразование произошло существенно позже. На это указывают следующие факты.

1. Фигуративные точки метасоматитов Арыскана в большинстве своем сгруппированы около эрохроны 455 млн. лет. Это свидетельствует о том, что метасоматические преобразования, проявленные на месторождении, не являются причиной, достаточной

для омоложения Rb-Sr системы этих пород и происходили практически одновременно с их формированием.

2. Гранитоиды Астыга, чьи фигуративные точки демонстрируют нарушение Rb-Sr системы, не несут следов метасоматических преобразований, но имеют все признаки перекристаллизации под действием стресса.

3. Уровень содержания рудных элементов в породах Арыскана, Аксуга и Астыга не зависит от кажущегося возраста образцов, т.е. рудный метасоматоз не связан с нарушением Rb-Sr системы.

4. На единой линии с наклоном 340 млн. лет лежат точки, отвечающие образцам из разных тел (Арыскан и Астыг), расстояние между которыми не менее километра. Это означает, что процесс, вызвавший нарушение изотопной системы, проявлялся в разных телах одновременно. Поскольку свидетельств метасоматических преобразований во вмещающих породах нет, этим процессом скорее всего было тектоническое воздействие. Под влиянием этих процессов щелочные породы Арыскана, Астыга и Аксуга изменили свою первоначальную текстуру. Она стала отчетливо полосчатой, часто похожей на гнейсовидную. Однако эти преобразования не привели к переуравновешиванию в них изотопной Rb-Sr системы, хотя и привели к частичному ее нарушению.

Проявление стрессовых напряжений в Северо-Восточной Туве в нижнем карбоне носило региональный характер и совпало с мощными тектоно-магматическими процессами в Алтае-Саянской складчатой области. На региональное проявление стрессовых процессов указывает, в частности, термическое омоложение цирконов из докембрийских гнейсов, вмещающих Арысканское месторождение. Термоизохронный свинец – свинцовый возраст омоложенных цирконов из этих гнейсов (проба взята на удалении более 15 км от месторождения) включает метку 370 млн. лет (определение Л.В.Сумина).

Радиометрическое «омоложение» рудных альбититов Арысканского месторождения и термические метки в цирконах докембрийских гнейсов совпадают во времени с коллизионными процессами, широко проявившимися в конце раннего карбона в Алтае – Саянской складчатой области. В восточных ее районах на это время приходится перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся тектонической перестройкой и проявлением магматизма с формированием базит-сиенитовых образований торгалыкского комплекса, а также щелочных пород харлинского, улуг-тансекского и других комплексов (Геологическая карта Тувинской АССР, 1983 и др.).

Таким образом, одновозрастность массивов щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов Северо-Восточной Тузы свидетельствует об их принадлежности к единому ордовикскому интрузивному комплексу, который предлагается именовать окуневским. Этот вывод согласуется с данными А.Г.Рублева (1989) об ордовикском возрасте (460 млн. лет) щелочных гранитов Окуневского массива – петротипа окуневского комплекса.

В свете новых данных необходимо скорректировать возраст не только щелочных гранитов окуневского комплекса, но и считающихся девонскими явно более ранних, доокуневских, гранитоидов сютхольского комплекса (Карта магматических формаций..., 1988). В связи с этим заметим, что два определения возраста аляскитов этого комплекса K-Ar методом по биотиту (Коваленко, Пополитов, 1970) показали 505 млн. лет каждый – O₁. Поскольку обсуждавшиеся выше результаты K-Ar датирования щелочных пород, полученные В.И.Коваленко и Э.И.Пополитовым, подтвердились Rb-Sr изохроной, можно допустить, что и определенный ими K-Ar возраст сютхольских гранитов – ранний ордовик.

Хайламинский массив является петротипом хайламинского интрузивного комплекса щелочных гранитов. Он расположен в бассейне правых верхних притоков реки Хайламы в центральной части Присаянья. Массив сформировался в зоне Главного Восточ-

но-Саянского разлома и приурочен к раннедокембрийскому Монкressкому выступу фундамента Агульского палеозойского рифта.

Хайламинский массив сложен микроклин-альбитовыми гранитами с рибекитом, рибекит-альбит-микроклиновыми гранитами, альбититами, флюорит-полевошпатовыми метасоматитами, образующими зональное штокообразное тело площадью выхода около $7,5 \text{ км}^2$. В апикальных частях штока широко развиты микроклинизированные, альбитизированные граниты, грейзены, образующие руды Зашихинского редкометального месторождения (Емельянов, Галимова, 1982).

Для исследований отобраны шесть образцов неизмененных щелочных гранитов и один образец альбитизированного гранита (ХА-7) из разведочных скважин с фланга Зашихинского месторождения.

По шести неизмененным образцам Хайламинского щелочного гранита получена изохона, наклон которой отвечает возрасту 261 ± 4 млн. лет при начальном изотопном отношении стронция $0,703 \pm 11$. Средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) экспериментальных точек от изохроны оказался равным 1,0, что определенно свидетельствует об отсутствии нарушений изотопной Rb-Sr системы этих образцов. Большая погрешность начального изотопного отношения стронция обусловлена очень высокими Rb/Sr отношениями во всех исследованных образцах, что вполне обычно для редкометальных гранитов. Точка, отвечающая альбитизированному образцу ХА-7, несколько отклоняется от изохроны, хотя ее включение в расчеты приводит лишь к увеличению СКВО до 2,3, тогда как значения возраста и начального изотопного отношения изменяются крайне незначительно. Таким образом, альбитизация не привела к существенному нарушению Rb-Sr изотопной системы гранитов, что может служить указанием на ее автометасоматический характер и сближенность во времени с кристаллизацией гранита.

В ходе проведенных исследований установлен пермский возраст Улуг-Тайгинского массива щелочных гранитов, значительно более крупного, чем Хайламинский массив. Это позволяет предполагать более широкое распространение щелочных гранитов пермской эпохи в Присаянской области.

На рассмотренных примерах изотопно-геохимического изучения щелочных пород Северо-Восточной Туры и Восточных Саян представляется возможным обсудить проблему геологической природы Rb-Sr изохрон, ответить на вопрос: *чему отвечает Rb-Sr изохона по породам?*

Принято считать, что Rb-Sr изохона отражает время завершения магматического процесса, т.е. кристаллизации гранита, либо время проявления некоторого постмагматического наложенного процесса. Для решения этой проблемы сравним результаты анализов Хайламинских гранитов с практически ненарушенной изотопной системой и метасоматитов Арыскана, где Rb-Sr система пород отчетливо нарушена.

В Хайламинском массиве наложенный процесс, выраженный в частичной перекристаллизации минералов и альбитизации, отчетливо проявлен в образце ХА-7. Отвечающая ему точка на изохронной диаграмме незначительно отклоняется от изохроны. Поэтому можно считать, что Хайламинские граниты в целом образуют изохрону.

В щелочно-гранитоидных массивах Арыскана и Астыга очевидные наложенные процессы и связанные с ними минеральные преобразования привели к нарушению Rb-Sr изотопной системы, но к полному ее переуравновешиванию (получению новой, омоложенной изохроны) не привели. В свете этих данных приходится отвергнуть предложение о соответствии Хайламинской изохроны некоторому невидимому постмагматическому процессу. Иначе говоря, изохона по Хайламинскому граниту может отвечать только магматическому событию, т.е. времени его кристаллизации.

В связи с обсуждаемой проблемой напомним, что полная гомогенизация стронция в породах в целом не всегда достигается и при метаморфизме, вплоть до самых высоких его ступеней (Костицын, 2002) и др. Из выше изложенного вытекает вывод, важный для Rb-Sr геохронологии в целом: *Rb-Sr изохrona по магматическим породам отражает возраст магматического процесса, то есть время кристаллизации этих пород.*

Этот вывод справедлив при соблюдении некоторых условий. Во-первых, он не распространяется на минеральные изохроны. Во-вторых, исследуемые породы должны быть опробованы на достаточном расстоянии (десятки или даже сотни метров), чтобы заведомо была исключена возможность диффузионного обмена при высокотемпературных процессах. В третьих, изохроны должны быть с небольшим СКВО и характеризоваться достаточным количеством точек – по двум-четырем анализам очень легко пропустить изотопную гетерогенность (нарушенную изохрону).

Обращает на себя внимание очень однородное распределение РЗЭ во всех образцах Хайламинского массива. Не высокое $(La/Lu)_n=2,7$ в среднем по шести пробам и глубокий европиевый минимум ($Eu/Eu^*=0,058$) характерны для редкometальных гранитов (Коваленко и др., 1999; Kostitsyn, 2001). Альбитизированный гранит ХА-7 заметно отличается повышенными содержаниями тяжелых РЗЭ, $(La/Lu)_n=0,9$.

В метасоматитах Арыскана, напротив, содержания РЗЭ варьируют более чем на порядок, начиная от уровней, характерных для Хайламинского, Астыгского и Аксугского гранитов, до более высоких. При этом общая форма их распределения и глубина европиевого минимума остаются очень выдержаными, Eu/Eu^* меняется всего лишь от 0,071 до 0,083. Это может означать, что возникновение первоначального профиля РЗЭ в гранитах связано с фракционированием полевых шпатов в расплаве, а изменение содержания РЗЭ в метасоматитах не связано с фракционированием полевых шпатов в расплаве и, как считают некоторые геохимики, скорее всего, было вызвано метасоматическим перераспределением вещества в породе.

Изотопно-геохимическое изучение щелочных гранитов Присаянья и Северо-Восточной Тувы приводит к важным геологическим и металлогеническим следствиям. Установлено, что формационно однотипный щелочно-гранитный магматизм проявился на юге Сибири, по крайней мере, дважды – $454,5\pm1,4$ и 261 ± 4 млн. лет назад. Это не позволяет объединять Хайламинский массив со щелочными гранитоидами Северо-Восточной Тувы в единый интрузивный комплекс. Щелочные граниты Северо-Восточной Тувы не могут быть объединены и с сангиленским комплексом Сангилен из-за различий в их возрасте до 145 млн. лет. Соответственно, они отнесены к окуневскому интрузивному комплексу ордовикского возраста, а щелочные граниты Присаянья – к хайламинскому интрузивному комплексу пермского возраста.

В Северо-Восточной Туве раннепалеозойский щелочной и щелочно-гранитоидный магматизм проявился, по-видимому, одноактно в короткий промежуток времени. Становление отдельных магматических тел, в частности Катунского массива, занимало не более 1 млн. лет. Неодинаковые продуктивность и геохимическая специализация отдельных массивов щелочных гранитов окуневского комплекса обусловлены, очевидно, не хронологическим фактором (как иногда считалось ранее), а связаны, скорее всего, с их различным положением в региональных структурах и, возможно, с составом источника магматических расплавов и характером их эволюции. Родоначальный магматический расплав продуктивных щелочных гранитов Арысканского месторождения сформировался в пределах фундамента Даштыгхемского микроконтинента. Около 340 млн. лет назад эти граниты испытали некоторое тектоническое преобразование. Непродуктивные щелочные граниты Катунского массива сформировались в структурно-вещественном комплексе нижнепалеозойского вулканогенно-сланцевого прогиба. В сходной

тектонической обстановке сформировались и щелочные граниты Аксугского массива моношпатовых щелочных гранитов.

Среди геохимических особенностей щелочных гранитов окуневского и хайламинского комплексов отметим высокие содержания в них Nb, Zr, Ta, Rb, низкие содержания Sr, Ca, высокое отношение Fe/Mg, что позволяет отнести их к A-типу (Collins et al., 1982). Обычно подобные гранитоиды возникают в условиях растяжения земной коры, то есть в связи с процессами рифтогенеза. Однако характер этих процессов был неодинаковым в эпохи формирования гранитоидов окуневского и хайламинского комплексов.

Гранитоиды окуневского комплекса образуют единый тренд щелочно-гранитоидных пород. Их формирование было связано, вероятно, с процессом нижнепалеозойского рифтогенеза, широко проявившегося в сегментах протерозойских и раннекаледонских структур юга Сибири, то есть происходило синхронно с формированием рифтовых структур. Об этом свидетельствуют пространственная и хронологическая сближенность щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы с зонами нижнепалеозойских вулканов трахириолит-трахизабазальтовой формации, с поясами магматических брекчий и даек основного и кислого составов и другие признаки.

Граниты хайламинского комплекса сформировались в пределах Агульского рифта. Однако генетически они с ним не связаны. Разрыв во времени между формированием Агульского рифта и гранитов хайламинского комплекса составляет около 200 миллионов лет. Формирование хайламинских гранитов происходило в связи с позднепалеозойско-раннемезозойским внутриплитным магматизмом, широко проявившимся в различных регионах Центральной Азии. Наряду с рифтогенными структурами в эту эпоху развивались и телерифтогенные или отдаленно-рифтогенные тектонические структуры, в связи с которыми происходило формирование магматитов мантийного или коро-мантийного происхождения (горячие точки). В эту эпоху произошло формирование, в частности, щелочных ультраосновных пород кийского комплекса на Енисейском кряже, Rb - Sr возраст которых 250–270 млн. лет, а также щелочных ультраосновных пород с карбонатитами чадобецкого комплекса в Иркинеевской докембрийской рифтовой зоне на западе Сибирской платформы. В эту же эпоху сформировались карбонатиты Маймече - Котуйской провинции, возраст которых 270 млн. лет. Широко и многообразно проявился пермский или пермо-триасовый магматизм щелочной специализации в Забайкалье, Монголии и в других регионах.

Различиями условий формирования щелочных гранитоидов окуневского и хайламинского комплексов объясняются, по-видимому, и их минерагенические особенности. Рудные альбититы Арысканского месторождения представляют собой крайние дифференциаты щелочно-гранитоидной магмы, наиболее обогащенные редкими металлами, на порядок превышающими их содержания в Хайламинском месторождении. Однако масса рудного вещества (запасы) в этих дифференциатах оказалась незначительной, на порядок меньшей по сравнению с массой рудного вещества (запасами) в Зашихинском месторождении. В гранитах Хайламинского массива рудные компоненты квазиравномерно распределены по различным фациям, но в целом их ресурсы почти на порядок значительнее, чем на Арыскане.

Центральное Присаянье. В Центральном Присаянье изучены некоторые гранитоидные массивы Агульского прогиба, играющего ключевую роль в палеозойском тектоническом рельефе юга Сибири. Прогиб расположен между Бирюсинским и Канским выступами фундамента юго-западной окраины Сибирской платформы. С юго-запада он ограничен Главным Восточно-Саянским и Канским разломами. Северо-восточное ограничение Агульского прогиба в современном тектоническом плане менее четкое, состоя-

щее из системы разломов, ограничивающих цепочку докембрийских выступов его фундамента и объединяемых в Бирюсинский сквозькоровый разлом. В юго-восточном направлении прогиб сужается и в бассейне правобережья реки Ии выклинивается. На северо-западе он перекрывается отложениями Рыбинской впадины. Фундаментом прогиба служат раннедокембрийские и позднедокембрийско-раннепалеозойские образования Центрально-Присаянской гранит-зеленокаменной области и Миричунского прогиба соответственно. Поformationным и структурным признакам Агульский прогиб большинством геологов рассматривается рифтогенным.

С ареалом терригенно-вулканогенных образований Агульского прогиба пространственно тесно связан ареал гранитоидов огнитского и бугульминского комплексов. Сходство их общего петрохимического состава отмечали многие геологи.

В разрезе отложений Агульского прогиба обычно выделяют две свиты. Нижняя, осадочно-вулканогенная, по составу пород всегда сопоставлялась с имирской свитой быскарской серии Северо-Минусинской впадины, именовалась верхненерхинской, кокшакской, имирской или агульской. В целом образования свиты объединяют в трахибазальт-трахилипаратовую формацию.

Верхняя свита, именуемая карымовской (хальтинской) подразделяется на толщу красноцветных терригенных отложений с базальными конгломератами в нижней части разреза и трахибазальтоидную – в верхней ее части. Местами, например, в Рыбинской зоне, в составе карымовского вулканического комплекса имеются мелкие тела нефелинсодержащих сиенитов.

Возраст отложений, выполняющих Агульский прогиб и парагенетически с ними связанных гранит-сиенитовых интрузивов обсуждается многие десятилетия. Ранее вулканиты прогиба датировали верхним кембriем-силуром (Предтеченский, 1967 и др.). В пользу этого проводились нижнепалеозойские K-Ag датировки прорывающих их гранитоидов огнитского комплекса (Митрофанов, Кольцова, 1965 и др.). Позже в терригенных прослоях агульской свиты были обнаружены споры, акритархи и микрофоссилии нижнедевонского и силур-нижнедевонского облика, а в вышележащей карымовской свите – микрофоссилии среднего девона. Одновременно были получены многочисленные девонские K-Ag датировки агульских вулканитов, а также комагматических гранитов огнитского комплекса из массивов бассейна р. Агул и из гранитных галек в составе карымовских конгломератов (Смагин и др., 1981). Эти данные отражены в ряде опубликованных геологических карт (Геологическая карта ..., 1980, 1982).

Не вполне определен возраст карымовской свиты. K-Ag возраст вулканитов этой свиты до 406 млн. лет, то есть нижнедевонский. В то же время, псилофиты из терригенных пород свиты указывают на ее среднедевонский возраст, на основании чего А.Н.Смагин и др.(1981) относят ее к среднему девону. В работе «Региональной схема корреляции ...» (1999) эта свита отнесена к нижнему девону. Правильнее, по-видимому, считать ее нижне-среднедевонской.

Некоторые геологи отмечают комагматическую связь между мелкими телами нефелинсодержащих сиенитов в составе карымовского вулканического комплекса и сиенит-щелочносиенитовой ассоциацией сайбарского комплекса. Поскольку Rb-Sr изохронный возраст щелочных сиенитов Сайбарского массива венлокский, обнаруживается несоответствие возрастов этих пород и вулканитов карымовской свиты. Это ставит под сомнение их комагматичность.

В последние годы получены новые изотопные ордовикские и силурийские датировки рассматриваемых образований. Так, K-Ag возраст граносиенитов Холдерминского массива, сиенит-порфиров рассохинского комплекса и андезибазальтов агульской свиты

445–450 млн. лет (Рублев и др., 1994). Rb-Sr эрохона Огнитского массива 455 млн. лет. Изохронный Rb-Sr возраст гранитоидов Бугульминского, Сопольского, Правокаменского и Тартинского массивов, расположенных в центральной части Агульской зоны и считавшихся разновозрастными, оказался одинаковым – 427 ± 7 млн. лет, начальное изотопное отношение стронция $0,70476 \pm 14$. Возраст Каменского массива 439 ± 6 млн. лет, при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70435 \pm 24$ (Костицын и др., 1998). Близкие значения Rb-Sr возраста, хотя и гораздо менее точные, получены для магматитов западной части Агульского прогиба. Возраст риолитов и фельзитов агульской свиты – 420 ± 50 млн. лет¹ при начальном изотопном отношении стронция $0,705 \pm 4$, возраст граносиенитов, сиенитов и монцодиоритов Телегашского, Карокско-Минусинского и Кельчинского массивов – 433 ± 100 и 427 ± 37 млн. лет, начальное изотопное отношение стронция $0,703 \pm 4$ и $0,705 \pm 2$ млн. лет соответственно (Рублев и др., 1994).

Следует отметить, что силурийские гранит-сиенитовые интрузии Центрального Присаянья комагматичны вулканитам агульской свиты – трахитам, трахиляпаратам и др., на что указывают не только петро-геохимические материалы (Бородин, Алтухов, 1993 и др.), но и близость их возраста и первичного изотопного состава стронция (Рублев и др., 1994; Костицын, Алтухов, 2000). В свете новых данных эти гранитоиды предлагается объединить в единый интрузивный комплекс, за которым целесообразно сохранить название огнитский.

Возраст граносиенит-гранитовых массивов, развитых среди вулканитов Агульского прогиба требует дополнительного радиологического обоснования.

Петрохимическая зональность в ареале пород огнитского комплекса коррелируется со структурным положением интрузивов того или иного состава. Преимущественно гранитные Бугульминский, Тартинский и другие массивы приурочены к плечам рифтовой долины. Преимущественно сиенитоидные Сопольский, Правокаменский, Телегашский, Карокско-Минусинский, Кельчинский массивы пространственно тяготеют к выступам фундамента Агульского рифта.

Принционально иными геохимическими особенностями в ареале рассматривающихся магматитов характеризуются Li-F граниты Хоройского массива, включавшиеся ранее в состав бугульминского комплекса в качестве его поздней интрузивной фазы, а также дайки гранитных пегматитов в теле Бугульминского массива. Rb-Sr изохронный их возраст 404 ± 5 млн. лет при начальном изотопном отношении стронция $0,7102 \pm 4$, что соответствует нижнему девону и что позволяет предполагать их происхождение за счет коровых источников. Эти магматиты предлагается выделить в нижнедевонский хоройский комплекс.

Нижнедевонскими являются, по-видимому, и субщелочные лейкократовые граниты и аляскиты, развитые в бассейне р. Агул среди сиалических комплексов древнего фундамента и выделявшиеся ранее в огнитский комплекс. Преобладание именно гранитов в этом районе отмечал А.Е. Телешев (1974). Об этом же свидетельствует и их обилие в галечном материале базальных конгломератов сформировавшейся по близости карымовской свиты. Важно подчеркнуть, что среди вулканитов агульской свиты в этом районе широко распространены липариты, которые можно рассматривать в качестве комагматических развитых здесь же гранитам.

¹ Погрешности изохрон в работе А.С. Рублева и др. (1994) приведены как 1σ . Для корректного сравнения с нашими данными мы пересчитали все результаты для 95%-ного уровня вероятности, т.е. погрешности приведены как $\pm t\sigma$, где t – квантиль распределения Стьюдента для $(n-2)$ степеней свободы.

Таким образом, в ордовике и силуре среди магматитов Агульского прогиба преобладали сиениты и граносиениты, в нижнем девоне – граниты. К подобному выводу ранее пришел А.А.Захаров (1981), выделивший в истории формирования огнитского комплекса этой структуры два периода – более ранний – сиенитовый и более поздний – гранитовый.

Итак, в Агульской зоне широко представлены внутриплитные гранитоиды каледонской эпохи, процесс формирования которых осуществлялся в три фазы. Начальная, ордовикская фаза выделяется условно. Главная фаза гранитоидного магматизма в этой зоне приходится на нижний-средний силур, когда сформировался петрохимически зональный ареал сиенит-граносиенитовых массивов. Заключительная (?) фаза гранитоидного магматизма датируется нижним девоном. Иначе говоря, развитие магматизма в Агульской зоне происходило с интервалом около 25 млн. лет, что соответствует циклам Г.Штилле, по Е.Е.Милановскому. Среди палеозойских магматитов Присаянья лишь пермские щелочные граниты могут рассматриваться, по-видимому, в качестве объектов глобальной металлогенической эпохи.

Тува и Хакасия. Ордовикский и силурийский магматизм проявился не только в Восточном Саяне и Северо-Восточной Туве. В Минусинском регионе А.Г.Рублев и др. (1999) исследовали K-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами трахиты Качинско-Лиственского выступа, трахидациты имирской свиты и граносиениты Шумихинского и Лиственского массивов. Полученные различия в Rb-Sr возрастах изученных этими геологами тел связаны с чисто аналитической особенностью анализа: часть образцов, преимущественно фракции полевых шпатов, анализировалась методом изотопного разбавления, другая часть (породы в целом) – значительно менее точным рентгенофлюоресцентным методом. Соответственно, все фракции полевых шпатов образуют изохрону, наклон которой отвечает 453 ± 8 млн. лет, начальное изотопное отношение стронция – $0,7044 \pm 4$, СКВО=2,0. Остальные образцы дают несравненно больший разброс на изохронной диаграмме, что не позволяет их использовать для уверенных геохронологических выводов.

U-Pb возраст цирконов из граносиенитов Шумихинского массива 451 ± 6 млн. лет, что достаточно хорошо согласуется с их Rb-Sr датировками. В отличие от этого K-Ar датировки этих пород по биотиту явно омоложены – 429 ± 12 млн. лет.

В энсиалических сегментах Восточной Тузы в силуре сформировались гранит-порфиры бреньского комплекса, Rb-Sr и K-Ar возраст которых около 430 млн. лет (Рублев, 1989). С геологических позиций на это обратил внимание А.Е.Телешев (1981 и др.), подчеркнувший, что большая часть массивов этого комплекса имеет додевонский возраст и сформировалась в блоках древней консолидации с мощной и зрелой сиалической корой. Собственно девонские интрузии, объединявшиеся в бреньский же комплекс, близки по химизму к наиболее кислым додевонским породам. В подобной тектонической обстановке и в это же время сформировались и граниты в Восточном Саяне (Бугульминский и другие массивы). Силурийский Rb-Sr возраст – 426 ± 14 млн. лет имеют сиениты Сайбарского массива, расположенного в окрестностях Сыдо-Ербинской впадины (Зубков и др., 1990).

Разнообразные гранитоиды формировались в ордовике в Юго-Восточной Туве (Петрова, 2001), где они выделяются в таннуольский, чжаргалантский и хорумнугский комплексы (Владимиров и др., 2000). Однако эти гранитоиды формировались преимущественно в коллизионной (коллизионно-сдвиговой) геодинамической обстановке.

Центральная часть Восточных Саян. Наиболее широко распространены в центральной части Восточных Саян гранитоиды дербинского комплекса, слагающие крупные plutоны и множество мелких согласных и секущих линзообразных тел. Они сложе-

ны диоритами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами, низкощелочными гранитами и плагиогранитами, лейкогранитами, субщелочными лейкогранитами, пегматоидными гранитами и пегматитами, в том числе редкометальными. В различных схемах магматизма эти гранитоиды расчленяются на три или четыре фазы. Их возраст обычно увязывался со временем формирования вмещающих пород и разными исследователями по косвенным данным определялся архейским (Сезько, 1988), верхнеархейско-нижнепротерозойским или нижнепротерозойским (Абрамович, 1978 и др.), верхнепротерозойским (Смирнов и др., 1967; Алтухов, 1980 и др.). По мнению В.В.Брынцева (1985 г.) граниты дербинского комплекса прорывают сиениты гутарского комплекса вендского возраста, что позволяет считать его возраст палеозойским. Нижнепалеозойским возрастом датировали дербинский комплекс В.В.Дудкинский и А.Л.Хайдуров.

Изотопный U-Th-Pb возраст цирконов и орбитов из этих гранитоидов 670–630 млн. лет (Волобуев и др., 1980 и др.).

Термоизохронный Pb-Pb возраст цирконов из гранитоидов Иденского, Сигачского массивов и мелких тел бассейна р. Эден 480–360 млн. лет с фиксацией термособытий в интервалах 980–930, 730–570, 280–270 млн. лет. Это дало основание интерпретировать начало гранитообразования верхним риффом с последующим проявлением процессов омоложения (Брынцев и др., 1989).

А.Н.Смагин с соавторами (Региональные схемы ..., 1999) рассматривают дербинский комплекс полихронным, объединяющим мелкие тела и массивы диорит-тоналит-трондьемитов сондоевского комплекса нижнерифейского возраста и более распространенные биотитовые и лейкократовые микроклиновые граниты собственно дербинского комплекса верхнерифейского возраста. Все это свидетельствует о том, что вопрос о возрасте гранитов дербинского комплекса остается открытым.

В настоящее время начато изотопное Rb-Sr изучение Иденского массива, одного из типовых массивов дербинского комплекса. Этот относительно крупный массив расположен в междуречье Идена и Мурхоя среди мраморов дербинской серии. Массив характеризуется зональным строением. Краевая его часть сложена биотитовыми мелкозернистыми гранитами, иногда порфировидными, часто переходящими в мелкозернистые плагиограниты и гранодиориты. Более крупнозернистые разности отмечаются в виде небольших «пятачков». В эндоконтакте массива находится множество ксенолитов вмещающих пород, преимущественно мраморов, встречающихся нередко и во внутренних частях массива. Эти гранитоиды выделяются в первую интрузивную fazу.

Ко второй fazе относятся мелкие тела среднезернистых биотитовых и лейкократовых гранитов и пегматитов, встречающихся преимущественно в его периферийных участках. Строение этих тел однородное, реже зональное. Экзоконтактовые изменения не характерны и представлены маломощными (до нескольких метров) зонами окварцевания и графитизации, иногда мусковитизации, турмалинизации, пиритизации. С грейзенизованными породами отмечается Li минерализация с содержанием Li₂O до 0,06%.

В биотитовых гранитах первой fazы известны ксенолиты пегматитов. Подмечен также будинаж жил пегматитов и лейкогранитов, не отмечавшийся в гранитах первой fazы (данные В.В.Федотова). Это позволило предположить, что часть гранитоидов, относимых ко второй fazе, является более древней, «додербинской». Однако это предположение требует дополнительного подтверждения.

Первые результаты Rb-Sr изотопного изучения Иденского гранитоидного plutona показали его изотопную неоднородность. Наряду с изохронной датировкой мелких тел биотитовых среднезернистых гранитов «второй fazы» Иденского массива – 428±5 млн. лет, начальное изотопное отношение стронция 0,70556±9, СКВО=0,63, мелкозернистые

граниты «первой фазы» того же массива оказались изотопно неоднородными. Для объяснения этого явления требуются дополнительные исследования. Заметим лишь, что полученная изохронная датировка «второй фазы» соответствует времени формирования рифтогенных магматитов в смежных с северо-востока Агульской и Удинско-Колбинской зонах. Отметим также, что формирование гранитов «второй» фазы, расположенных преимущественно в периферийных частях Иденского массива, происходило не за счет предшествовавших им гранитоидов. Их источником являлись, вероятно, образования нижних частей континентальной коры. На это указывают относительно низкие начальные отношения изотопов стронция этих гранитов, которые должны были бы быть существенно более высокими в случае рециклинга более ранних (протерозойских?) гранитоидов. Термическое преобразование основного объема гранитов Иденского массива, сопровождавшееся нарушением их Rb-Sr изотопной системы, фиксируется и нарушением Pb-Pb и U-Pb систем, обычно интерпретируемым как результат проявления этапов метаморфизма (Брынцев и др., 1989). Все это служит причиной длительных дискуссий о возрасте гранитоидов дербинского комплекса и требует более детального их изучения изотопными методами.

С учетом материалов изучения Иденского массива можно считать, что:

– мелкозернистые граниты, слагающие основной объем этого plutона, характеризуются нарушенной Rb-Sr изотопной системой, не позволяющей сделать вывод об их возрасте;

– формирование силурийской «фазы» гранитов Иденского массива происходило позже времени формирования мелкозернистых гранитов, поскольку в противном случае невозможно представить проявление каких-либо еще более поздних процессов, нарушивших Rb-Sr изотопную систему мелкозернистых гранитов, но не затронувших мелкие тела силурийских гранитов;

– формирование гранитов «второй» фазы Иденского массива происходило одновременно с гранитоидами Агульской рифтовой зоны;

– близкие величины начальных изотопных отношений стронция в силурийских гранитоидах Агульской и Дербинской зон позволяют предполагать общность породивших эти гранитоиды глубинных процессов;

– мелкозернистые граниты Иденского массива не могли служить родоначальным источником силурийских гранитов, поскольку последние имеют относительно низкие начальные отношения изотопов стронция, невозможные в случае рециклинга предшествовавших им гранитов;

– формирование силурийской «фазы» гранитов Иденского массива происходило, по-видимому, из нижних частей древней континентальной коры.

В центральной части Восточных Саян, в бассейне верховий реки Казыр происходит сочленение разновозрастных и разнотипных тектонических структур и, как это теперь выясняется, ареалов внешне сходных, но разновозрастных и гетерогенных магматических образований. Соответственно, в этом горном узле переплетены проблемы геологии, среди которых обособилась проблема возраста развитых здесь редкометальных магматитов буеджульского (сютхольского, ирбинского) и сангиленского (путагского) комплексов. Многие годы лейкократовые и биотитовые граниты, а также граносиениты буеджульского комплекса на основании внешнего сходства сопоставляли с подобными породами огнитского комплекса Присаянья и сютхольского комплекса Тувы. К среднедевонским относились щелочные и нефелиновые сиениты сангиленского комплекса рассматриваемого района. Однако в последние годы в западных районах Восточных Саян геологически обоснован силурийско-нижнедевонский возраст гранитоидов буед-

жульского комплекса и нижнедевонский возраст щелочных пород лутагского (сайбарского) комплекса, сопоставлявшегося с сангиленским (Региональные схемы..., 1999.).

Между тем, в Северо-Восточной Туве щелочные породы, относившиеся к сангиленскому и (или) окуневскому комплексам, оказались ордовикскими (Костицын и др., 1998), а в Присаянье сиенит-граносиенитовые образования, относившиеся к разновозрастным огнитскому и бугульминскому комплексам, оказались в основном силурийскими. Все это обострило проблему возраста рассматриваемых магматитов центральной части Восточных Саян и, как следствие, породило недоверие к проведенным здесь прогнозно-металлогеническим построениям.

Рассматриваемые гранитоидные массивы расположены в бассейне р. Казыр, в двух участках: в приусьевой части р. Звериный Казыр (левый нижний приток Левого Казыра) и в правобережной части р. Казыр против устья Левого Казыра. В тектоническом отношении гранитоиды звериноказырского участка приурочены к зоне сочленения нижнепалеозойского рифтогенного прогиба с Даштыгхемским микроконтинентом Казыр-Кизирской раннекаледонской зоны, казырского участка – к сегменту Казырско-Ашкасокской докембрийской рифтогенной зоны (Алтухов, 1986 и др.). Гранитоидные массивы обоих участков отличаются от сходных с ними массивов смежных районов Северо-Восточной Тузы и Восточных Саян более однородным строением и более однообразным вещественным составом, что связано, возможно, с повышенной проницаемостью и подвижностью вмещающих их структур, не способствовавших дифференциации и телескопированию родоначальных для них магм. В связи с пространственной близостью к месторождениям редких земель и бериллия, гранитоиды изученных массивов местами испытывали преобразование наложенными процессами.

Изотопные Rb-Sr датировки рассматриваемых щелочных гранитоидов свидетельствуют об их ордовикском возрасте. Для гранитоидов Казырского участка получена изохронна, наклон которой отвечает возрасту 461 ± 12 млн. лет при начальном изотопном отношении стронция $0,7044 \pm 3$, СКВО=2,1; для Звериноказырских гранитоидов получены практически совпадающие значения возраста и начального изотопного состава стронция: 456 ± 7 млн. лет и $0,70435 \pm 7$, СКВО=1,0. Это позволяет считать их одновозрастными и однотипными по происхождению с щелочными и щелочно-гранитоидными породами соседних районов Северо-Восточной Тузы.

Полученные результаты находятся в соответствии с данными о возрасте аналогичных гранитоидов западных районов Восточных Саян. Так, возраст гранитов Беллыкского массива, полученный уран-свинцовым методом 465 ± 5 млн. лет, рубидий-стронциевым методом – 461 млн. лет. Возраст имирской свиты Минусинской впадины тоже ордовикский или ордовик-силурский (Региональные схемы корреляции..., 1999). Между тем, В.Л.Хомичев считает, что ордовикские датировки имирского вулканического и беллыкского гранитоидного комплексов – это ошибки, обусловленные дефектом радиологического определения возраста и что для ордовикского плутонического магматизма в Западном Саяне, Туве и на Алтае нет геологических предпосылок, поскольку ордовикский вулканализм в этих регионах проявлен локально и кратковременно (Берзин и др., 2002).

Материалы изотопно-геохимического изучения палеозойских щелочных и субщелочных гранитоидов юга Сибири свидетельствуют о том, что петро-геохимическое их сходство даже в одной и той же тектонической зоне не может служить критерием одновозрастности всего их ареала. Так, ордовикский возраст имеют щелочные граниты и сиениты Катунского, Арысканского и других массивов Северо-Восточной Тузы

(455 млн. лет), субщелочные гранитоиды Холдерминского, Огнитского и других массивов Присаянья (449–455 млн. лет), андезибазальты агульской свиты (446 млн. лет), трахиты, сиенит-порфиры рассохинского комплекса (444 млн. лет), трахидациты и граносиениты Красноярского поднятия (453 млн. лет). Сходные с ними по составу гранитоиды Каменского (439 млн. лет), сиениты Сайбарского (429 млн. лет), гранитоиды Бугульминского, Правокаменского, Сопольского, Таргинского (427 млн. лет), сиениты и монцодиориты Телегашского, Карокско-Минусинского и Кельчинского массивов (427 млн. лет), риолиты и фельзиты агульской свиты (420 млн. лет) имеют силурийский возраст. Субщелочные граниты Хоройского массива (404 млн. лет) являются девонскими, щелочные граниты Хайламинского и Улуг-Тайгинского массивов (261 млн. лет) – пермскими.

Конвергенция состава разновозрастных гранитоидных комплексов известна и в других регионах юга Сибири, например, в Восточной Туве (Телешев, 1984 и др.).

Наиболее ранний, ордовикский рифтогенный магматизм устанавливается в Кембрассаяне. В это время здесь формировались рифтогенные прогибы, зачаточные рифты и сопровождавшие их интрузивы щелочно-салического состава. В Присаянье в это же время, возможно, произошло заложение Агульского рифта и сформировались отдельные гранитоидные plutоны (Холдерминский, Огнитский и др.).

В силуре произошло усиление тектономагматической активности с формированием Главного ствола Агульской рифтогенной зоны и многочисленных гранитоидов щелочной специализации как в пределах рифтовой долины, так и в ее плечах.

Широкое распространение на юге Сибири нижнепалеозойских гранитоидов, а также вулканитов щелочной специализации позволяет предполагать активное воздействие на кору эпиреннекаледонского континента Центральной Азии мантийной термальной аномалии, провоцировавшей проявление рифтогенных процессов, а также, вероятно, практически одновременных им коллизионно-сдвиговых деформаций. Иначе говоря, нижнепалеозойский магматизм на южно-сибирской континентальной окраине определялся не только процессами термотектогенеза или плом-тектоники, но и коллизионными процессами.

Следует заметить, что обширные ареалы подобных мантийно-коровых гранитоидов характерны для рифтовых систем, формировавшихся в регионах с участием древней континентальной коры (Москалев, 1999 и др.).

После ордовикских и силурийских событий произошло угасание коро-мантийного взаимодействия. Однако тепловая аномалия поддерживалась как минимум до девона, когда в результате очередного импульса реювенации в салических блоках древнего фундамента сформировались коровые граниты хоройского комплекса. В Восточной Туве в это же время сформировались граниты в составе Бреннского массива, а также субвулканические интрузии, обычно совмещенные с девонскими вулканитами (Телешев, 1984). Исходя из современных знаний, становление нижнедевонских гранитоидов происходило одноактно. Однороден и состав слагающих их пород.

В свете пермской датировки щелочных гранитов хайламинского комплекса стало очевидно, что их формирование было связано, вероятно, с проявлением глобального процесса распада Пангеи и начавшимся формированием траповых полей на Сибирской платформе. Действительно, в 100–150 км к северо-востоку от Зашихинского месторождения начинаются обширные поля распространения позднепалеозойских, а также пермо-триасовых и триасовых габбро-долерит-базальтов, толеитовых базальтов, местами включающих тела сиенит-фойяйт-уртит-мелтьейгитов с карбонатитами и щелочными пикритами, а кое-где и кимберлиты (Карта магматических формаций..., 1988). Эти

мощнейшие магматические процессы, как полагают некоторые геологи, были генерированы мантийным плюмом. В Присаянье они проявились в наиболее предрасположенной к тектоно-магматическому оживлению Агульской нижнепалеозойской рифтогенной зоне, в юго-восточном участке ее выклинивания. В этой же зоне, в Монкressском выступе древнего фундамента недавно обнаружены тела слюдяных пироксенитов и карбонатитов. Их возраст А.П.Секериным и др. (1989) считается вендским по аналогии с возрастом даек ильменит-флогопитовых серпентинитов (620 ± 12 млн. лет), находящихся недалеко от карбонатитов, а также с возрастом карбонатитов зиминского комплекса в той же Присаянской тектонической области. Не исключено, однако, что возраст карбонатитов Монкressского участка окажется иным. От зиминских карбонатитов они отличаются по составу, морфологии, тектонической позиции и формировались в иных условиях. К тому же, в Присаянье известен своеобразный Жидойский карбонатитовый массив, возраста которого 300 млн. лет.

Полученные датировки уточняют вывод об ордовикском возрасте всех «девонских» магматитов юга Сибири (Рублев и др., 1999), что влечет за собой важные прогнозно-металлогенические следствия. Они свидетельствуют также о необходимости совершенствования серийных легенд Госгеолкарт-200 и схем межсерийной корреляции.

Прибайкалье. В Южном Прибайкалье изотопным Rb-Sr методом изучены Харагунский и Уругудеевский массивы плюмазитовых гранитов, выделяемых в утуликский комплекс. Они расположены на северном склоне хребта Западный Хамар-Дабан в сегменте Хангарульского протерозойского рифтогенного прогиба (Алтухов и др., 1991). Массивы сложены преимущественно граносиенитами и микроклин-альбитовыми гранитами. Время их образования $T = 319 \pm 3$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,705 \pm 8$ (Костицын, 2002). Это позволяет считать возраст рассматриваемых массивов не пермо-триасовым, как предполагалось ранее (Карта магматических формаций..., 1988 и др.), а карбоновым. Следовательно, континентальная кора Южного Прибайкалья в среднем карбоне испытала реовенацию под влиянием мантийной аномалии, хотя и не вовлекалась в это время в рифтогенез.

На восточном берегу оз. Байкал известен Безымянский массив микроклин-альбитовых гранитов. Он сформировался в сегменте протерозойского карбонатного шельфового комплекса вблизи зоны регионального разлома. Результаты изотопного Rb-Sr анализа не привели к однозначному выводу о возрасте этих гранитов, поскольку их Rb-Sr изотопная система оказалась нарушенной. Тем не менее, получены две эрохроны. Наклон одной из них отвечает возрасту 265 млн. лет, что соответствует времени формирования Хайламинского массива щелочных гранитов Присаянья. Другая эрохрона отвечает возрасту около 140 млн. лет, что согласуется с ранее полученной K-Ag датировкой этих гранитов и соответствует эпохе мелового рифтогенеза и сопряженного с ним магматизма, широко проявившимся в Восточном Забайкалье, Монголии и на Алданском щите. Ю.А.Костицын полагает, что Безымянский массив сформировался около 265 млн. лет назад, а примерно 140 млн. лет назад его изотопная система была частично нарушена. Причем свершившееся преобразование (вероятно, низкотемпературный прогрев) затронуло не весь объем гранитного массива, поскольку в противном случае произошло бы полное переуравновешивание изотопной системы, что привело бы к формированию единой «омоложенной» изохроны.

Восточное Забайкалье. До недавнего времени редкометальные плюмазитовые граниты Восточного Забайкалья считались позднеюрскими. Новые изотопные данные корректируют эти представления.

Rb-Sr методом изучены граниты Спокойнинского, Хангилайского, Орловского, Олдандинского, Этыкинского и Ары-Булакского массивов. Они сформировались в ме-

зозойских структурах, обрамляющих и рассекающих Агинский микроконтинент. Некоторые из этих структур являются рифтогенными телескопированными (Алтухов и др., 1973 и др.). Полученные шесть изохрон однородны по возрасту, близки и начальные изотопные отношения стронция, образующие диапазон значений от 0,706 до 0,708, при преобладании СКВО около 1,0 (Костицын, 2002 и др.).

В гранитах Орловского массива обнаружилось проявление низкотемпературных постмагматических процессов, которые привели к нарушению изотопной системы, но не привели к полному ее переуравновешиванию. На это указывает минеральная эрохона по полевым шпатам и флюориту (наиболее поздним минералам в Орловском гранитном массиве) с возрастом около 136 млн. лет. В то же время, точки мусковита из гранитов Орловского массива располагаются на изохроне $142,9 \pm 8$ млн. лет по породе в целом (Костицын, 2002 и др.).

Рассчитанное значение среднего возраста пломазитовых гранитов Восточного Забайкалья из шести изохрон составляет $142 \pm 0,6$ млн. лет. Ю.А.Костицын считает, что достаточно низкие (для континентальной коры) начальные изотопные отношения стронция в этих гранитах свидетельствуют о некоторой роли мантийного вещества при их формировании. Он полагает, что одновременное плавление пород коры в большом ее сегменте было возможным под влиянием мощного глубинного источника энергии, с чем нельзя, по-видимому, не согласиться. Добавим лишь, что источником этой энергии являлся, вероятно, активно развивавшийся в это время мантийный плом и, как следствие, порожденный им мезозойский рифтогенез, охвативший огромную территорию Восточной Азии (Алтухов и др., 1973 и др.).

Алтай. Редкометальные граниты Горного Алтая, выделяемые в чиндагатуйско - калгутинский интрузивный комплекс, обычно рассматривались в генетической связи с известково-щелочными гранитоидами рагмановского комплекса, Rb-Sr возраст которого по породам в целом силурийский – 421 ± 9 млн. лет (Владимиров и др., 1997). Формирование редкометальных гранитов чиндагатуйско - калгутинского комплекса происходило в интервале 235–199 млн. лет (т.е. 36 млн. лет) при начальных изотопных отношениях стронция в гранитных массивах этого временного интервала, не различающихся в пределах погрешностей. Так, Чиндагатуйский массив имеет Rb-Sr возраст 235 ± 9 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7109 \pm 9$, СКВО=4,2. Rb-Sr возраст Кунгурджеринского массива 213 ± 21 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7086 \pm 27$, СКВО=1,1, Калгутинского массива 205 ± 13 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,706 \pm 11$, СКВО=0,2. Чиндагатуйский массив прорывается сподумено-выми гранит-порфирами Алахинского штока с нижнеюрским Rb-Sr возрастом $198,6 \pm 1,1$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,712 \pm 9$, СКВО=1,3 (Костицын, 2002). Граниты Алахинского штока иногда выделяют в самостоятельный алахинский интрузивный комплекс, что вряд ли справедливо в свете вышеупомянутых изотопных материалов.

Изотопно-геохимическое изучение редкометальных гранитов южного Алтая позволило не только уточнить время формирования, но и происхождение их родоначальных магматических очагов. Анализ эволюции начальных изотопных отношений стронция в зависимости от возраста гранитных массивов чиндагатуйско-калгутинского комплекса показал, что они не могли возникнуть из вещества гранитов рагмановского комплекса, а граниты Алахинского штока не могут рассматриваться эволюционными производными расплава какого-либо из предшествовавших чиндагатуйско-калгутинских гранитов. Это позволило сделать вывод о том, что редкометальные граниты чиндагатуйско-калгутинского комплекса, включая Алахинский массив и связанное с ними месторождение, не образуют единую эволюционирующую рудно-магматическую систему, а сформировались под воздействием длительно развивающегося процесса. В результате этого процесса на протяжении 36 млн. лет в одном и том же сегменте континентальной

коры формировались независимые друг от друга магматические очаги, родоначальные для изученных массивов редкометальных гранитов (Костицын, 2002).

По мнению Н.Л.Добрецова (1997) формирование редкометальных гранитов Алтая было обусловлено активным проявлением пермо-триасового суперплюма, контролировавшего локальные проявления магматизма, рассеянные на обширной территории (Берзин и др., 2002). Пространственная и хронологическая сопряженность гранитоидного и щелочно-базитового магматизма, установленная в Томь-Колыванской зоне, на Салайре, в Горном и Рудном Алтае позволила предположить, что в западной части Алтая – Саянской складчатой области в пермо-триасе располагалась одна из ветвей крупной рифтовой системы, фрагменты которой известны в Монголии, Западном Китае и Казахстане (Владимиров и др., 1997).

Между тем, факт наличия магматитов, характерных для рифтовых систем, не является обязательным признаком для их выделения. Многочисленны примеры проявления так называемого предрифтового магматизма, не завершившегося рифтогенезом в классическом выражении. К таковым относятся и магматиты устойчивых сегментов континентальных плит, формирование которых было обусловлено проявлением плутотектонических процессов, например, формирование Хайламинского щелочно-гранитового массива в Присаянье, Безымянского массива в Восточном Прибайкалье и др.

Поскольку редкометальные граниты Алтая имеют верхнетриас-нижнеюрский, а не пермо-триасовый возраст, их появление было обусловлено не предполагаемым более ранним рифтогенезом, а, возможно, коллизионно-сдвиговыми деформациями. Подобные деформации имели место в этом же регионе в живот-каменноугольное время (Берзин и др., 2002), когда формировались граниты юстыдского комплекса С₁ (357 млн. лет). Не противоречит этой или подобной интерпретации геодинамической природы гранитов чиндагатуйско-калгутинского комплекса и присущие им существенно коровье начальные изотопные отношения стронция, в особенности для алахинских гранитов ($0,712\pm 9$).

НЕКОТОРЫЕ РЕТРОСПЕКТИВНЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Для суждения о металлогеническом потенциале тех или иных регионов большое значение имеет изотопное датирование докембрийских редкометальных магматитов.

Архейские редкометальные магматиты на юге Сибири пока не установлены. В раннем протерозое в связи с коллизионными процессами, сопровождавшими образование эпипалеопротерозойского суперконтинента, происходило массовое формирование редкометальных гранитов и пегматитов в Присаянско-Енисейской области. На это указывают многочисленные датировки гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации, с которыми связаны редкометальные пегматиты. Среди этих датировок преобладают значения 1770–1700 млн. лет, полученные Pb-Pb и U-Pb методами (Брынцев, 1994). Rb-Sr методом по калиевым полевым шпатам получены более древние датировки – 2014 ± 75 млн. лет (Пахольченко и др., 1980). Причины их расхождения пока не выяснены. Не исключено, что формирование протерозойских гранитов и генетически связанных с ними пегматитов в Присаянье происходило многоактно подобно палеозойским гранитоидам того же региона или мезозойским гранитам чиндагатуйско-калгутинского комплекса Горного Алтая. В пользу этого предположения свидетельствуют недавно полученные Rb-Sr датировки пегматитов Вишняковского месторождения – 1475–1486 млн. лет (Макагон, Лепин, Брандт, 2000).

В позднем докембрии, в связи с глобальными процессами распада суперконтинента Родиния, сопровождавшимися формированием дайковых роев, рифтогенезом и рифтогенным магматизмом (Алтухов, 1980, 1986; Скляров и др. 2000), в Присаяньяе, на Енисейском кряже и на Алданском щите сформировались массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

U-Pb и Sm-Nd изотопными методами в Западном Забайкалье (Баргузино-Витимский микроконтинент и обрамляющие его структуры) выявлены гранитоиды каменноугольного и силурийского возрастов (Рыцк и др., 1998). Как уже отмечалось, каменноугольные редкометальные граниты установлены и в Западном Хамар-Дабане, а силурийские в Присаяньяе. В Нечерском поднятии Байкальской горной области, а также в восточном фланге Монголо-Охотской области установлены граниты позднепалеозойского возраста.

Итак, согласно современным изотопно-геохронологическим материалам в Сибири проявилось несколько металлогенических эпох разного ранга.

Наиболее ранней является **нижне-среднепротерозойская** эпоха, в течение которой в Присаяньяе и на Алданском щите возникли крупные редкометальные пегматитовые месторождения, генетически связанные с коллизионными гранитами. В это же или в несколько более раннее время на Алданском щите в рифтогенной обстановке сформировались высокопродуктивные щелочные граниты и метасоматиты. Возможно, они фиксируют эпоху деструкции первого в истории Земли, эпиархейского суперконтинента.

В позднепротерозоическую эпоху сформировались коллизионные редкометальные гранитные пегматиты Сангиlena, Енисейского кряжа, Восточного Забайкалья и других регионов Сибири. В конце докембрая в обстановке явно или не явно проявленного рифтогенеза в различных окраинно-континентальных зонах юга Сибири произошло формирование крупных месторождений редких земель, ниobia и других редких металлов, генетически связанных с карбонатитами и щелочными метасоматитами.

На протяжении почти всего фанерозоя на юге Сибири происходило формирование преимущественно внутриплитных магматитов. Выделяются три эпохи взаимодействия мантийных пломов с континентальной корой разновозрастных складчатых областей.

Раннепалеозойская эпоха характеризуется трехкратным или трехфазным проявлением магматической активности с интервалами около 25 млн. лет. В эту эпоху в Присаяньяе, Восточном Саяне и Туве были сформированы ареалы ордовикских и силурийских щелочных и субщелочных гранитоидов, а также девонских лейкогранитов, аляскитов и литий-фтористых гранитов. В эту же эпоху произошло нарушение изотопных систем более древних гранитоидов.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха тоже подразделяется на три фазы редкометального магматизма – каменноугольную (Тува, Прибайкалье, Забайкалье), пермскую (Енисейский кряж, Присаяньяе, Прибайкалье, Забайкалье, Амуро-Охотия, Монголия) и триас-нижнеюрскую (Сибирская платформенная плита, Енисейский кряж, Горный Алтай).

В позднемезозоическую эпоху возникли редкометальные магматиты в Забайкалье, Монголии, на Алданском щите и, вероятно, в Центральной Туве. В это же время происходило очаговое низкотемпературное преобразование более ранних гранитоидов. В этом смысле позднемезозойская металлогеническая эпоха сходна с нижнепалеозойской эпохой.

Новые изотопно-геохимические материалы по редкометальным магматитам юга Сибири позволяют заключить:

- расчленение, генетическая и геодинамическая типизация петрохимически сходных гранитоидов наиболее достоверны на основе изотопно-geoхимического анализа;
- редкометальные магматиты не являются индикаторами завершения тектономагматических циклов;
- внутриплитные магматиты в некоторых регионах юга Сибири формировались практически одновременно с коллизионными гранитами;
- редкометальные магматиты характеризуют нескольких металлогенических эпох глобального и регионального рангов, что позволяет рассматривать южносибирские регионы уникальными, не имеющими аналогов в России и, вероятно, во всем Мире;
- потенциальным редкометальным резервом Сибири являются месторождения эпох формирования Пангеи-І или эпиархейского суперконтинента (2,6–2,3 млрд. лет), распада Пангеи-ІІ или эпикарельского суперконтинента (между 1,4 и 1,0 млрд. лет), формирования Пангеи-ІІІ или эпигренвильского суперконтинента (1,0–0,8 млн. лет) и Пангеи-ІV или Вегенеровской Пангеи (320 млн. лет), для обнаружения которых имеются объективные геологические предпосылки.

5. РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ТАКСОНЫ

Достоверность прогнозно-металлогенических построений – первоосновы оценки прогнозных ресурсов во многом зависит от понятийной базы выделяемых металлогенических таксонов.

О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ РАЗНОРАНГОВЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ

В ходе составления обзорных схем тектонического и металлогенического районирования России в масштабе 1:5 000 000 коллективами геологов ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ и ИМГРЭ разработаны тектонические и соответствующие им прогнозно-минерагенические единицы, различающиеся порой существенно своим содержанием.

Металлогенная зона, согласно определению геологов ВСЕГЕИ (2002 г.) – это блок земной коры, часто эквивалентный структурно-формационной зоне, профилирующую рудоносность которого определяет ряд родственных пространственно совмещенных геологических и рудных формаций той или иной стадии тектономагматического (тектоно-седиментационного) цикла, соответствующих определенным геодинамическим обстановкам.

Рудный район – это продуктивная или потенциально продуктивная часть металлогенной зоны, профилирующая металлогенную специализацию которой рассматривается на уровне рудной формации. Соответственно, главными геологическими признаками для выделения рудных районов являются рудоносные (рудопродуктивные, рудогенерирующие и др.) формации, а также некоторые «внутриформационные» факторы, такие как фациальные особенности геологических комплексов, характер их строения, стратиграфические несогласия, разломы и другие, характеризующие предполагаемый источник рудного вещества, пути его миграции и места локализации, что в совокупности отвечает показателю рудообразующей системы. Рудный район как металлогенический объект представляет собой совокупность сближенных и однотипных рудных узлов общей площадью в тысячи квадратных километров.

Рудные узлы рассматриваются как объекты следующего таксонометрического уровня. Теоретической структурно-вещественной моделью рудного узла является представление о рудоформирующей (рудообразующей) системе, взаимоувязывающей ло-

кальные рудные формации с региональными рудоносными, рудогенерирующими и рудовмещающими формациями. Структурообразующие компоненты рудного узла – это рудные поля (месторождения), в том числе потенциальные, связанные единством геохимических ресурсов и рудоконцентрирующих процессов. Естественным выражением рудного узла является пространственно обособленный аномально рудоносный блок земной коры с признаками проявления рудоформирующей системы определенного типа или нескольких взаимодействующих рудоформирующих систем, месторождения, рудопроявления, точки минерализации, другие прямые и косвенные признаки оруденения, сочетания рудоносных, рудогенерирующих и рудовмещающих формаций, рудоконцентрирующие структуры и др.

Геологами ЦНИГРИ под **металлогенической зоной** понимается пространственный таксон, эквивалентный структурно-формационной зоне, образованной рядами родственных и пространственно сопряженных формаций одного тектоно-магматического цикла, отвечающего определенной геодинамической (тектонической) обстановке (Ваганов и др., 2002). Площадь металлогенической зоны десятки тысяч квадратных километров.

Рудный район – это часть структурно-формационного блока (подзоны) в составе металлогенической зоны, характеризующегося развитием рудоконтролирующей формации или вулкано-плутонической ассоциации и связанных с ними проявлений рудной минерализации определенного рудно-формационного типа. Характерные размеры – от нескольких сотен до первых тысяч квадратных километров.

Для месторождений алмазов применяется специальный, целевой подход к выделению металлогенических таксонов.

Алмазоносная минерагеническая зона – это линейная высокопроницаемая структура, неоднократно активизированная и контролировавшая процессы коро-мантийного энергомассопереноса. Такие зоны характеризуются значительной (до 500 км и более) протяженностью при ширине около 50 км, большой глубиной заложения ограничивающих и внутриструктурных разломов. Насыщенность таких зон разновозрастными штокообразными и дайкообразными телами, трубками взрыва основного, ультраосновного и щелочно-ультраосновного составов определяет их облик. К алмазоносным (потенциально алмазоносным) принадлежат зоны, находящиеся в алмазоносных субпровинциях, несущие интрузивы щелочно-ультраосновного состава и линейно сгруппированные ореолы минералов-индикаторов и самих алмазов.

Алмазоносное поле – это естественная группа пространственно сближенных кимберлитовых тел, связанных с развитием единой вертикальной «стволовой» зоны повышенной проницаемости. Площадь поля от первых сотен квадратных километров до 2,5 тыс. км².

Куст алмазоносных тел – это локальные скопления (группы, цепочки) от 2 до 10 алмазоносных тел в пределах кимберлитовых (лампроитовых) полей. Площадь куста не превышает первых десятков квадратных километров.

Геологами ИМГРЭ (Г.С.Гусев, А.А.Головин, Н.В.Межеловский и другие) **металлогеническая зона** рассматривается в качестве эквивалента геологической структуры территориального ранга площадью $n \cdot 10^4$ км². Это часть металлогенической субпровинции платформенного (или иного осадочного) бассейна, мегазоны щита платформы, покровно-складчатой области или подвижной области. Она может быть сформирована в течение одного геологического века (яруса) и специализирована на определенные рудные и нерудные полезные ископаемые.

Металлогеническая специализация зоны характеризуется рядами рудных формаций в составе структурных ярусов и подъярусов тех структурных этажей, которые могут

быть обособлены в границах зоны. Рудные формации выделены по компонентам главных полезных ископаемых в уникальных, крупных, средних, малых месторождениях и рудопроявлениях, известных и прогнозируемых в конкретной территориальной единице.

В составе структурного яруса или подъяруса разреза металлогенической зоны каждая рудная формация «привязана» к той конкретной геологической формации, с которой она имеет устойчивые генетические или парагенетические связи.

О ЦЕЛЕВОМ ПОДХОДЕ К РЕДКОМЕТАЛЬНОМУ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

Цитированные определения металлогенических таксонов соответствуют принципу металлогенического анализа, сформулированному Ю.А.Билибиным и известному как принцип взаимосвязи геологических, в том числе минерагенических процессов. Согласно этому принципу каждая тектоническая структура, включая все распространенные в ее пределах полезные ископаемые, рассматривается как единое целое. В выделении продуктивных и потенциально продуктивных тектонических структур разного ранга заключается суть разномасштабных прогнозно-металлогенических построений. Иначе говоря, в основе этих построений должно быть тектоническое районирование, детальность (масштаб) которого определяется задачами исследований. Этими задачами, как нам представляется, должны определяться и принципы тектонического районирования. В этом отношении формулировки металлогенических таксонов геологами ВСЕГЕИ и ИМГРЭ отражают принципы общего металлогенического районирования, тогда как геологи ЦНИГРИ применяют и целевое тектоническое и металлогеническое районирование.

Независимо от назначения, большинство геологов считает, что тектоническое районирование на структурно-вещественной основе является наиболее продуктивным при прогнозно-металлогенических построениях, поскольку позволяет объективно отражать генетические и парагенетические связи между оруденением и тектоническими структурами. При таком подходе на второй план отодвигаются наиболее дискуссионные аспекты металлогенического анализа, такие как генезис месторождений, типы геодинамических режимов и другие, во многом зависящие от субъективных факторов.

Анализ прогнозно-металлогенических построений, основанных на разных принципах, показывает, что более эффективны и конкретны построения целевого назначения. Это связано, в частности, с необходимостью выявления и графического отображения взаимосвязей конкретных типов месторождений с тектоническими структурами, определявшими условия формирования и локализации именно этих месторождений.

Важнейшая особенность редкометальной металлогенезии заключается в том, что формирование большей части месторождений литофильных редких металлов происходило в континентальные стадии эволюции коры и по отношению к вмещающим структурам они часто являются наложенными. Соответственно, к процессам формирования этих структур эти месторождения непосредственного отношения не имеют. Их формирование и локализация определялись геодинамическими процессами, не всегда сопровождавшимися формированием тектонических комплексов, что является одной из причин выделения, например, магматитов горячих точек, не обнаруживающих связей с синхронными им тектоническими структурами.

В то же время, во многих случаях обнаруживаются взаимосвязи между редкометальными месторождениями щелочных и щелочно-гранитоидных формационных типов (горячие точки) с древними структурами рифтогенной природы, в определенные тектонические

нические эпохи испытывавшими оживление, активизацию или ревивацию и фокусировавшими эндогенную тектоническую активность, в том числе проявления редкометального щелочного и щелочно-гранитового магматизма. Иначе говоря, размещение многих редкометальных месторождений было предопределено более древними по отношению к этим месторождениям тектоническими структурами. При тектоническом же районировании общего назначения структурно-вещественные комплексы этих «древних» структур часто рассматриваются в составе интегральных структурно-формационных зон.

Нередко древние рифтогенные структуры, ответственные за формирование и локализацию более поздних редкометальных месторождений, в современном эрозионном срезе представлены лишь своими фрагментами и выделяются с привлечением геохимических, геофизических и косвенных геологических материалов. На обзорных схемах тектонического районирования такие структуры не отображаются и соответствующие им редкометальные металлогенические зоны при общем металлогеническом анализе не выделяются, пропускаются.

В качестве примера приведем Урикско-Туманшетскую зону Присаянья, выделенную на Схеме металлогенического районирования России масштаба 1:5 000 000 (ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001). Эта зона расположена между раннедокембрийским Бирюсинским выступом и Присаянским краевым прогибом, выполненным позднедокембрийским карагасско-оселочным комплексом. При такой трактовке в состав зоны включаются раннепротерозойские шельфовые комплексы, к которым относятся образования сублукской серии Урикско-Ийского грабена, подстилаемые гранито-гнейсами бирюсинской серии, аналоги сублукской серии в Бирюсино-Тагульском горсте и Туманшетском грабене, а также раннерифейские образования Кирейского грабена (кирейская серия, чернореченская свита). Последние в формационном отношении относятся к рифтогенным и подстилаются раннедокембрийскими зеленокаменными образованиями таргазайской свиты (Алтухов, 1986 и др.).

Кирейский рифтогенный комплекс отделяется от сублукского шельфового комплекса зоной Ерминско-Горхонского сквозькорового разлома, в связи с развитием которого в риффе сформировалась цепочка приразломных впадин, выполненных преимущественно терригенными отложениями ермасохинской свиты и рассматриваемых в качестве фрагментов Ермасохинского рифтогенного прогиба (Алтухов, 1980 и др.).

Нетрудно видеть, что в выделяемом объеме Урикско-Туманшетская структурно-формационная зона оказывается гетерогенной не только по строению ее верхнего яруса, но и по фундаменту, что отчетливо проявлено и в ее металлогенической зональности.

В пределах «интегральной» Урикско-Туманшетской металлогенической зоны размещаются редкометальные месторождения и проявления, генетически связанные с нижнепротерозойскими гранитными пегматитами, верхнепротерозойскими (или вендскими) карбонатитами, палеозойскими щелочными гранитоидами. Их формирование происходило в различные металлогенические эпохи, контролировалось различными региональными структурами и осуществлялось в различных геодинамических обстановках.

Формирование раннедокембрийских редкометальных гранитных пегматитов происходило в коллизионной геодинамической обстановке и контролировалось структурами шельфовых комплексов.

Карбонатитовые массивы формировались в обстановке растяжения, охватившего в конце докембраю южную и юго-западную окраины Сибирской платформы (Алтухов, 1980, 1986 и др.), а их размещение в рассматриваемом районе контролировалось Кирейской телескопированной рифтогенной зоной, активизированной в конце рифея. Предполагается, что структурно-вещественные комплексы, участвующие в строении Кирейско-

го рифта погребены под рифейскими осадочными комплексами Присаянского краевого прогиба (карагасско-оселочный комплекс) и вновь обнажаются в бассейне р. Тагул, где они участвуют в строении Бирюсино-Тагульского горста, сложенного аналогами бирюсинской серии, таргазайской свиты и кирейской серии. Раннедокембрийский зеленокаменный комплекс служит фундаментом, вероятно, и Туманшетского раннепротерозойского шельфового комплекса, куда он прослеживается прерывистой полосой из бассейна р. Хайламы (Монкressкий выступ).

Участие докембрийских зеленокаменных и рифтогенных комплексов в строении фундамента «интегральной» Урикско-Туманшетской зоны позволяет предполагать возможность формирования массивов щелочных пород и за пределами Кирейской зоны, в структурах с «зеленокаменным» фундаментом. Однако эти предполагаемые массивы либо пока не обнаружены, либо уничтожены эрозией, либо погребены под фанерозойскими комплексами. Но на их возможное присутствие (в геологическом прошлом или в настоящее время) указывают, в частности, редкометально-редкоземельные россыпи Александровской и Тегурской площадей, коренными источниками которых могли служить предполагаемые карбонатитовые массивы.

Палеозойские щелочные гранитоиды Присаянья формировались в связи с развитием Агульской нижнепалеозойской рифтогенной зоны, распространяясь далеко за пределы собственно рифтовой долины, в том числе в сегменты структур ее северо-восточного обрамления. Генетической связи между этими гранитоидами и структурами обрамления рифта, естественно, нет.

Учитывая все сказанное считаем, что при тектоническом районировании применительно к задачам редкометального металлогенического анализа структурно-вещественные комплексы Кирейской рифтогенной зоны нецелесообразно интегрировать в Урикско-Туманшетскую структурно-формационную зону (Алтухов и др., 1986). Соответственно, выделять эту зону в качестве рудоносной и перспективной на поиски месторождений, связанных не только с пегматитами, но и с карбонатитами представляется лишенным прогнозно-генетического смысла, что искусственно придает этой зоне смысловой ранг более мелкомасштабного металлогенического таксона.

Такие же недостатки обнаруживаются и в отношении месторождений, генетически связанных с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами Кольского региона, щелочными и щелочно-гранитоидными породами Сангилены и т.д.

Очевидно, что структуры, фокусировавшие в литосфере проявления наложенных плюм-тектонических процессов, определявшие условия формирования и контролировавшие размещение месторождений щелочного и щелочно-гранитного типов, должны выделяться в самостоятельные металлогенические зоны подобно тому, как это делают геологи ЦНИГРИ применительно к месторождениям алмазов и как это ранее практиковалось в ИМГРЭ (Алтухов, 1980, 1986, 1997 и др.).

С учетом цитированных выше формулировок предлагаются следующие определения редкометальных металлогенических таксонов (применительно к эндогенным месторождениям).

Редкометальная металлогеническая провинция – это совокупность ареалов различных типов редкометальных магматических и рудных формаций в пределах структур с однотипным фундаментом в ранге естественных геоблоков древних платформ (щиты, области платформенных плит и т.д.), складчатых областей или их крупных частей (трансрегиональные структуры). Формирование редкометальных магматитов в этих структурах могло происходить в различные металлогенические эпохи и в разнообразных геодинамических обстановках.

Крупные части трансрегиональных структур, различающиеся особенностями их однотипного фундамента, либо слагающих их структурно-вещественных комплексов и заключающие своеобразные вертикальные и (или) латеральные ряды редкометальных магматических формаций и связанного с ними оруденения, выделяются в **редкометальные металлогенические субпровинции или мегазоны**.

Редкометальная металлогеническая зона – это пространственный таксон, заключающий ареалы родственных и пространственно сопряженных редкометальных магматических и рудных формаций одного тектономагматического цикла, сформировавшихся в определенной тектонической и геодинамической обстановках как в пределах одной структурно-формационной зоны, так и наложенных на структуры смежных тектонических зон. Среди редкометальных металлогенических зон наиболее распространены явления зоны, сформированные коллизионными и рифтогенными магматитами.

Редкометальные разности коллизионных гранитоидов обычно формировались в окраинно-континентальных, а также в энсиалических пририфтогенных и других зонах. Локализация же этих гранитоидов и связанных с ними пегматитов часто осуществлялась в структурно-вещественных комплексах зеленокаменных поясов и рифтогенных прогибов в связи с благоприятными для этого условиями (большая возможность для выдвижения гранитоидных магм по листрическим и иным разломам, более проницаемая обстановка из-за характерной для этих комплексов кливажированности, наличие геохимических барьеров и др.). Иначе говоря, источники родоначальных редкометальных гранитоидных магм в ряде случаев предполагаются за пределами тектонических комплексов зеленокаменных поясов и рифтов, в сегментах смежных с ними структур.

Геологическими эквивалентами большей части металлогенических зон, сформированных магматитами глубинного происхождения, являются линейные (нередко ветвящиеся) сквозькоровые структуры рифтогенной природы, часто телескопированные или неоднократно активизировавшиеся и фокусировавшие процессы коро-мантийного взаимодействия не только в эпоху их формирования, но и в ходе последующей геологической истории.

Площади металлогенических зон от тысяч до десятков тысяч квадратных километров. Протяженность некоторых разломных зон до 1000 км и более.

Редкометальный рудный район – это продуктивная или потенциально продуктивная часть металлогенической зоны или подзоны, металлогеническая специализация которой рассматривается на уровне редкометальной рудной формации. Геологическим эквивалентом рудного района является структурно-вещественный комплекс одной из региональных структур (активизированный микроконтинент, рифтогенный прогиб и т.д.). Характерные размеры – от нескольких сотен до нескольких тысяч квадратных километров.

Редкометальное рудное поле – это ареал одновозрастных и однотипных редкометальных месторождений или проявлений, связанных с формированием рудоносных магматитов в конкретной геодинамической и локальной тектонической обстановках (конседиментационный блок активизированного микроконтинента, прибрежная, наиболее приподнятая часть рифта, в том числе телескопированного, выступ дорифтового фундамента, террейн и т.д.). Площадь рудных полей от первых сотен до первых тысяч квадратных километров.

6. РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В связи с актуальностью проблемы докембрийских континентов и микроконтинентов напомним, что наряду с древними платформами – крупными фрагментами докембрийских суперконтинентов, в современной структуре складчатых поясов Мира заключено множество микроконтинентов. Проблемы строения фундаментов последних и возраста слагающих их структурно-вещественных комплексов в настоящее время активно обсуждаются и исследуются изотопно-геохимическими методами. Для решения этих проблем важное, порой принципиальное значение имеют металлогенические критерии, обычно не учитывающиеся при глубинно-тектонических и палеогеодинамических реконструкциях.

Сравнительный металлогенический анализ различных геоструктур Мира свидетельствует о том, что разновозрастные магматические формации щелочных формационных типов, а также щелочно-гранитоидные формации и генетически связанные с ними редкометальные месторождения ниobia, тантала, редких земель, циркония и других редких металлов широко проявлены только в тектонических областях с раннедокембрийской континентальной корой в их фундаменте. В этих областях, как правило, отсутствуют ртутные и ртутьсодержащие месторождения (Алтухов, 1997 и др.). Минерагеническая однотипность подобных областей, несмотря на известные различия в строении их верхних структурных этажей, определяется их принадлежностью к фрагментам докембрийских суперконтинентов.

Применительно к задачам редкометального металлогенического анализа наиболее существенные отличия между структурами континентов и микроконтинентов заключаются в неодинаковой степени переработки их фундаментов фанерозойскими тектономагматическими процессами. Этим, по-видимому, определяются и особенности их редкометальной металлогенезии, наиболее выразительно проявившиеся именно в фанерозойские металлогенические эпохи.

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В последние годы при изучении докембрийских микроконтинентов с использованием изотопно-геохимической информации рядом исследователей пересмотрены возраст их фундаментов, время проявления метаморфизма, возраст гранитоидов. Кардинальному пересмотру подвергается, в частности, строение Саяно-Тувинского, Западно-Забайкальского и других регионов юга Сибири, объединявшихся ранее в Саяно-Байкальскую эпикратонную складчатую систему. Согласно некоторым новым интерпретациям в ее пределах не обнаруживается древних микроконтинентов и раннедокембрийской континентальной коры вообще. Между тем, именно в структурах юга Сибири сформировалась крупнейшая в Мире провинция щелочных и щелочно-гранитоидных пород и многочисленные, в том числе уникальные по запасам месторождения редких металлов. Редкометальные провинции рассматриваемых регионов не только в главных чертах, но и во многих деталях сходны с редкометальными провинциями Сибирской и Восточно-Европейской платформ: Присаянско-Енисейской, Карело-Кольской, Алданской и другими (Алтухов, 1991). В то же время, упомянутые региональные структуры и редкометальные металлогенические провинции практически стерильны в отношении

ртутной минерализации. Это, несомненно, свидетельствует об участии тектонически и петрохимически зрелой докембрийской континентальной коры в строении упомянутых регионов. Наряду с другими геологическими аргументами это свидетельствует и о том, что докембрийские складчатые сооружения юга Сибири являлись составными частями позднедокембрийского суперконтинента. Ранее они именовались складчатыми сооружениями рифей или протерозоид, испытавшими в неогее не одинаковую переработку в различных сегментах. Особенности этой переработки коррелируются со своеобразием минерагении конкретных регионов. Отсюда следует, что минерагенические критерии могут выполнять контрольную функцию при глубинно-тектоническом районировании. Все это позволяет считать, что историко-геологические и минерагенические критерии являются более весомыми, нежели иногда не согласующиеся с ними геохимические, в том числе изотопно-геохимические материалы. Необходимы дополнительные углубленные геологические и изотопно-геохимические исследования с целью согласованного решения проблем изотопной геохимии, тектоники и металлогении, а также выявления факторов, влияющих на результаты изотопно-геохимического изучения тех или иных геологических образований.

Заметим, что изотопия неодима, широко использующаяся в последние годы для тектонических построений, позволяет делать выводы о строении коры лишь в местах формирования магматических очагов, но не об ее общем глубинном строении. Формирование же очагов гранитоидной магмы часто происходило, видимо, из реститовой коры, подвергавшейся преобразованию в различные эпохи тектогенеза, на что указывают, в частности, данные детального цирконометрического анализа. Соответственно, в палеозойских гранитоидах ряда докембрийских регионов юга Сибири по изотопам неодима не фиксируется древняя континентальная кора, что противоречит, однако, историко-геологическим и минерагеническим материалам, указывающим на ее вероятное существование.

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ МЕТАЛЛОГЕНИИ РТУТИ И СУРЬМЫ

Важную информацию о глубинном строении коры и участии в нем докембрийских образований дают месторождения ртути и сурьмы. Ранее было показано (Алтухов, 1997 и др.), что в структурах древней континентальной коры ртутные месторождения формировались редко и только в связи с рифтами и авлакогенами при наличии в слагающих их вещественных комплексах геохимических барьеров (месторождение Никитовка Донецкого авлакогена и др.). Региональное распространение монометальной ртутной минерализации характерно для тектонических регионов, в строении которых отсутствуют структурно-вещественные комплексы раннедокембрийского фундамента или локально развиты докембрийские террейны (Алтайская, Западно-Саянская, Сахалинская, Камчатская, Удско-Шантарская, Сихотэ-Алинская и другие ртутьоносные провинции), а также для регионов с редуцированной докембрийской корой (Чукотская, Восточно-Забайкальская и другие области).

Сурьмяные месторождения характерны для регионов со слабо гранитизированной, а также редуцированной древней континентальной корой. Формированию этих месторождений благоприятствовали мезо-кайнозойские рифты, в том числе рассеянные по площади. Локализация же месторождений сурьмы происходит преимущественно в прибрежных участках рифтов и в надразломных зонах активизированного фундамента. Таковы Восточно-Забайкальский, Верхоянско-Колымский, Чукотский и другие регионы Востока Азии. В связи с процессами мезозойской тектономагматической активизации здесь возникли уникальные по запасам месторождения в Южном Китае (Сигуаншань и

др.), крупные сурьмяные месторождения в Якутии (Сарылах, Сентачан и др.), а также многочисленные месторождения в Восточном Забайкалье (Солонеченское и другие). Все вместе они образуют Чукотско-Китайский сурьмяно-рудный металлогенический пояс (Алтухов, 1997).

Таким образом, металлогенические критерии, наряду с другими должны использоваться при глубинно-тектоническом районировании и палеогеодинамических реконструкциях, то есть при региональном геологическом изучении структур. С учетом этих критериев можно более обоснованно и достоверно наметить в современных координатах контуры докембрийских континентов или их разновеликих частей – микроконтинентов, в той или иной степени сохранившихся после этапов позднедокембрийской и фанерозойской переработки.

Выводы

1. Эндогенные редкометальные месторождения формировались в континентальные стадии эволюции земной коры, преимущественно в геодинамических обстановках коллизии, рифтогенеза и термотектогенеза.

2. Общее сходство докембрийских редкометальных металлогенических эпох на различных континентах, отражающее базисную роль древней континентальной коры в редкометальной металлогенезе, позволяет с единых позиций производить оценку рудного потенциала энсиалических провинций и зон. Оно позволяет также осуществлять прогнозирование и поиски редкометальных месторождений на основе единых критериев, в том числе с учетом «недостающих» минерагенических звеньев в тех или иных регионах.

3. Редкометальные металлогенические эпохи впервые ранжированы по генетическому содержанию. Выделены эпохи глобального и регионального рангов. Металлогенические эпохи глобального ранга совпадают с рубежами суперконтинентальных циклов или циклов Вилсона, обусловленных процессами общемантийной конвекции. Тектоническими следствиями этих циклов являлись формирование и распад четырех главных суперконтинентов в истории Земли. Эти металлогенические эпохи отличаются наибольшей продуктивностью.

Металлогенические эпохи регионального ранга соотносятся с тектоническими и геодинамическими циклами Берграна, обуславливавшимися процессами верхнемантийной конвекции. В рамках этих циклов происходило лишь частичное закрытие океанических бассейнов, формирование относительно небольших сегментов ювенильной фанерозойской континентальной коры, раскрытие малых океанических бассейнов, а также тектоно-магматическая переработка окраин ранее созданных континентов. В ресурсном отношении эпохи регионального ранга менее продуктивные. Лишь единичные месторождения таких эпох являются относительно крупными.

Глава 2. ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

За методическую основу выделения и типизации редкометальных металлогенических провинций принято два главных критерия: связь редкометальных магматических формаций с определенными типами региональных структур фундаментов платформ и складчатых областей и особенности распределения эндогенных месторождений литофильных редких металлов в структурах континентальной коры. С учетом этих критериев на территории России выделяются две группы и пять типов редкометальных провинций (рис. 3).



Рис. 3. Схема размещения редкометальных металлогенических провинций России.
Масштаб 1:30 000 000. Составил Е.Н.Алтухов.

Металлогенические провинции энсиалической группы: 1-3 – комплексные, (1 – фундаментов древних платформ, 2 – чехлов древних платформ, 3 – складчатых областей); 4-5 – специализированные провинции складчатых областей с металлогеническим трендом (4 – бимодальным, 5 – незавершенным). *Металлогенические провинции энсиматической группы:* 6-7 – специализированные провинции складчатых областей с металлогеническим трендом (6 – бимодальным, 7 – неполным гранитогенным), 8 – ограничения металлогенических провинций.

1. ПРОВИНЦИИ ЭНСИАЛИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Редкометальные металлогенические провинции древних платформ и эпикратонных складчатых областей объединяются в группу энсиалических. По особенностям строения и вещественного состава древней континентальной коры их фундаментов выделяется три типа энсиалических провинций.

К первому типу относятся провинции древних платформ и некоторых складчатых областей, докембрийская кора которых в неоге не подвергалась масштабным глубинным преобразованиям. В то же время, отдельные их зоны (преимущественно совпадавшие с гранит-зеленокаменными областями) неоднократно вовлекались в рифтогенез и реювенацию с формированием магматических комплексов мантийного и корового происхождения. В подобных провинциях разновозрастные редкометальные месторождения разнообразны как по спектру металлов, так и по генетическим типам и масштабам оруденения. Соответственно, месторождения этих провинций образуют полный литофильный металлогенический тренд, свидетельствующий о гетерогенности источников их рудного вещества. Этими источниками являлись, очевидно, как мантийные магматические резервуары (редкие земли, ниобий, цирконий и др.), так и древняя континентальная кора (литий, бериллий, tantal и др.). Таким образом, металлогенические особенности провинций первого типа определялись не только рекурентным коро-мантийным взаимодействием, но и изначальной обогащенностью древнего субстрата многими редкими металлами. К этим комплексным и наиболее продуктивным провинциям относятся Ка-

рело-Кольская, Присаянско-Енисейская, Южно-Сибирская, Алданская, Верхоянско-Колымская и другие в пределах Лавразии и многочисленная группа провинций Гондваны.

К первому типу отнесены и провинции чехлов древних платформ, заключающие редкометальные месторождения лишь щелочного ряда. Эти месторождения часто интерпретируют горячими точками, хотя в ряде случаев очевидна их телерифтогенная природа. Такова, например, Анабарско-Оленекская металлогеническая провинция. На основе аналогии с областями щитов предполагается, что под областями платформенных чехлов, в фундаментах древних платформ в раннем докембрии имелись возможности для формирования редкометальных месторождений и коллизионной природы. С учетом сказанного, редкометальные металлогенические провинции платформенных чехлов условно отнесены к комплексным, но с неполным металлогеническим трендом.

Несмотря на сходство металлогенических трендов, редкометальные провинции комплексного типа различаются полнотой проявления щелочного редкометального магматизма. Так, в Южно-Сибирской энсиалической провинции не выявлены щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами. Возможная причина этого заключается в блоковом строении ее коры, сформировавшемся, вероятно, уже к концу раннего докембра. Соответственно, этот сегмент континентальной коры, в отличие от крупных сегментов раннедокембрейских суперконтинентов, состоял из системы микроконтинентов, менее эффективно экранировавших глубинные тепловые потоки и флюиды. Следовательно, в мантийных резервуарах под корой микроконтинентов Южно-Сибирской провинции не происходило концентрирования значительных объемов рудного вещества и в то же время создавались условия для более интенсивного и активного проявления процессов коро-мантийного взаимодействия. Вследствие этого мантийные магмы имели здесь большую возможность ассимиляции континентальной коры, что приводило к их раскислению и снижению шансов на реализацию процессов формирования щелочно-ультраосновных карбонатитоносных магм. По этой, возможно, причине в ряде микроконтинентов сформировались лишь щелочно-габброидные ассоциации с карбонатитами и без таковых, тела линейных карбонатитов, массивы монцонитоидов и других щелочных пород мантийной группы, а также обширные ареалы щелочно-гранитоидных пород.

В сегменте менее раздробленной древней коры фундамента Верхоянской энсиалической области, в частности в ее Сетте-Дабанской зоне условия для формирования щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм оказались более благоприятными. Подобные условия создавались и под щитами древних платформ, в пределы которых глубинные щелочно-ультраосновные и карбонатитовые расплавы выдвигались преимущественно по активизированным древним рифтогенным зонам.

В отличие от щитов, под синеклизами древних платформ глубинный магматизм подавлялся мощными толщами монолитных осадочных чехлов, что приводило к суперконцентрации флюидов и мантийных дифференциаторов в мантийных резервуарах. Прорыв таких сегментов континентальной коры глубинными щелочными магмами происходил, вероятно, преимущественно по ослабленным зонам рифтогенной, надрифтогенной или иной природы. Соответственно, мантийные магмы выдвигались в верхние ярусы земной коры телескопированно, с «остановками» в промежуточных магматических камерах. Это способствовало формированию дифференцированных магматических тел, иногда заключающих крупные и гигантские запасы редких металлов.

Таким образом, различиями в строении коры главных структур древних платформ и микроконтинентов представляется возможным объяснить свойственную им металлогеническую зональность. В глобальном плане эта зональность заключается в приуроченности кимберлитов преимущественно к центральным частям древних платформ,

лампроитов и карбонатитов щелочно-ультраосновных пород – к их щитам и «монолитным» микроконтинентам складчатых областей, щелочно-мафических и щелочно-салических магматитов и связанных с ними редкометальных месторождений – к активизированным окраинам древних платформ и к микроконтинентам активно развивавшихся энсиалических складчатых областей. Геометрические критерии, иногда используемые для объяснения редкометальной металлогенической зональности континентов относительно «центров» древних платформ не имеют генетического обоснования.

Ко второму типу относятся Монголо-Охотская, Буреинско-Ханкайская, Чукотская и другие редкометальные провинции, докембрийская континентальная кора которых в фанерозое подверглась глубинным деструктивным преобразованиям. На это указывают, в частности, геолого-геофизические материалы (Карсаков, 1995). Возможная причина этих преобразований заключается в тектоническом расслоении литосферы и горизонтальных перемещениях внутрилитосферных, в том числе внутрикоровых литопластин в ходе периоceanической аккреции (Белов и др., 1990). Широко распространенные в этих регионах континентальные мезозойские рифты формировались, вероятно, над маломощными (6–7 км) рифтовыми подушками, как это установлено, например, сейсмическим зондированием через Байкальскую кайнозойскую рифтовую зону по профилю Ленск-Хапчеранга. Эти подушки не имели, по-видимому, активных и устойчивых связей с материнской астеносферой. Отсюда понятны причины почти полного отсутствия в этих регионах проявлений щелочного и щелочно-гранитоидного магматизма. Эволюция редкометаллоносных магматитов здесь как бы прервана на субщелочно-гранитовом участке их тренда. Поэтому для провинций второго типа характерен *неразвитый, неполный редкометальный металлогенический тренд*, представленный преимущественно гранитогенными месторождениями лития, тантала, бериллия.

Следует отметить, что в провинциях с преобразованной континентальной корой редкометальный металлогенический тренд именно неразвитый, хотя местами и отмечаются проявления минерализации щелочно-гранитового типа. Так, единичные пункты такой минерализации известны в Приаргунье, в Урулонгуевском блоке у Краснокаменска (Монголо-Охотская провинция), в Охотском массиве (Ясчанское месторождение редких земель, ниобия) и других структурах с менее переработанной континентальной корой. Причем все эти проявления приурочены к зонам мезозойских рифтов.

Практически полное отсутствие в рассматриваемых регионах магматических пород мантийного и мантийно-корового происхождения позволяет также предполагать, что на протяжении геологической истории мантийный магматический источник под ними отсутствовал или характеризовался пассивным взаимодействием с континентальной корой и что условия для продвижения глубинных магм к поверхности Земли здесь были неблагоприятными. Предполагается, что рассматриваемый сегмент земной коры длительное время располагался над «мантийной конвективной воронкой», периодически испытывая проявление режимов сжатия, сопровождавшихся становлением поколений коровых гранитоидов. Лишь в мезозое проявились признаки воздействия мантийного плюма на континентальную кору этого сегмента литосферы, на что указывают, например, мелкие тела магматитов щелочно-гранитового состава в Приаргунье и в других районах. С этих позиций активное формирование щелочных и щелочно-гранитоидных магматитов в рассматриваемых регионах не могло быть реализовано в принципе. Этими же особенностями тектонического развития объясняются, возможно, отсутствие домезозойских гранитоидов в пределах Агинского микроконтинента, формирование мощных разрезов докембра и палеозоя в Даурской и других зонах, периодическое затягивание в погружение Аргунского микроконтинента и другие специфические черты геологического строения региона.

Предположение о мантийной конвективной воронке, развивавшейся под корой Монголо-Охотской и Буреинско-Ханкайской провинций, дополняет представление о длительно развивающемся мантийном плюме под корой Байкальской и Селенгино-Становой провинций (см. ниже). Учитывая это становится понятным, почему палеозойские тектонические процессы в соответствующих регионах, разделенных Монголо-Охотским швом, имели противоположную направленность.

К третьему типу относятся редкометальные провинции Селенгино-Станового и Байкальского регионов. Для этих регионов характерно сводовое развитие на протяжении большей части фанерозоя, сопровождавшееся разрастанием гранито-гнейсовых куполов, ареальной мигматизацией и гранитизацией. Возможная природа этих процессов заключается в длительном воздействии на континентальную кору рассматриваемых регионов гигантского мантийного диапира или плюма, как это следует из представлений Л.П.Зоненшайна, Д.В.Рундквиста, В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюка и других геологов. Этим, возможно, объясняется широкое распространение здесь разновозрастных рифтов, щелочных гранитоидов, в том числе бериллиеносных, а также нефелин-сиенитовых пород с ниобиевой, редкоземельной и циркониевой минерализацией. В то же время, в ходе перманентной гранитизации и палингенеза реститовой континентальной коры, обедненной литофильными металлами, условия для формирования редкометальных гранитов были неблагоприятными. Лишь в отдельных зонах, не охваченных тотальной гранитизацией, сформировались небольшие тела лейкократовых пегматитоносных гранитов с tantal-ниобий-бериллиевой минерализацией (месторождение Ксеньевка и др.). В телескопированных рифтогенных зонах, а также в пририфтогенных зонах этих провинций создавались условия формирования продуктивных магматитов щелочной специализации и связанных с ними месторождений (Ермаковское, Оротское, Амандакское и др.).

Для провинций третьего типа характерен тоже *неполный, но бимодальный редкометальный металлогенический тренд*, отличающийся «выпадением» или ограниченным распространением редкометальных месторождений, генетически связанных с субщелочными гранитами.

Итак, редкометальные провинции энсиалической группы сформировались на обломках докембрийских суперконтинентов, испытавших различные преобразования в ходе эпиархейской геологической истории.

Менее всего испытали преобразование структурно-вещественные комплексы фундаментов древних платформ. Вместе с тем, отдельные их геоблоки, прежде всего гранит-зеленокаменные области докембрийских щитов, впоследствии вовлекались в устойчивое коро-мантийное взаимодействие (реювенацию, термотектогенез, рифтогенез и т. п.), сопровождавшееся формированием редкометальных месторождений разнообразных генетических и минеральных типов. Соответственно, металлогенические провинции древних платформ характеризуются комплексностью – для них характерен наиболее полный ряд эндогенных месторождений Be, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, TR, Y, Zr.

Фундаменты энсиалических складчатых областей в ходе геологической истории испытали более заметное преобразование древней континентальной коры, нежели фундаменты древних платформ. Причем, это преобразование в разных областях носило неодинаковый характер и было обусловлено различными тектоническими и глубинными геодинамическими процессами. Соответственно, конкретные энсиалические области и эквивалентные им металлогенические провинции характеризуются специфическими металлогеническими трендами. Энсиалические складчатые области, заключающие крупные микроконтиненты, характеризуются полными редкометальными металлогеническими трендами, хотя редкометальные месторождения тех или иных формационных типов в конкретных провинциях пока не обнаружены.

Металлогенически специализированные энсиалические провинции отличаются от комплексных провинций аномальным тектоническим и геодинамическим развитием контролирующих их структур. Одни из них длительные отрезки геологического времени вовлекались в орогенез, гранитообразование и рифтогенез. В таких областях широко представлены месторождения щелочно-гранитового и щелочных формационных типов, но среди них крупные пока не выявлены.

Другие структуры не менее длительное время испытывали неравномерные нисходящие движения, временами прерывавшиеся сжатием и формированием гранитоидов. Для этих областей характерны только гранитогенные месторождения, среди которых редкометальные генетически связаны с лейкогранит-аляскитами и пломазитовыми гранитами.

Энсиалические металлогенические провинции заключают большинство редкометальных месторождений и большую часть запасов редких металлов России не потому, что они геологически лучше изучены, а по объективным геологическим причинам. Главной из них является участие в строении этих провинций сиалической коры докембрийских континентов и микроконтинентов, многие сегменты которых уже в раннем докембрии отличались обогащенностью редкими металлами. В то же время фундаменты этих структур выполняли экранирующую роль для мантийного тепла и флюидов, а также для формировавшихся магматических очагов мантийно-корового и корового происхождения. В ряде случаев это способствовало накоплению значительных объемов рудного вещества во внутрикоровых магматических камерах в ходе тех или иных магматических процессов (ассимиляция, фракционирование, кристаллизационная дифференциация и других). Поэтому, особенностями строения и вещественного состава древней континентальной коры определялись многие особенности проявления не только корового, но и мантийного магматизма в энсиалических областях. В более широком плане особенностями строения и состава земной коры объясняется и глобальная вещественная зональность магматических пород мантийного происхождения.

В целом, для провинций энсиалической группы характерен сквозной, хотя и прерывистый процесс формирования редкометальных месторождений, обусловленный, как полагают многие геологи, длительно развивавшимися мантийными пломами, выступающими аномальной мантии, мантийными астенолитами, мантийными валами и т.п. Над этими мантийными неоднородностями в литосфере создавались гигантские термальные аномалии, а также огромные сегменты интенсивного взаимодействия континентальной литосферы с глубинными флюидными потоками. Подобные аномалии характерны для внутренних континентальных рифтовых систем, где с ними связаны, в частности, внутрикоровые волноводы, интерпретируемые как внутрикоровые пластиобразные гранитогенные залежи (Алтухов, Гершаник, 1991; Москаleva, 1999). При такой трактовке гранитоиды волноводных зон могут заключать значительные ресурсы редких металлов и, следовательно, служить их потенциальным резервом. В этой связи в рифтогенных зонах складчатых областей наиболее эродированные блоки континентальной коры, в строении которых предполагаются «волноводные» гранитоиды геологического прошлого, могут служить объектами поисков редкометальных месторождений на глубине.

2. ПРОВИНЦИИ ЭНСИАЛИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Группе энсиалических провинций противопоставляется *группа энсиматических* редкометальных провинций. К ним относятся провинции складчатых областей с ювелирной фанерозойской континентальной корой. Щелочные и щелочно-гранитоидные

магматические формации и редкометальные месторождения распространены здесь локально и отличаются неполным развитием.

Среди энсиматических выделяются провинции двух типов – четвертого и пятого в общем ряде типов редкометальных провинций континентов.

В четвертый тип объединяются провинции межконтинентальных и окраинно-континентальных аккреционных и коллизионных складчатых областей. Эволюция их коры во многом определялась процессами в соответствующих палеоокеанах. Поэтому для них характерны формации палеоокеанических структур, заключающие микроконтиненты с редуцированными корнями. Таковы Уральская и Сихоте-Алиньская провинции с относительно крупными микроконтинентами, древняя сиалическая кора которых до соответствующих эпох редкометаллоносного магматизма испытала преобразование в результате тех или иных палеогеодинамических процессов.

В Уральском регионе редуцирование коры микроконтинентов было обусловлено, вероятно, ее пластическим растяжением и тектоническим расслоением во время позднедокембрийского и раннепалеозойского этапов континентального рифтогенеза, сопровождавшихся щелочным и щелочно-гранитоидным магматизмом, а также тектоническими срывами по границе Мохо во время позднепалеозойской межконтинентальной коллизии (Иванов, 1998; Книппер, Шараськин, 1998).

В Сихоте-Алиньском регионе деструктивное преобразование древней коры микроконтинентов происходило в результате периоокеанической аккреции (Белов и др., 1990) и других тектонических процессов.

В целом, для Уральского и Сихоте-Алиньского регионов характерна низкая зрелость фанерозойской сиалической коры и, как следствие, отсутствие или ограниченное распространение продуктивных коровых субщелочных гранитов. Редкометаллоносный магматизм представлен в этих регионах в основном локально развитыми щелочными гранитами, миаскитами, щелочно-основными и щелочно-ультраосновными породами, а также лейкогранит-аляскитами, характеризующими металлогенические зоны рифтогенного и коллизионного типов. Иначе говоря, для провинций четвертого типа характерен *антидромный бимодальный редкометальный металлогенический тренд*.

В пятый тип объединяются Алтайская и Северо-Кавказская редкометальные провинции, соотносимые с соответствующими аккреционными складчатыми областями, характеризующимися отсутствием первичного раннедокембрийского фундамента. Микроконтиненты, известные или предполагаемые в этих областях, являются, по-видимому, бескорневыми телами – террейнами. Формирование земной коры в этих регионах проходило в ходе межконтинентальной аккреции и последовательного закрытия отдельных частей палеоокеанических бассейнов. При этом, в тектонических зонах с наиболее зрелой сиалической корой, в частности, в пределах микроконтинентов, в соответствующие коллизионные этапы формировались магматиты лейкогранит-аляскитового и субщелочно-гранитового типов, с которыми связаны месторождения Be, Li, Ta. Континентальный рифтогенез и щелочной редкометальный магматизм в этих регионах в явном виде не проявились. Это позволяет говорить о незавершенности редкометаллоносного магматизма в рассматриваемых регионах и о характерном для них коровом типе редкометального металлогенического тренда. Иначе говоря, для провинций пятого типа характерен *неполный металлогенический тренд*, образованный месторождениями гранитного ряда.

Металлогенические провинции энсиматической группы по своей сути являются не редкометальными. К категории редкометальных они отнесены условно, поскольку включают редкометальные металлогенические зоны, соотносимые преимущественно с

докембрийскими микроконтинентами. За пределами микроконтинентов продуктивные редкометальные зоны в провинциях энсиматической группы не могли сформироваться в принципе, а отдельные проявления редкометальной минерализации, связанной с гранитоидами за пределами явных или предполагаемых микроконтинентов, не представляют практического интереса.

Особенностями строения и эволюции коры микроконтинентов энсиматических областей определяются специфические особенности приуроченных к ним редкометальных металлогенических зон. В некоторых зонах формировались только или преимущественно коллизионные месторождения гранитного ряда при практически полном отсутствии месторождений щелочно-гранитового типа (незавершенные гранитогенные металлогенические тренды). В других зонах создавались условия для формирования небольших месторождений и проявлений щелочно-гранитового, щелочно-основного, щелочно-ультраосновного, а также лейкогранит-аляскитового типов (бимодальные металлогенические тренды).

Продуктивность редкометальных металлогенических зон в провинциях энсиматической группы коррелируется с размерами микроконтинентов, особенностями строения и преобразования их коры в ходе формирования соответствующих покровно-складчатых областей.

Щелочные и щелочно-гранитоидные рифтогенные магматиты провинций энсиматической группы отличаются низкой продуктивностью независимо от ранга металлогенических эпох, в течение которых они формировались.

Металлогенические зоны коллизионных редкометальных гранитов в металлогенических провинциях энсиматической группы в целом тоже низко продуктивные. Лишь в локальных участках некоторых из них создавались благоприятные условия для формирования практически значимых рудных объектов.

3. О КОНВЕРГЕНЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Сравнительный анализ редкометальных провинций позволяет выделить минерагенически однотипные провинции, различающиеся строением и историей формирования. Иначе говоря, выявляются конвергентно сходные редкометальные провинции. Таковы провинции второго и пятого типов, например, Монголо-Охотская и Алтайская, характеризующиеся сходными неполными или незавершенными гранитогенными редкометальными металлогеническими трендами. Для этих провинций характерны средние и мелкие по запасам месторождения Be, Li, Cs, Ta. Однако в провинциях второго типа редкометальные гранитоиды являются анорогенными, в то время как внешне сходные с ними редкометальные гранитоиды провинций пятого типа являются коллизионными. В упомянутых примерах это, соответственно, граниты Кукульбейского комплекса и связанные с ними месторождения Этыка и другие, и граниты Чиндагатуйско-Калгутинского комплекса, заключающие месторождение Алаха и другие.

Итак, редкометальные металлогенические провинции с незавершенными трендами гранитогенных месторождений присущи тектоническим регионам двух групп, характеризующимся коренными различиями в строении и истории формирования континентальной коры. В энсиалических регионах (провинции второго типа) в фанерозое развивались процессы глубинного деструктивного преобразования древней сиалической коры. В энсиматических регионах (провинции пятого типа) в фанерозое развивались процессы формирования первичной континентальной коры. Результаты же этих противоположно направленных процессов в редкометальном отношении оказались конвергент-

но сходными. Примечательно, что в этих провинциях близкими по времени – позднемезозойскими оказались и процессы становления редкометальных гранитов.

Металлогенически сходными являются также провинции третьего и четвертого типов, несмотря на кардинальные различия в строении и истории формирования их коры. Это провинции с бимодальными металлогеническими трендами, обусловленными «субщелочногранитовым разрывом», например, Селенгино-Становая и Сихотэ-Алиньская провинции. Для них характерно отсутствие или ограниченное распространение месторождений Li, Rb, Cs, Ta, а месторождения Nb, TR, Y, Be и других редких металлов являются преимущественно мелкими по запасам. Одним из существенных различий этих провинций является характер проявления щелочного, щелочно-гранитового и гранитоидного магматизма в их пределах. В энсиалических провинциях (третий тип) эти магматиты проявлены широко и в одних зонах являются палингеными, в других – рифтогенными (Алтухов и др., 1991). В энсиматических провинциях (четвертый тип) размещение щелочных и щелочно-гранитоидных магматитов контролируется рифтогенными зонами (в том числе не явно выраженными) в пределах микроконтинентов. К микроконтинентам приурочены здесь и коллизионные гранитогенные редкометальные месторождения.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ПО РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ ПРОВИНЦИЯМ И ЭПОХАМ

Для иллюстрации объективности проведенной типизации и оценки общей продуктивности редкометальных провинций составлена таблица распределения геологических запасов редких металлов по металлогеническим провинциям (табл. 1). Геологические запасы включают как разведанные балансовые запасы, так и прогнозные ресурсы в авторском подсчете.

Таблица 1

**Геологические запасы (в %) лиофильных редких элементов
в эндогенных месторождениях главных редкометальных провинций России
(по данным на 1995 г.)**

Провинция	Тип	BeO	Li ₂ O	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
Карело-Кольская	I	10,2	14,7	20,7	40,7	13,9	21,5	91,5
Присаянско-Енисейская		18,0	30,5	35,0	15,5	17,7	16,3	–
Алданская		2,4	–	0,9	12,0	4,5	17,9	5,4
Южно-Сибирская		2,6	10,4	1,9	11,6	0,6	2,1	3,1
Верхоянско-Колымская		–	10,0	2,7	1,8	0,3	0,5	–
Анабарско-Оленекская		–	–	27,2	–	62,7	41,2	–
Тимано-Печорская		–	–	0,3	0,4	0,1	<0,1	–
Монголо-Охотская	II	26,3	23,8	0,7	14,9	–	–	–
Буреинско-Ханкайская		14,7	2,1	–	0,4	–	–	–
Байкальская	III	4,1	–	–	–	<0,1	<0,1	–
Селенгино-Становая		4,3	–	–	–	<0,1	0,1	–
Уральская	IV	17,0	–	1,7	1,8	<0,1	0,3	–
Сихотэ-Алиньская		–	–	4,1	–	–	–	–
Алтайская	V	0,4	8,5	–	0,9	–	–	–

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ПО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ПРОВИНЦИЯМ

Проведенный анализ однозначно свидетельствует о том, что подавляющая часть геологических запасов рассматриваемых металлов сосредоточена в провинциях первого типа, именуемых комплексными. Среди этих провинций по особенностям геологиче-

ского строения (наличие или отсутствие чехла осадочных отложений) наиболее благоприятными для проведения прогнозно-металлогенических и прогнозно-поисковых работ являются лишь Карело-Кольская, Присаянско-Енисейская, Алданская и Южно-Сибирская провинции, суммарная площадь которых составляет около 5% от площади России. В их пределах, а также в Анабарско-Оленекской провинции, заключающей Томторское месторождение, сосредоточено большинство рассматриваемых редкометальных месторождений и заключено от 60 до 99% геологических запасов лиофильных редких металлов.

В специализированных провинциях заключено менее половины выявленных редкометальных месторождений с суммарными геологическими запасами редких металлов обычно менее 10% (исключение составляет бериллий – около 26%). Причем редкометальные провинции энсиалической группы продуктивнее провинций энсиматической группы.

Относительно невысокая продуктивность энсиалических провинций второго типа определяется, по-видимому, глубоким преобразованием их древней континентальной коры ко времени проявления наиболее важной в фанерозое, мезозойской редкометальной металлогенической эпохи. Соответственно, региональные структуры этих провинций утратили изначальные коро-мантийные взаимосвязи, проявлявшиеся в ходе геологической истории в ослабленном виде или непроявлявшиеся вовсе. Поэтому, видимо, в этих провинциях не проявился щелочной магматизм. Их редкометальная минерагения определялась процессами плюм-тектоники, в которые они вовлекались лишь эпизодически и преимущественно в позднем мезозое.

Низкая продуктивность энсиалических провинций третьего типа определялась, по-видимому, активным формированием палингенных гранитоидов щелочной специализации, родоначальные магмы которых выплавлялись, вероятно, из реститовой древней континентальной коры, обедненной редкими металлами. Лишь в рифтогенных зонах, в том числе телескопированных, создавались условия формирования продуктивных магматитов и редкометальных месторождений, в особенности в позднепалеозойско-раннемезозойскую металлогеническую эпоху глобального ранга.

Еще более низкая продуктивность свойственна металлогеническим провинциям энсиматической группы (четвертый и пятый типы). Она обусловлена, вероятно тем, что регионального обогащения их ювенильной фанерозойской коры редкими элементами не произошло. Соответственно, большая часть коллизионных гранитоидов этих провинций не отличается высокой редкометальностью. Лишь в связи с микроконтинентами создавались условия для формирования коллизионных или коллизионно-сдвиговых редкометальных гранитов. Рифтогенный щелочной и щелочно-гранитоидный магматизм в провинциях энсиматической группы проявился локально и преимущественно в провинциях четвертого типа, в генетической взаимосвязи с относительно крупными микроконтинентами. Однако крупных месторождений в связи с этими магматитами пока тоже не выявлено.

Закономерности распределения запасов редких металлов в зависимости от типов тектонических структур, установленные на примере России, присущи и другим регионам. В целом, согласно подсчетам А.Н.Солодова, от 65 до 99% мировых запасов редких металлов заключено в эндогенных месторождениях древних платформ и энсиалических складчатых областей. В энсиматических областях сосредоточено от 1 до 35% их запасов. Характерными для них являются месторождения лития и бериллия.

Подмечены и тенденции в распределении генетических типов месторождений по глобальным структурам континентов. В провинциях древних платформ преобладают

месторождения редкометальных пегматитов, карбонатитов и щелочных гранитов. В них же, причем только в Лавразийских платформах, известны месторождения, приуроченные к агпайтовым нефелиновым сиенитам. Месторождения, генетически связанные с танталоносными гранитами, а также с бериллиевоносными микроклиновыми пегматитами, преимущественно распространены в провинциях энсиалических складчатых областей.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ПО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ЭПОХАМ

На особенности распределения редкометальных месторождений во времени обратил внимание Л.С.Бородин. Он отметил, что исходя из генетического принципа выделения коровой и мантийной групп редкометальных месторождений, можно было бы предполагать их соответствующее распределение по геоэпохам. При этом месторождения коровой группы должны были бы тяготеть к поздним эпохам, завершающим становление зрелой, полно дифференцированной коры. Напротив, для месторождений мантийной группы должна была бы быть характерна временная связь с неистощенной (недеплетированной) мантией и, соответственно, с ранними эпохами формирования континентальной коры. Однако в действительности для архея – главного и наиболее продолжительного этапа формирования континентальной коры примечательно практически полное отсутствие редкометальных месторождений как мантийной, так и коровой групп. Исключение составляют единичные пегматитовые месторождения Кольского полуострова, Западной Австралии и рудопроявления щелочно-гранитового типа Кольского региона. Иначе говоря, наиболее масштабные процессы мантийной магмогенерации при формировании коры раннедокембрийских кратонов не сопровождались формированием редкометальных месторождений литофильного металлогенического тренда. К тому же, раннедокембрийский этап эволюции коры характеризует гранулит-плагиогранитный петрохимический тренд, то есть тренд натриевого магматизма. Наиболее яркими представителями магматизма этого типа, как известно, являются агпайтовые нефелиновые сиениты и щелочно-ультраосновные породы карбонатитовых комплексов. Однако раннедокембрийский гранулит-плагиогранитный тренд завершается не Na-агпайтовыми щелочными (как это следовало бы ожидать), а Na-K известково-щелочными породами – тоналитами и трондьемитами в серо-гнейсовых комплексах гранит-зеленокаменных областей (Бородин, 1999).

Появление значительных концентраций редких элементов, вплоть до образования гигантских месторождений приходится на заключительные этапы раннего докембра, на эпохи формирования и последующего распада палеопротерозойского суперконтинента.

Геохронологические закономерности распределения запасов редкометального и редкоземельного сырья освещены в работах Л.Н.Овчинникова, А.Н.Солодова (Месторождения..., 1980 и др.) и других ученых. Согласно их выводам, основные запасы лития, цезия, иттрия и иттриевых редких земель, половина запасов бериллия сформировались в докембрии. В ходе геологического времени их запасы, в целом, снижаются. Запасы же ниobia, наоборот, нарастают в том же направлении, достигая максимума в позднем палеозое-мезозое. Запасы циркония превалируют в месторождениях фанерозоя.

Т.Ю.Усовой исследован вопрос о распределении запасов иттриевых редких земель в разновозрастных эндогенных месторождениях щелочно-гранитового типа. Кратко рассмотрим эти материалы.

Щелочные граниты архейского возраста известны только на Кольском полуострове. Однако крупных месторождений в связи с ними не образовалось. Более 91% запасов

иттриевых земель приурочено к щелочным гранитам протерозойского возраста и 9% – к фанерозойским щелочным гранитам. Среди фанерозойских преобладают мелкие метасоматические и гидротермальные месторождения.

Запасы иттриевых редких земель в месторождениях протерозойских эпох распределяются в соизмеримых количествах, что соответствует однотипному их рангу. Так, в раннепротерозойскую эпоху образовалось 33% общемировых запасов иттрия, в раннерифейскую эпоху – 21%, в верхнерифейскую эпоху – 38%. Ввиду отсутствия информации в эту оценку не включено крупное раннепротерозойское (1700 млн. лет) месторождение Мадейра в Бразилии, являющееся источником одной из крупнейших в мире россыпей. Для коренных руд этого месторождения опубликован всего 1 анализ, согласно которому содержание Y_2O_3 составляет 0,15%, что типично для рудоносных щелочных гранитов. Исходя из этого можно предположить, что запасы иттрия в рассматриваемом месторождении могут составить сотни тысяч тонн. С учетом этих данных значимость раннепротерозойской металлогенической эпохи несколько усиливается.

Распределение запасов иттрия и лантаноидов во времени соответствует эволюции их кларковых содержаний в разновозрастных щелочных гранитах. Так, по сравнению с архейскими щелочными гранитами концентрации этих металлов в раннепротерозойских гранитах почти в полтора раза выше, а в гранитах рифейского возраста – более чем в два раза выше. В фанерозойских гранитах концентрации иттрия и лантаноидов снижаются практически до уровня их содержаний в архейских гранитах.

Преимущественная приуроченность крупных иттриевоземельных месторождений к протерозойским магматическим образованиям объясняется, по-видимому, особенностями мантийной магмогенерации того времени, а также меньшей истощенностью ранней мантии Земли.

Представляет интерес выявленная зависимость между запасами и содержаниями редких земель и «магматической паузой» – длительностью перерыва между возрастом фундамента и временем формирования щелочных гранитов. В регионах с неоднократным проявлением щелочно-гранитового магматизма магматической паузой считается продолжительность перерыва между соответствующими магматическими fazами. Установлено, что чем длительнее эта пауза, тем месторождения иттрия крупнее и богаче. Так, для наиболее крупных месторождений Стрейндж-Лейк и Гурайя щелочная магматическая пауза составляет более миллиарда лет (табл. 2).

Таблица 2

Зависимость параметров месторождений от щелочной магматической паузы

Месторождение	Возраст фундамента, млн. лет	Возраст месторождений, млн. лет	Длительность магматической паузы, млн. лет	Параметры месторождений	
				Запасы, тыс. т	Содержание TR_2O_3 , г/т
Стрейндж-Лейк	<2500	1190–1270	1200–1300	100 п	до 1,9
Гурайя	~2000	1000–900	1000–1100	750	0,17
Брокмен	<2500?	1850–1890	600	200	0,12
Тор-Лейк	<2500	2060	440	10 п	0,2
Месторождения Нигерии	~650	150–200	450–500	10	0,01 п

Для фанерозойских месторождений рассматриваемого типа, размещающихся в энсиалических складчатых областях и зонах, магматическая пауза составляет не более

200–300 млн. лет, что хорошо вписывается в обозначенную зависимость. С этих позиций находят объяснение причины низкой продуктивности щелочных гранитов складчатых областей Северной Америки, Италии и других регионов.

Эта же зависимость распространяется и на большинство месторождений щелочных формационных типов. В соответствии с ней находится факт приуроченности наиболее крупных месторождений к наиболее древним сегментам коры кратонов.

Следовательно, критерий продолжительности магматической паузы необходимо учитывать при оценке рудного потенциала редкометальных месторождений мантийного и коро-мантийного происхождения.

5. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ранее было показано, что наличие древней континентальной коры является необходимым условием формирования редкометальных месторождений различных генетических групп и формационных типов. Причем формирование большей их части контролировалось явно или неявно выраженными структурами рифтогенной природы. При этом редкометальные магматиты и месторождения мантийного происхождения с рифтогенными процессами и структурами связаны генетически. Редкометальные граниты и месторождения корового происхождения с этими же процессами и структурами связаны парагенетически.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ-ГИГАНТЫ

В балансе минерально-сырьевых ресурсов редких металлов как отдельных стран, так и Мира в целом исключительную роль играет небольшое число уникальных по запасам месторождений. Так, на месторождение Араша (Бразилия) приходится более 80% мировой добычи Nb_2O_5 , на месторождение Баюнь-Обо (Китай) – 70–80% мировой добычи TR_2O_3 , на Спер-Маунтин (США) – около 70% BeO , по 20% Li_2O дают месторождения Салар-де-Атакама (Чили) и Гринбушес (Австралия), почти 80% V_2O_5 извлекается из месторождений Бушвельдского комплекса (ЮАР) и т.д. В целом, только 5% от числа разрабатываемых месторождений дают 75–90% их добычи. Отсюда очевидна необходимость целенаправленных поисков именно гигантских или уникальных по запасам новых месторождений.

Между тем, в понятие об уникальности месторождений разные геологи вкладывают неодинаковое содержание, о чем свидетельствуют, например, материалы 1-го Международного симпозиума по проблеме: «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов», состоявшегося в Санкт-Петербурге в 1996 году. Поэтому необходимо определить критерии отнесения тех или иных месторождений к рангу уникальных по запасам. В последние годы проблемы уникальных редкометальных месторождений рассмотрели Е.Д.Осокин, Е.Н.Алтухов, С.М.Кравченко (2000 и др.).

Критерии выделения уникальных месторождений. В публикациях по группировке рудных месторождений на мелкие, средние, крупные и уникальные, запасы каждой из этих групп разными геологами оцениваются неодинаково. В этой связи возникла необходимость унификации рангов месторождений по единой методике. Такая унификация выполнена для всех месторождений редких металлов России и стран СНГ (Осокин, Алтухов, Кравченко, 2000).

В России насчитывается 184 месторождения литофильных редких металлов, образующих собственные месторождения. Причем, многие из них являются комплексными,

в которых запасы учитываются по некоторым редким металлам, например, в месторождениях апатит-нефелиновых руд – по TR, Sr, Ga, Rb, Cs; в редкометально-пегматитовых месторождениях – по Be, Li, Nb, Ta, Rb, Cs.

Л.Н.Овчинников (1988) показал, что масштабы накопления металлов в рудных месторождениях в первом приближении определяются средним содержанием (кларком) каждого из них в земной коре. С этих позиций возможна ориентировочная оценка как суммарных мировых запасов, так и максимально возможных запасов тех или иных металлов в конкретном месторождении.

П.Лазничка (*Laznicka*, 1998) критерием гигантских месторождений предложил считать величину коэффициента уникальности tai – отношение запасов (в граммах) к кларку в земной коре (в граммах на тонну), превышающую 10^{11} . С учетом этого коэффициента П.Лазничка рассчитал минимальные значения запасов гигантских месторождений 11 редких металлов. По той же методике Е.Д.Осокиным были рассчитаны минимальные значения запасов еще 13 редких металлов в 1014 месторождениях Мира. Среди месторождений литофильных редких элементов параметру уникальных удовлетворяют 9 месторождений России, стран СНГ – 2 и 15 – стран дальнего зарубежья.

Выявление значительного количества месторождений уникального ранга позволяет провести сравнительный анализ их тектонической позиции и условий формирования, что необходимо при обосновании поисков новых подобных месторождений.

Среди проблем генезиса и локализации редкометальных месторождений-гигантов наиболее активно обсуждаются следующие:

- является ли формирование месторождений-гигантов экстремальным проявлением обычных рудных процессов или же это процессы особого класса?
- существуют ли эпохи формирования месторождений-гигантов?
- существуют ли определенные соотношения между количеством металлов, со средоточенных в породах того или иного региона и количеством металла, сконцентрированного в месторождениях-гигантах?
- какие структуры контролируют локализацию месторождений-гигантов?

В настоящее время геологи достигли определенного прогресса в решении этих проблем (Алтухов, 1997; Глебовицкий и др., 1998; Рундквист, Кравченко, 1996; Щеглов, 1993; Осокин, Алтухов, 1998; Осокин, Алтухов, Кравченко, 2000 и др.).

Основные формации, с которыми связаны крупнейшие редкометальные месторождения. Редкометальные месторождения-гиганты связаны, в основном, с производными щелочного мантийного магматизма, прежде всего с карбонатитами. На территории России к их числу относятся Белозиминское, Арбаастахское, Томторское, Чуктуконское. Среди зарубежных месторождений к этому типу принадлежат Баюнь-Обо, Араша и другие.

Наибольшим коэффициентом уникальности характеризуются месторождения редких элементов, принадлежащие формации агпаитовых нефелиновых сиенитов. Примером месторождений этого типа в России является Ловозерское. Подобные месторождения известны и за рубежом – Иллимаусак в Гренландии, Пилансберг в ЮАР и другие.

Месторождения формации танталоносных гранитов являются коровыми, щелочных гранитов – коро-мантийными. Коэффициент их уникальности на два порядка ниже коэффициентов уникальности месторождений мантийной группы и близки к единице (Осокин, Алтухов, Кравченко, 2000 и др.).

Эпохи формирования уникальных месторождений. Ранее было показано, что формирование месторождений уникального ранга началось в протерозое, когда впервые в истории Земли создались условия фокусирования эндогенных процессов и концентри-

рования рудного вещества как в ходе кристаллизационной дифференциации мантийных магм, так и в ходе вовлечения в анатексис и реовенацию наименее рециклированных метаосадочных протолитов.

В свете новых данных благоприятные условия для формирования наиболее крупных редкометальных месторождений возникали преимущественно в эпохи создания и распада суперконтинентов. Поэтому, вероятно, крупнейшие редкометальные месторождения размещаются в пределах докембрийских континентов и микроконтинентов. При этом большая часть крупных эндогенных редкометальных месторождений принадлежит к группе мантийных, формировавшихся в связи с мантийными плюмами и континентальными эпиархейскими рифтогенными структурами.

Большое значение в формировании гигантских концентраций металлов, в том числе редких, имел **фактор длительности** формирования месторождений. Наиболее выразительно эта закономерность проявлена в зонах телескопирования рудно-магматических процессов. Например, уникальное урановое месторождение Алигейтор Ривер в Австралии сформировалось в ходе средне-, позднепротерозойских и вендского этапов рудогенеза. Около 500 млн. лет, хотя и с паузами, происходило формирование месторождения Томтор.

Существенную роль в возникновении гигантских концентраций металлов играли постмагматические, а также автометасоматические процессы, протекавшие в эпохи тектонического покоя. Так, в результате микроклинизации, альбитизации, мусковитизации и окварцевания щелочных гранитов месторождения Улут-Танзек содержания Та возросли в 75 раз, Rb – в 66, щелочей – в 25, Zr – в 16, Hf – в 35 по сравнению с неизмененными щелочными гранитами этого же месторождения.

При оценке уникальности месторождений представляется целесообразным учитывать наличие в них собственных редкометальных минералов. Это особенно существенно при оценке качества редкометальных руд, а также при сопоставлении с рудными объектами, в которых громадные запасы в рудах обусловлены концентрациями металлов не только в собственно редкометальных минералах. В этом отношении показательно, например, сравнение апатитовых руд Хибинского массива с крупнейшими собственно редкометальными месторождениями типа Маунтин-Пас, Баюнь-Обо и другими.

При разработке общих прогнозно-металлогенических критериев поисков крупных и уникальных месторождений особое значение приобретает **критерий полихронности** их формирования в связи с возможностью проявления наложенных на первичные руды экзогенных процессов и образования рудных залежей, вторично обогащенных редкими элементами. Таковы уникальные редкометальные месторождения Бразилии, Австралии и других регионов. В России в настоящее время лишь месторождение Томтор отвечает этому критерию. Оно отличается гигантской общей концентрацией металлов в породах и рудах месторождения, содержаниями в природном концентрате, особенно в мощной коре выветривания, преобразованной эпигенетическими процессами.

Закономерности размещения крупнейших редкометальных месторождений. Почти все редкометальные месторождения-гиганты так или иначе связаны с длительно развивавшимися континентальными рифтогенными зонами, фокусировавшими глубинные флюидные и тепловые потоки, а также рудоносные магмы (Алтухов, 1993, 1995; Щеглов, 1993 и др.). В мантии Земли этим зонам соответствовали крупнейшие неоднородности. Таковыми являлись мантийные плюмы, диапиры, гребни поверхности Мохо. В современной мантии Земли последние выявлены, например, под Сибирской платформой Н.М.Чернышевым и Л.И.Бокой (1983). Формирование мантийных гребней, как и их тройных сочленений, объясняется взаимодействием нижне- и верхнемантийных конвек-

тивных ячей (Кравченко, Шахотько, 1996). Согласно данным С.М.Кравченко и В.Е.Хаина (1996) в районах проекций узлов тройных сочленений конвективных ячей на дневную поверхность локализованы разновозрастные и разнотипные месторождения-гиганты. Такова позиция Норильского, Томторского, Чуктуонского и других месторождений.

Первостепенная роль мантийных процессов в формировании и локализации уникальных месторождений не вызывает обычно сомнений. Однако возникает необходимость объяснения пространственного совмещения докембрийских месторождений с проекциями на поверхность Земли современных мантийных неоднородностей. Иначе говоря, учитывая генетическую взаимосвязь древних месторождений с неоднородностями современной мантии Земли необходимо признать, что крупнейшие мантийные неоднородности существовали уже в докембре и что в течение, по крайней мере, всего фанерозоя крупные сегменты земной коры характеризовались неизменностью взаимных коро-мантийных координат.

Локализация крупных редкометальных месторождений как коровой, так и мантийной групп происходила на наиболее выраженных или контрастных геохимических барьерах. Такова позиция редкометальных месторождений пегматитового типа, размещающихся среди мафических комплексов зеленокаменных поясов (Колмозерское, Вишняковское месторождения). Подобная позиция, но с «противоположным знаком» присуща редкометальным месторождениям щелочных формационных типов (Томторское, Ловозерское, Белозиминское и другие месторождения).

Итак, гигантские месторождения редких элементов – это самостоятельный класс месторождений, коэффициент уникальности которых tai превышает 10^{11} . В размещении большей их части выявляется суперпозиция, то есть сочетание нескольких важнейших факторов, благоприятствовавших их формированию и локализации в континентальной коре. Главнейшими из них являлись:

- связь с сегментами древней геохимически зрелой сиалической коры,
- связь с мантийными пломами,
- преимущественно докембрийское время зарождения материнских магматических очагов,
- длительное поддержание рудно-магматического процесса мантийными источниками энергии, тепла и вещества,
- геодинамические режимы телескопированного рифтогенеза и реювенации,
- проявление постмагматических процессов на фоне тектонически стабильной обстановки,
- приуроченность к массивам агпайтовых нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Специфическими особенностями гигантских месторождений являются: высокая степень дифференциации, восстановительный характер рудогенерирующих растворов, мантийная изотопия элементов. Все это свидетельствует о преобладающем мантийном источнике рудного вещества уникальных редкометальных месторождений.

О ГЛОБАЛЬНОЙ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Сравнительный анализ вещественного состава карбонатитовых комплексов различных континентов свидетельствует о существовании глобальной зональности редкометальных щелочных магматитов. По данным Л.С.Бородина в щелочных провинциях России преобладающим распространением пользуются щелочно-ультраосновные

комплексы. В щелочных провинциях Канады, США, ЮАР не менее широко распространены карбонатиты в ассоциации с щелочными и нефелиновыми сиенитами. В провинциях Бразилии и Анголы ийолиты и другие щелочно-ультраосновные породы практически отсутствуют. В этих случаях наблюдаются парагенезисы карбонатитов с фенитами и щелочными апофенитовыми сиенитами.

Своеобразие щелочных магматитов на отдельных континентах позволяет предполагать некоторую вещественную индивидуальность породивших их мантийных пломов и сопровождавших их глубинных процессов. Отсюда следует, что суперконтиненты представляли собой тектонические агломерации, под составными частями которых – кратонами практически одновременно развивались мантийные пломы с разными химическими свойствами.

Явно выраженной глобальной или региональной вещественной зональности щелочных гранитоидов пока не подмечено, поскольку они характеризуются геохимическим постоянством в принципиально разных геологических обстановках.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОВОГО ТИПА

Приуроченность к плечам рифтогенных зон. Примерами могут служить крупнейшие редкометальные месторождения Канады и России.

Плутон Блэчфорд-Лейк (кратон Слейв, Канада), вмещающий месторождение Тор-Лейк, приурочен к зоне сочленения зеленокаменного пояса (группа Йеллоунайф) с поясом архейских гранитоидов.

Катугинское месторождение расположено в зоне сочленения активизированного зеленокаменного пояса Становой области с блоком гранито-гнейсов Алданского щита.

Приуроченность к зонам зачаточного рифтогенеза. Таковы месторождения Брокмен Австралии, месторождение Гурайя и другие Саудовской Аравии, Арысканская месторождение России и другие.

Месторождение Брокмен сформировалось в структурах раннепротерозойской складчатой зоны Холлс-Крик. Структуры этой зоны обрамляют с юго-востока архейский блок Кимберли Северо-Австралийского щита, перекрытый раннепротерозойской толщей одноименной платформенной впадины. Среди отложений, слагающих зону Холлс-Крик, имеются силлы и дайки основных и ультраосновных пород, заметную роль играют вулканиты контрастной базальт-липаритовой формации. С кислыми вулканитами толщи Уайтуотер ассоциируют редкометальные щелочные граниты, возраст которых 1850–1890 млн. лет. Учитывая формационные особенности структурно-вещественного комплекса Холлс-Крик, формирование редкометальных щелочных гранитов связывается с процессом зачаточного рифтогенеза, нереализовавшегося в классическом выражении.

В Саудовской Аравии щелочные граниты сформировались в структурах поздних рифей, входящих в состав фундамента Аравийско-Нубийского или Арабского щита. Их внедрение связывают с формированием разломов системы Неджд на фоне растяжения континентальной коры, нереализовавшегося, однако, формированием явно выраженной рифтовой долины. Особенно многочисленны эти разломы в пределах плиты Мидиан, где расположено самое крупное месторождение щелочно-гранитового типа Гурайя и относительно небольшое месторождение Джабаль-Тавлах. Внедрение щелочных гранитов последовало практически вслед за возникновением неократона и с некоторыми перерывами продолжалось до середины нижнего ордовика (от 660 до 480 млн. лет).

Таким образом, несмотря на разницу в возрасте, тектоническая позиция щелочных гранитов Саудовской Аравии и Австралии сходная. Их формирование происходило практически вслед за коллизией и было связано с зарождением процессов растяжения континентальной коры. В Австралии это растяжение было обусловлено проявлением глобального процесса распада эпиархейского суперконтинента. В Саудовской Аравии формирование щелочных гранитов происходило в связи с зарождением процессов распада Гондваны.

В зоне выклинивания рифта сформировалось нижнепалеозойское Арысканско месторождение в Северо-Восточной Туве.

На Присаянской окраине Сибирской платформы в активизированной раннепалеозойской рифтогенной зоне сформировалось нижнепермское Зашихинское месторождение.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЯСОВ ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗА

Интерес к изучению процессов тектоно-термальной переработки фундаментов древних платформ вызван тем, что с ними связано формирование многих крупных месторождений различных полезных ископаемых, не исключая редкометальные.

По мнению Е.Е.Милановского, Д.В.Рундквиста, Н.Л.Добрецова, Х.Вайн-Эдвардса и других ученых активизация стабильных геоструктур является следствием воздействия мантийных пломб на земную кору. Одно из проявлений этого процесса – формирование поясов тектоно-термальной переработки или термотектогенез. На протяжении геологической истории тектоно-термальной переработкой были охвачены огромные сегменты земной коры Южной и Северной Америки (Атлантический пояс), Африки (Мозамбикско-Красноморский и Ливийско-Нигерийский пояса), Индостана (Восточно-Гатский пояс и др.), Австралии (пояс Олбэни-Фрезер и др.), Антарктиды, Восточной Сибири (Становой пояс) и других регионов. Обычно эти процессы проявлялись неоднократно в пределах одних и тех же геологических структур. Активнее всего они происходили в позднем докембрии на материках Гондваны, но более масштабно – в Восточной Африке и Аравии.

Предполагается, что при воздействии мантийного пломба на континентальную кору происходило ее ареальное утонение и повышение проницаемости. Аномальное сокращение мощности коры в поясах тектоно-термальной переработки приводило к прорыву материала деплетированной мантии и повышению термального градиента в отдельных зонах. Поэтому формами верхнекорового проявления термотектогенеза являлись внутренконтинентальный рифтогенез (преимущественно телескопированный) в явно или неявно выраженных формах, ультраосновной (основной) – щелочной, кимберлитовый и щелочно-гранитоидный магматизм, образование палингенных гранитоидов. Следствием этого явилось совмещение в поясах термотектогенеза контрастных комплексов пород, в том числе карбонатитовых и щелочно-гранитоидных, а также широкое развитие полей мигматитов и гранитных пегматитов. Наиболее показателен в этом отношении Мозамбикско-Красноморский пояс тектоно-термальной переработки древнего фундамента Африканской платформы. На его территории известны редкометальные месторождения, генетически связанные с карбонатитами, гранитными пегматитами, щелочными гранитами.

Позднепротерозойские карбонатиты щелочно-ультраосновных комплексов распространены на северо-западе Убендейской складчатой системы (восточный берег оз. Таньганьика) в протяженной линейной зоне. В основном это интрузивы кольцевого типа. Карбонатиты содержат минерализацию стронция, ниobia, редких земель и радиоак-

тивных металлов. Вмещающие их гнейсы и кристаллосланцы нижнего протерозоя фенитизированы и карбонатизированы.

Позднепротерозойско-раннепалеозойские карбонатиты щелочно-габброидной формации развиты в Красноморских горах Судана и Восточной пустыне Египта. Они образуют дайки, штоки и кольцевые тела. С ними связана апатит-циркон-пирохлоровая минерализация. Вмещающие их гнейсы и кристаллосланцы фенитизированы и карбонатизированы.

Линейные карбонатиты развиты на территории Южного Йемена, где образуют Лоудорское карбонатитовое поле. Они содержат барит-апатит-пирохлор-монацитовую минерализацию и сопровождаются калиевыми фенитами и флогопит-карбонатными метасоматитами.

Промышленные редкометальные месторождения карбонатитового типа в Мозамбикско-Красноморском регионе известны на территории Уганды (Тороро и Сукулу), Кении (Мрима Хилл), Малави (Иломба-Наченджвайя Хилл) и Танзании (Панда Хилл).

Редкометальные гранитные пегматиты чрезвычайно широко развиты в Мозамбикско-Красноморском поясе. Ареалы их распространения совпадают с ареалами развития карбонатитоносных комплексов.

Пегматиты позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста (670–500 млн. лет) локализованы в глубоко метаморфизованных породах Мозамбика, Танзании, Кении, Уганды, Сомали, Судана, Египта и Йемена. Обычно они не имеют видимой связи с какими-либо гранитными комплексами. Выделяются пегматитовые поля с промышленным мусковитом и (или) уран-редкоземельной минерализацией, керамических пегматитов с редкоземельной и tantal-ниобиевой минерализацией и берилл-колумбитовых пегматитов. Максимальным развитием пользуются керамические пегматиты. Намечается пять пегматитовых провинций: Эфиопско-Сомалийская, Замбийско-Кенийская, Зимбабве-Мозамбикская, Мадагаскарская и Южно-Йеменская.

Эфиопско-Сомалийская пегматитовая провинция наиболее однородная. На территории от Красного моря до Кении известны единичные поля мусковитовых, редкометальных и керамических пегматитов. В Эфиопии редкометальные пегматиты с бериллиевой минерализацией известны в провинциях Эритрея и Сидамо, а в Сомали – в Сигибском и Дарбурук-Иссутуганском районах (колумбит-монацит-ксенотит-торитовая минерализация).

Замбийско-Кенийская пегматитовая провинция отличается широким развитием пегматитовых полей от юга Замбии до севера Уганды. Здесь широко представлены позднепротерозойские пегматиты с tantal-ниобиевой и редкоземельной минерализацией. Редкометальные пегматиты известны на территории Уганды (районы Кигези, Анколе, Менго и другие), Руанды (районы Гатумба, Мугамбази, Кигали и другие), Восточного Заира (район Маноно-Китотоло).

Зимбабве-Мозамбикскую провинцию характеризуют редкометальные пегматиты с эвксенитовой, монацитовой, бетафитовой и ортитовой минерализацией, широко распространенные в Зимбабве (районы Бикита, Солсбери, Мотобо, Умтали и другие) и Мозамбике (более 60 пегматитовых полей в районах Ньяса, Тете, Ламае, Леонора и других).

Мадагаскарская пегматитовая провинция – одна из известнейших в мире. На ее территории выделяется северная группа пегматитовых полей с бериллий-литий-камнецветной специализацией (Бетанимена, Ампандракели, Берере и другие) и южная группа – с ниобий-тантал-редкоземельно-уран-ториевой и бериллиевой специализацией (Фидиран, Амбатофотсикели, Антанетибе и другие). На месторождениях Амберо, Андраногоака, Томбоариво, Амбохимизараханина, Антанетивазаха, Алаканиси и Амбохинари

минерализация пегматитов представлена самирезитом, эвксенитом, бетафитом, фергусонитом, орбитом, самарскитом, оранжитом и колумбитом. В районе Форт-Дофина развиты уран-ториевые пегматиты. Для пегматитовых полей Мадагаскарской провинции характерно необычайно высокое насыщение вмещающих пород пегматитовыми телами и крупные размеры самих полей. Так, площадь пегматитового поля Ампадрамаика до 750 км^2 .

Южно-Йеменская пегматитовая провинция выявлена сравнительно недавно и изучена слабо. Отличается однообразием минеральных типов пегматитов. На территории Йеменской Республики в пределах Махвидского докембрийского выступа (Аравийско-Нубийский щит) известны поля керамических пегматитов, связанных с Сайдским комплексом субщелочных гранитов. В пегматитах отмечается эвксенитовая, ксенотимовая, монацитовая, циртолитовая и уранинит-торитовая минерализация. Наиболее крупные пегматитовые поля развиты в районе города Нисаб ($700-900 \text{ км}^2$) и на водоразделе вади Сабиб и Барха (400 км^2).

В пределах всех пегматитовых провинций Мозамбикско-Красноморского пояса пегматитообразование сопровождалось интенсивной порфиробластической микроклизацией вмещающих метаморфических пород.

С формацией щелочных гранитов региона связано редкометальное оруденение альбит-грейзенового типа. Большее количество месторождений выявлено в Восточной пустыне Египта и в Саудовской Аравии. Это месторождения Гурайя, Абу Дабаб, Умм Накат, Нулейби, Абу Рушейд и другие. Оруденение приурочено к позднепротерозойско-раннепалеозойским альбитизированным, грейзенизованным и окварцованным щелочным гранитам (вторая фаза позднегаттарского комплекса), слагающим штокообразные массивы площадью до 10 км^2 . Метасоматиты содержат tantalит, колумбит, олово, висмутин. Аналогичная минерализация известна в юго-западной части Южного Йемена. Здесь в экзо- и эндоконтактах Мукеярасского массива щелочных гранитов позднепротерозойско-раннепалеозойского Абирского комплекса развиты альбитизированные и окварцеванные породы с геохимическими аномалиями ниобия, редких земель, бериллия и олова. В меньшей степени развиты грейзенизованные и минерализованные субщелочные граниты (первая фаза позднегаттарского комплекса) и их пегматиты.

Тектоническая позиция рассматриваемых месторождений щелочно-гранитного типа определяется зонами зачаточных рифтов – одной из форм выражения в земной коре наиболее эволюционно продвинутых процессов термотектогенеза.

Эволюция редкометального рудогенеза в позднедокембрийской истории Африканской платформы отчетливо проявлена в Йеменской части Мозамбикско-Красноморского пояса, в Махвидском выступе докембра. Его продолжительность по изотопно-геохронологическим данным составляет 80–100 млн. лет. Наиболее ранняя редкометальная минерализация связана с линейными карбонатитами Лоудорского поля, более поздняя – с гранитными пегматитами автохтонных субщелочных гранитов Сайдского комплекса. Интенсивный калиевый метасоматоз вмещающих пород, сопровождавший палингеническое гранитообразование, приводил, по-видимому, к выносу натрия, его накоплению и последующему обогащению им формировавшихся расплавов. В связи с такой геохимической спецификой магматогенного процесса редкометальный рудогенез завершился натриевым метасоматозом с образованием минерализованных зон альбитизации и грейзенизации в аллохтонных щелочных гранитах Абирского комплекса.

К поясам тектоно-термальной переработки древнего фундамента приурочены щелочные граниты Канады и Нигерии.

В Канаде с щелочными гранитами связано месторождение иттрия Стрейндж-Лейк – самое крупное в мире. Оно находится на полуострове Лабрадор, в центральной части провинции Черчилл, разделяющей архейские кратоны Сьюпириор на западе и Нейн на востоке. Предполагается, что провинция Черчилл сложена архейскими образованиями, переработанными в раннем протерозое. Самый древний возраст мигматитов этой провинции, определенный K-Ar методом, 2160 млн. лет. В то же время отсутствие в разрезе ее коры геофизической границы с провинцией Нейн, а также широкое развитие огромных массивов раннепротерозойских гранитоидов и аортозитов свидетельствуют в пользу наличия в ее пределах архейского фундамента. Процессы переработки древнего фундамента продолжились в гренвильскую эпоху, когда сформировалось и месторождение Стрейндж-Лейк, приуроченное к plutону Лак-Бриссон. Rb-Sr возраст этого plutона 1189 ± 32 млн. лет, K-Ar – 1163 ± 21 млн. лет.

В Нигерии мезозойские щелочные граниты приурочены к зоне позднепротерозойской тектоно-термальной переработки, расположенной между Западно-Африканским кратоном (возраст 2 млрд. лет) и эократоном Конго (возраст 2,7–2,8 млрд. лет). В интервале 700–480 млн. лет здесь проявилось три эпизода внедрения гранитов известково-щелочной серии. Это позволяет считать, что континентальная кора Нигерии до эпохи проявления щелочного магматизма испытала преобразование, обеспечив возможность выплавления щелочно-гранитных расплавов из ее реститовой части, как это предполагается многими петрологами. Внедрение щелочных гранитов происходило по субмеридиональным разломам, рассекающим центральную часть протерозойского Дагомейско-Нигерийского массива (плато Джос) в интервале от позднего триаса до раннего мела (213–141 млн. лет). Самый молодой интрузив сформировался незадолго до образования приразломного грабена Бенуз, разделяющего разновозрастные блоки докембрийского фундамента. Каких-либо явно выраженных рифтогенных структур, непосредственно предшествовавших, сопровождавших или заключавших формирование этих гранитов, не обнаруживается. Предполагается, что щелочные граниты Нигерии формировались под воздействием относительно небольших мантийных пломов, рассредоточенных под экраном коры позднедокембрийского кратона. В этом смысле процесс их формирования подобен формированию траппов на древних платформах. Однако при формировании щелочно-гранитных расплавов Нигерии в тепловое воздействие мантийных пломов активно вовлекался, по-видимому, гранито-гнейсовый слой коры, обеспечивший возможность выплавления их коровой составляющей. Подобное происхождение имеют, возможно, раннедокембрийские щелочные граниты Кейвского блока Кольского региона.

Таким образом, многие редкометальные месторождения формировались в предрифтовые или пострифтовые стадии и не обязательно пространственно совмещены с рифтовыми долинами. Тем не менее, все они генетически связаны с процессами растяжения континентальной коры, неоднократно проявлявшимися в конкретных регионах в разнообразных формах выражения.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОВОГО ТИПА

Несмотря на отмеченные различия тектонической позиции месторождений щелочно-гранитового типа, все они характеризуются сходством состава и рудной нагрузки, что позволяет предполагать общность происхождения источников их родоначальных магм. Наиболее убедительную модель, объясняющую общность их происхождения предложили австралийские и канадские геологи. Согласно этой модели, в течение дли-

тельного периода относительного тектонического покоя под экраном континентальной архейской коры создавались условия для дифференциации мантийных магм. В ходе пассивного внедрения или аккреции к низам коры мантийные дифференциаты образовывали коро-мантийную смесь, создавая новую кору со значительной долей мантийного компонента.

При отмирании конвективных ячеек происходило растяжение и утонение коры, что способствовало формированию рифтов и, как следствие, развитию нисходящих движений и формированию осадочных бассейнов. Обогащенная дифференцированным мантийным материалом «гибридная» нижняя континентальная кора служила источником щелочно-гранитоидных магм и связанных с ними рудных компонентов. С этой точки зрения понятны причины приуроченности разновозрастных ареалов щелочного и щелочно-гранитового магматизма к одним и тем же регионам.

Предложенная модель формирования провинций щелочно-гранитоидных пород находится в соответствии с данными об их глубинном строении. Так, в щелочно-гравитовых провинциях Австралии по данным ГСЗ нижняя кора характеризуется высокими скоростями сейсмических волн (7,2–7,4 км/сек), что предполагает участие в ней 45% пород основного состава.

Над областью термальной переработки фундамента Лабрадорской щелочно-гравитовой провинции регистрируется значительный гравитационный максимум (на 15 mgal выше, чем в провинции Сьюэриор), что позволяет предполагать увеличение мощности нижней коры с соответствующим поднятием границы Конрада. Такое строение коры подтверждается и данными сейсмического зондирования.

Подобная модель предложена для формирования редкометальных месторождений щелочных формационных типов (Алтухов, 1997 и др.).

С изложенных позиций вероятная причина различного рудного потенциала разновозрастных месторождений заключается в особенностях состава мантийных магм. При этом, деплетированная мантия была не способна обеспечить ресурс рудного вещества, необходимый для формирования крупных редкометальных месторождений. В то же время, промежутки «отставания» мантийных резервуаров с течением геологического времени существенно сокращались. Неслучайно, поэтому, фанерозойские месторождения в зонах повторной активизации обычно на порядок беднее и мельче, нежели предшествовавшие им месторождения докембрийских глобальных металлогенических эпох.

Выводы

1. Структурно-вещественные особенности континентальной раннедокембрийской коры служат основой выделения, типизации и оценки продуктивности редкометальных металлогенических провинций. С учетом этого критерия выделяется пять типов провинций, объединяемых в энсиалическую и энсиматическую группы.

2. Минерагеническое сходство энсиалических тектонических областей с относительно слабо переработанным раннедокембрийским фундаментом обусловлено их базисным сходством – принадлежностью к крупным фрагментам докембрийских суперконтинентов. В областях этого типа сформировались наиболее продуктивные и комплексные провинции, заключающие большую часть ресурсов редких металлов.

3. Металлогеническая специализация редкометальных провинций складчатых областей функционально связана с ролью микроконтинентов в их строении, а также со степенью и характером переработки коры их фундаментов. Редкометальные провинции энсиалической группы в ресурсном отношении богаче металлогенических провинций

энсиматической группы. Суммарные ресурсы редких металлов в провинциях специализированных типов намного уступают их ресурсам в провинциях комплексного типа.

4. Редкометальные месторождения крупного и уникального рангов генетически или парагенетически связаны с зонами активизированных энсиалических зеленокаменных поясов и телескопированных рифтов и формировались на рубежах глобальных геодинамических циклов.

5. Важное значение в редкометальной металлогении принадлежит поясам тектонотермальной переработки докембрийских структур.

Глава 3. ГЛАВНЕЙШИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ЗОНЫ

Согласно применяемому принципу металлогенического районирования редкометальные провинции, как уже отмечалось, соответствуют геоблокам фундаментов платформ и складчатых областей, различающихся строением докембрийской континентальной коры. Редкометальные металлогенические зоны соотносятся с региональными структурами, определявшими условия формирования ареалов конкретных редкометальных магматических и рудных формаций, как синхронных, сингенетичных этим структурам, так и наложенных на них, связанных с этими структурами парагенетически. Типизация этих зон проведена с учетом геодинамических обстановок формирования присущих им редкометальных магматических и рудных формаций (рис. 4).

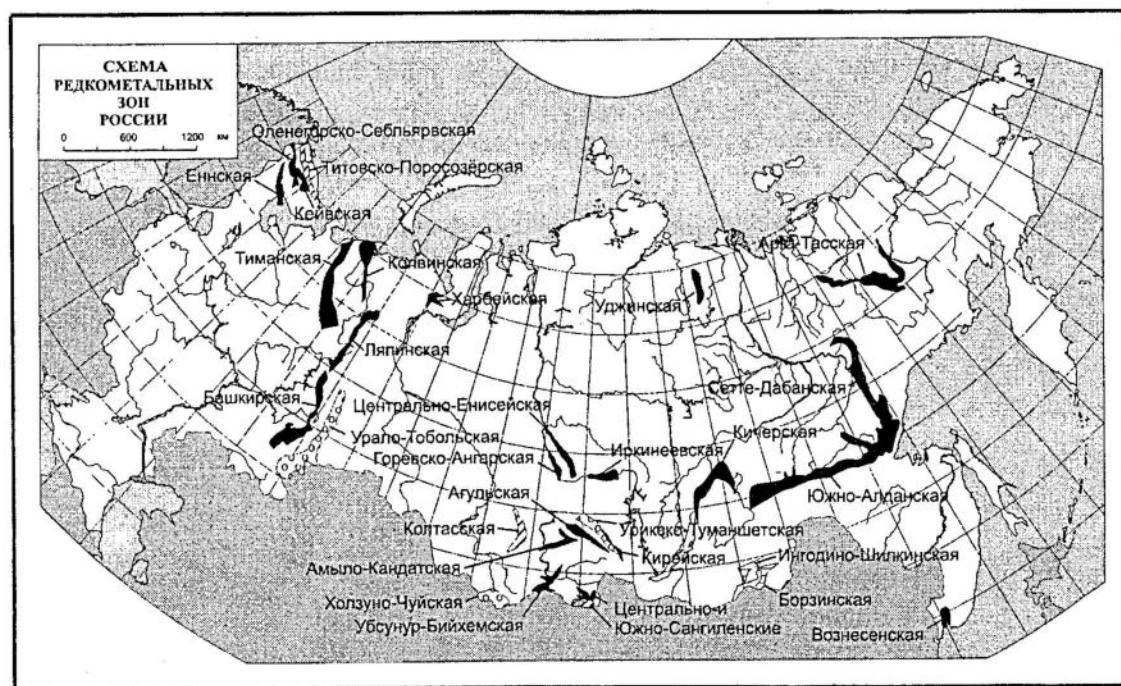


Рис. 4. Схема размещения главных редкометальных металлогенических зон России. Масштаб 1:30 000 000. Составил Е.Н.Алтухов.

Металлогенические зоны (показаны вне масштаба): 1-2 – коллизионные (1 – по комплексам микроконтинентов и шельфов древних платформ, 2 – по рифтогенным комплексам); 3 – анорогенные; 4 – рифтогенные (в том числе отдаленно-рифтогенные, телерифтогенные без расчленения).

1. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

В пределах древних платформ главные редкометальные провинции соотносятся со структурами щитов. Между тем, по данным Л.С.Бородина (1994 и др.) структурно-вещественные комплексы щитов различаются типовыми петро-геохимическими эволюционными трендами корообразующих формаций. Им показано, что кора гранулитогнейсовых областей в 1,5–3 раза обеднена Rb, Ta, Nb, Zr и другими литофильными элементами. Наиболее гетерогенна кора гранит-зеленокаменных областей, характеризующаяся наличием петрохимически контрастных формационных комплексов. По сравнению с формациями других раннедокембрийских структур формации гранит-зеленокаменных областей отличаются наиболее высокими содержаниями литофильных редких элементов, в 1,5–2 раза превышающими их общекларковые содержания. Соответственно, при их вовлечении в последующее гранитообразование создавались возможности формирования собственно редкометальных гранитогенных месторождений, а на более поздних этапах реевенации и рифтогенеза – месторождений щелочных и щелочно-гранитового формационных типов. Поэтому, при металлогеническом анализе щитов гранит-зеленокаменным областям и в особенности зеленокаменным поясам в их пределах придается первостепенное значение (Алтухов и др., 1998).

Зеленокаменные пояса известны и под платформенными чехлами. Процесс формирования последних иногда осложнялся воздействиями мантийных пломов и связанными с ними проявлениями платформенного щелочного магматизма, фокусировавшимися активизированными зеленокаменными поясами в их фундаменте. Например, на северо-востоке Сибирской платформы, в Уджинской зоне телескопирования глубинных разновозрастных процессов сформировался Томторский массив щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Заметим, что в связи с глубинными процессами, сопровождавшими формирование чехлов древних платформ, рифтогенные структуры в чехлах часто не формировались, или они проявлены в скрытых формах. Поэтому, в пределах платформенных чехлов редкометальные металлогенические провинции выделяются по некоторым косвенным признакам, прежде всего по наличию выявленных редкометальных месторождений или проявлений и с учетом материалов по глубинному строению фундаментов тех или иных сегментов платформ.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Восточно-Европейской платформе наиболее доступна непосредственному изучению Карело-Кольская провинция. Предполагаемые другие редкометальные провинции погребены под мощным осадочным чехлом. Отметим, однако, что согласно материалам сравнительного петро-геохимического анализа гранитоидов из погруженных блоков фундамента платформы перспективы обнаружения среди них редкометаллоносных типов маловероятны (данные Л.С.Бородина). Прогнозирование и поиски редкометальных щелочно-гранитовых и карбонатитовых месторождений в областях глубоко погруженного фундамента тоже малоперспективны и даже в случае успеха выручка от эксплуатации этих месторождений не окупит затрат на их поиски, разведку и разработку.

Карело-Кольская провинция. Наиболее изучена северная часть Карело-Кольской провинции, соответствующая Кольскому региону. В металлогеническом отношении Кольский и Карельский регионы рассматриваются в качестве субпровинций.

Кольская субпровинция. При проведении редкометального металлогенического анализа Кольского региона были учтены материалы Т.Б.Баяновой, А.П.Виноградова,

В.А.Глебовицкого, М.М.Ефимова, В.Г.Загородного, В.С.Куликова, В.В.Куликовой, Б.А.Марковского, М.В.Минца, Ф.П.Митрофанова, В.Н.Москалевой, А.Т.Радченко, А.Д.Щеглова и других геологов. Согласно этим материалам в рассматриваемом регионе выделяется система раннедокембрийских гранит-зеленокаменных областей и гранулированных поясов. Их происхождение, тектоническая и геодинамическая природа разными геологами трактуются по-разному.

На основе интерпретации материалов сейсмомагнитной томографии М.И.Минц предложил модель покровно-надвигового и надвиго-поддвигового строения Кольского коллизиона. Он считает, что выделяемые здесь зеленокаменные пояса – это «деформированные фрагменты сутурных поясов архейских коллизионных систем, включающие тектонически совмещенные структурно-вещественные комплексы до коллизионных тектоноплитных обстановок различных типов», прежде всего комплексы океанической коры (Минц, 1998, стр. 18). В глобальном плане подобные представления о происхождении зеленокаменных поясов ранее высказывали А.Дж.Гликсон и другие тектонисты.

Другие геологи на основании геологических и изотопно-геохимических материалов выделяют в рассматриваемом регионе зеленокаменные пояса, сформировавшиеся как на океанической, так и на континентальной коре, в том числе во внутриконтинентальной рифтогенной обстановке (Лобач-Жученко и др., 2000 и др.).

Некоторые геологи проявление типично рифтогенных процессов в Карело-Кольском регионе реконструируют лишь с протерозоя, в то время как процессы формирования архейских зеленокаменных поясов к таковым не относят (Щеглов и др., 1993).

Сравнительный анализ тектонических и геодинамических построений, предложенных для рассматриваемого региона, проведен В.Т.Филатовой (1998). Она отмечает, что плейт-тектонические модели строения и формирования Балтийского щита, составленные разными геологами, существенно различаются по содержанию. Кроме того, эти модели входят в противоречие с петролого-геохимическими материалами А.А.Аведисяна, О.А.Беляева, З.М.Волошина, Ф.П.Митрофанова, В.П.Петрова, В.Ф.Смолькина и других геологов, указывающих на направленный и полициклический характер развития магматизма, метаморфизма и структур Кольско-Беломорского региона.

Фактический материал свидетельствует о том, что щелочные и щелочно-гранитоидные породы региона пространственно тесно связаны с архейскими зеленокаменными поясами и протерозойским рифтом. Эта связь вряд ли случайная, поскольку и для других докембрийских регионов характерна приуроченность разновозрастных щелочных и щелочно-гранитоидных пород к структурам рифтогенной природы. Главные структурные элементы Кольского региона и размещающиеся в них редкометальные месторождения показаны на схеме (рис. 5).

Зеленокаменные пояса Кольского региона участвуют в строении нескольких тектонических областей, неоднородных по составу слагающих их пород. В Мурманской и Карельской областях преобладают мигматиты, плагиогранито-гнейсовые купола и валы. Беломорская, Инари и Титовско-Кейвская области сложены гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами, реже гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами, заключающими позднеархейские зеленокаменные пояса. Последние сложены преимущественно гнейсами, амфиболитами и метакоматитами (Митрофанов, Баянова, 1998 и др.).

В восточной части Беломорской области обособляется полоса архейских эндербитов, а также протерозойских ультраосновных и основных пород, маркирующих зону ее сочленения со структурами Кольского блока. В этой же части Беломорской области расположен относительно крупный позднеархейский Оленегорско-Себльярский зеленокаменный пояс, сложенный гнейсами, амфиболитами, железистыми кварцитами.

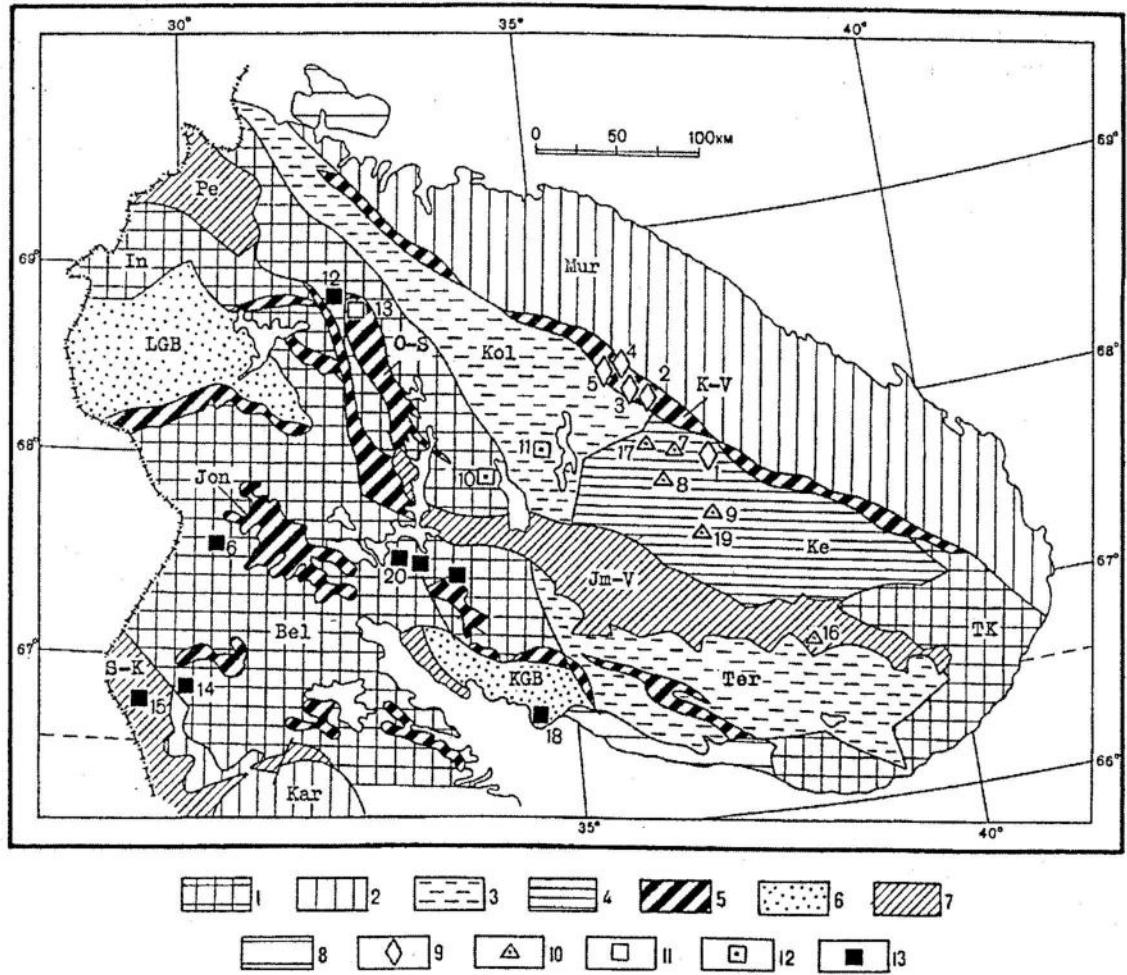


Рис. 5. Схема размещения редкometальных месторождений в структурах Кольского региона. Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Кольского региона масштаба 1:500 000 (1996).

Структурно-вещественные комплексы: 1-5 – архейские (1 – гранито-гнейсовые и гранулито-гнейсовые нерасчлененные, 2 – плагиогранито-гнейсовых поясов, 3-4 – микроконтинента: 3 – приподнятого блока, 4 – опущенного блока, 5 – зеленокаменных поясов); 6 – раннедокембрийских гранулитовых поясов; 7 – нижнепротерозойских рифтовых зон; 8 – верхнепротерозойского платформенного чехла.

Редкometальные месторождения, генетически связанные с: 9 – гранитными пегматитами, 10 – щелочными гранитами, 11 – нефелиновыми сиенитами, 12 – агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, 13 – карбонатитами щелочно-ультраосновных пород.

Символы на схеме – наименования региональных структур. Домены: Bel – Беломорский, Jn – Инари, TK – Титовско-Кейвский, Mur – Мурманский, Kar – Карельский. Блоки Центрально-Кольского микроконтинента: Kol – Колский, Ter – Терский, Ke – Кейвский. Гранулитовые пояса: LGB – Лапландский, KGB – Кандалакшско-Колвицкий. Зеленокаменные пояса и рифты: K-V – Колмозеро-Воронья, O-S – Оленегорско-Себельярский, Jon – Енсский, Jm-V – Имандра-Варзугский, Pe – Печенгский, S-K – Северо-Карельский.

Цифры на схеме – наименования месторождений: 1 – Колмозерское, 2 – Полмостундровское, 3 – Васин Мыльк, 4 – хр. Олений, 5 – Охмыльк, 6 – Ковдорское, 7 – Ровгора, 8 – Сахарийское, 9 – Плоская гора, 10 – Хибинское, 11 – Ловозерское, 12 – Себельярское, 13 – Гремяха-Вырмес, 14 – Вуориярви, 15 – Салланлатвинское, 16 – Стрельнинско-Пурначское, 17 – Юмперуайвское, 18 – Турьего мыса, 19 – Ельские озера, 20 – Африканда.

В центральной части Кольского полуострова расположены Колский и Кейвский позднеархейские блоки, рассматриваемые в качестве составных частей Центрально-Кольского микроконтинента в развивавшейся крупной архейской рифтовой системе. Та-

кая трактовка этой части региона вытекает из материалов Ф.М.Митрофанова (Геологическая карта Кольского региона, 1996 и др.), А.П.Виноградова и др. (1987), В.В.Куликовой и В.С.Куликова (1999) и др. В ходе развития микроконтинент испытывал длительные континентальные паузы, на что указывают участвующие в его строении метаморфизованные конгломераты, песчаники, глиноземистые и суперглиноземистые сланцы и гнейсы. Примечательны в сегменте микроконтинента архейские граниты нормальной и повышенной щелочности, а также монцониты. По этим и другим признакам Кольский и Кейвский блоки отличаются от других архейских блоков региона. Некоторое сходство с ними обнаруживает лишь Терский блок, отделенный от них более поздней – нижнепротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной зоной.

Поскольку зеленокаменные пояса региона, согласно представлениям многих геологов это сохранившиеся фрагменты единой Фенноскандинавской рифтовой системы, предполагается, что их формирование во многом определялось процессами, генерировавшимися крупнейшим мантийным плюмом. По данным Ф.П.Митрофанова зарождение этого плюма произошло в раннем докембрии в нижней мантии. Над валообразными поднятиями плюма, игравшими роль астеносферных выступов, сформировались линейные зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронья, Оленегорско-Себльяврский и др.

Над склонами астеносферного выступа в архейской коре формировались амбообразные зеленокаменные пояса, размещение и простижение которых не подчинялось какому-либо единому вектору растягивающих напряжений. В современном плане региона одним из наиболее крупных таких поясов является Енсский. Иначе говоря, предполагается «фестончатая» поверхность раннедокембрийских астеносферных выступов под структурами западного сегмента Кольского полуострова.

В позднем архее, в эпоху становления первого в истории Земли суперконтинента, в Кольском регионе сформировались редкометальные пегматитовые Колмозерское, Полмостундровское и другие месторождения, генетически связанные с лейкократовыми гранитами, часто турмалинсодержащими, выделяемыми в Поросозерский комплекс. Их Rb-Sr возраст 2670 ± 15 (30) млн. лет, Pb-Pb – 2760 ± 15 (30), Th-Pb – 2640 ± 15 (35) млн. лет (Государственная геологическая карта..., 2000). Эти граниты и пегматиты известны на всем протяжении Титовско-Поросозерской шовной зоны, именуемой также зоной Колмозеро-Воронья. Значительная их часть находится в эпигенетической позиции, в структурно-вещественном комплексе архейского зеленокаменного пояса. Граниты как массивные, так и гнейсовидные. В них заключены пегматоидные обособления неправильной формы, маломощные жилы и прожилки пегматитов, обычно согласные с гнейсовидностью гранитов.

Примечательна металлогеническая специализация пегматитов различных частей Титовско-Поросозерской зоны. В северо-западной ее части распространены пегматиты с бериллом. В юго-восточной части зоны преобладают пегматиты со сподуменом и полукристаллом.

Наряду с гранитами и пегматитами в позднем архее сформировались аортозиты, а также гранулитовые Лапландский и Кандалакшско-Колвицкий пояса.

Согласно новым данным в архее в Кейвском блоке началось формирование многофазных щелочных гранитов, расслоенных базитовых интрузий и других магматитов – показателей обстановки растяжения. Время формирования щелочных гранитов оценивается интервалом 2,75–2,65 млрд. лет, то есть происходило около 100 млн. лет. В нижнем протерозое, 2,5–2,4 млрд. лет тому назад, они испытали перекристаллизацию, а около 1,7 млрд. лет – последний метаморфизм (Митрофанов, Баянова, 2000).

Процессы растяжения охватили и Оленегорско-Себльярский позднеархейский зеленокаменный пояс и его обрамление, на что указывают сформировавшиеся в это время здесь базит-ультрабазиты, щелочные граниты и сиениты.

Одновременно с магматитами растяжения в других зонах Центрально-Кольского микроконтинента формировались гранатовые анортозиты (корониты) и высокобарные метаморфиты – реперы обстановок сжатия. Они датированы 2,45 млрд. лет (Митрофанов, Баянова, 1998 и др.).

Применительно к редкометальной металлогенезии принципиальное значение имеют данные о чрезвычайно длительном проявлении в структурах Кольского региона геодинамических процессов растяжения и сжатия. Причем, эти процессы развивались не последовательно (как предполагалось ранее), а одновременно в ходе многочисленных импульсов в интервале 2,75–1,7 млрд. лет, то есть на протяжении около 1,0 млрд. лет (Митрофанов, Баянова, 1998, 2000 и др.). Возможная причина такой геодинамики заключалась в интерференции глубинных процессов, генерировавших множеством линз архейской аномальной мантии под Кейвским блоком. Следствием этого явилось, вероятно, формирование многочисленных зачаточных рифтов, рассеянных по площади Кейвского блока, обусловивших широкое распространение многофазных щелочных гранитов кейвского комплекса. При этом очевидно, что кейвские щелочные граниты формировались в неспокойной тектонической обстановке, в условиях открытой или периодически открывавшейся рудно-магматической системы. Это неизбежно приводило к рассредоточению и выносу подвижных рудных компонентов, прежде всего лиофильных редких металлов. В этом заключается своеобразие обстановки формирования редкометальных щелочных гранитов кейвского комплекса. Соответственно, значительных концентраций редких металлов в связи с ними не сформировалось.

Рифтогенная природа кейвских гранитов подчеркивается их мантийным происхождением, на что указывают изотопные и геохимические материалы, а также ярко выраженный редкоземельно-иттрий-циркониевый тренд их металлогенической специализации. Заметим, что некоторые геологи щелочные граниты региона рассматривают в качестве метаэфузивов (Минц, 1998 и др.), что не противоречит, впрочем, выводам об их формировании в условиях открытой системы.

В других регионах России формирование щелочных гранитов происходило тоже в связи с рифтогенными зонами. Однако протекало оно скоротечно и было сопряжено не с начальными, а с заключительными стадиями континентального рифтогенеза или же с эпохами реовенации (Костицын, Алтухов, 2000 и др.). Иначе говоря, рудная нагрузка этих щелочных гранитов оформлялась в условиях «закрытых» рудно-магматических систем. На это указывает, в частности, ведущая роль в их рудоносности флюидной фазы, отделявшейся от силикатной магмы и концентрировавшей редкие металлы (Бородин, 1999 и др.). Не случайно, для рудоносных щелочных гранитов характерна альбитизация и другие поздне- и (или) постмагматические процессы. Таковы, например, щелочные граниты Катугинского, Улуг-Танзекского, Арысканского и других месторождений.

В нижнем протерозое структуры центральной части Кольского региона испытали очередное растяжение, положив начало формирования Печенга-Варзугской рифтогенной зоны. Пространственное совмещение этой зоны с позднеархейским зеленокаменным поясом свидетельствует об их унаследованном развитии и общности происхождения под влиянием гигантской флюидно-термальной мантийной неоднородности (Митрофанов, Баянова, 1998 и др.). Заметим, что и в современном тепловом поле региона отчетливо регистрируется тепловая аномалия («дыхание») над центральной частью предполагаемого астеносферного выступа.

Следствием длительно сохранявшейся обстановки растяжения в центральной части Кольского региона явилось, вероятно, «цементирование» вязкой кислой магмой зон проницаемости коры над мантийным плутоном. Соответственно, последующие процессы рифтогенеза сместились в другие сегменты коры, где тоже носили рассеянный по площади или рассредоточенный характер. На это указывает пространственное размещение рифейских базальтов и долеритов на дне Белого моря, а также даек долеритов повышенной щелочности в Кейвском блоке.

Более интенсивно рифтогенез в рассматриваемом регионе проявился в среднем - позднем палеозое, в герцинскую эпоху. В это время происходило формирование разнообразных по составу щелочных пород в дайковой, интрузивной, диатремовой и вулканической формах. Некоторыми геологами они объединяются в единую Хибино-Зимнебережную рифтовую систему, поперечную к региональным структурам докембрия. В эту систему объединяются Ковдор-Хибино-Ивановская, Вуориярви-Хибинская, Туринская, Зимнебережная рифтогенные зоны, намечаемые по распределению массивов щелочных пород Салланлатва, Вуориярви, Африканда, Турий Мыс, Контозеро, Хибинский, Ловозерский и других (Щеглов и др., 1993).

К иным выводам пришли А.К.Шпаченко и Н.О.Сорохтин (1999). Согласно их данным Хибинский и Ловозерский массивы сформировались вдоль субмеридиональной компоненты ортогональной системы разломов в коллизионно-сдвиговой геодинамической обстановке, что обусловило их асимметричную морфологию.

Размещение большей части массивов герцинских щелочных пород Кольского региона определялось, по-видимому, не поперечными рифтогенными зонами, а активизированными зеленокаменными поясами, наиболее предрасположенными к тектоническому оживлению. Не случайно, большая часть массивов палеозойских щелочных пород пространственно тяготеет к зеленокаменным поясам, рассеянным по Беломорской гранит-зеленокаменной области. В пользу высказанных предположений свидетельствует и отсутствие каких-либо неогейских рифтов, поперечных к главным тектоническим структурам региона. Не противоречат им и данные о разновозрастности палеозойских щелочных пород с тенденцией их омоложения при движении с юго-запада на северо-восток от 434–400 млн. лет (массив Ковдор) до 373–362 млн. лет (массивы Хибинский и Ловозерский) и до 330 млн. лет (Контозерский массив), т.е. от нижнего силура до верхов нижнего карбона (Щеглов и др., 1993). По соседству с Ковдорским массивом на территории Финляндии находится карбонатитовый массив Сокли, возраст которого 350 млн. лет. Эти данные могут быть интерпретированы как проявление процессов рассеянного палеозойского рифтогенеза, обусловленного разновременной активизацией аномальной мантии.

Как уже отмечалось, архейским зеленокаменным поясам в мантии соответствовали, вероятно, относительно небольшие астенолиты, необеспечившие значительной аккумуляции редких металлов ни в раннем докембрии, ни в последующие эпохи реовенации. Поэтому, вероятно, палеозойские карбонатиты отличаются здесь низкой продуктивностью.

Иные, по-видимому, глубинные процессы развивались в раннем докембрии и палеозое под структурами Центрально-Кольской рифтовой системы. Мантийный астенолит под этими структурами сохранял или возобновлял свою активность в риффе и палеозое. Предполагается, что в интервале от 1,6 до 0,4 млрд. лет, то есть на протяжении около 1,2 млрд. лет в выступе аномальной мантии образовался огромный резервуар редкометаллоносной флюидонасыщенной магмы. В герцинскую эпоху реовенации из этого резервуара произошло отделение магматических расплавов, родоначальных для мас-

сивов агпайтовых нефелиновых сиенитов. При этом продвижение нефелин-сиенитового расплава, родоначального для Ловозерского массива, осуществлялось сквозь кору наиболее приподнятого и тектонически стабильного блока Центрально-Кольского микроконтинента. Это способствовало телескопированию процесса внедрения магмы, ее контаминации (в том числе, возможно, щелочными гранитами кейвского комплекса) и кристаллизационной дифференциации. Этим, вероятно, объясняется многофазность и полифициальность Ловозерского массива, а также гигантские массы аккумулированных в нем редких элементов. По отношению к архейским зеленокаменным поясам и протерозойскому рифту этот массив занимает отчетливо выраженную эпигенетическую позицию.

Родоначальная магма Хибинского массива отделилась, возможно, из той же рифтовой подушки, что и магма Ловозерского массива. Однако внедрилась она в палеорифтогенную зону. Процесс внедрения магмы происходил, вероятно, транзитно без промежуточных внутриструктурных камер. Этим, наряду с другими причинами объясняется более однородное строение Хибинского массива и его минерагеническое отличие от Ловозерского массива. По отношению к палеорифтам Хибинский массив занимает когенетическую позицию (Алтухов, 1993, 1995).

Тектоническая позиция, свойственная Хибинскому массиву, присуща нефелинсиенитовым массивам и других регионов. Так, в Северном Прибайкалье герцинские Акитский, Бурпалинский и другие массивы сформировались в зоне активизированного протерозойского рифта.

Таким образом, одна из причин формирования герцинских щелочных пород с различной продуктивностью в различных сегментах коры Кольского региона заключается, вероятно, в наложении процессов герцинского рифтогенеза на структуры различного возраста и типа. Соответственно, в активизацию вовлекались мантийные резервуары с различными геометрическими и, вероятно, вещественными параметрами.

Отсутствие в Беломорской гранит-зеленокаменной области редкометальных гранитов объясняется петро-геохимическими особенностями слагающих ее пород. По данным Л.С.Бородина для этой области характерен преобладающий гранулит-плагиогранитный состав коры, неспособной воспроизвести редкометальные граниты в принципе («бездрудный» нижнекоровый тренд ГПГТ).

Центрально-Кольская металлогеническая мегазона соответствует одноименной телескопированной рифтогенной мегазоне, состоящей из микроконтинента в составе Кольского и Кейвского блоков и обрамляющих его Титовско-Поросозерского, Оленегорско-Себльярского и других фрагментарно сохранившихся зеленокаменных поясов, а также нижнепротерозойского Печенга-Имандра-Варзугского рифта. В пределах мегазоны сосредоточены архейские редкометальные гранитные пегматиты и щелочные граниты, девонские агпайтовые нефелиновые сиениты, а также отдельные массивы девонских карбонатитов. Пространственное дистанцирование гетерогенных магматитов и связанных с ними месторождений, коррелирующееся с региональными тектоническими структурами, позволяет выделить на ее площади ряд металлогенических зон.

Титовско-Поросозерская металлогеническая зона включает одноименный зеленокаменный пояс с прилежащими к нему участками Кейвского, Кольского и Мурманского блоков (плечи зеленокаменного пояса), в пределах которых сформировались позднеархейские лейкократовые коллизионные граниты и генетически связанные с ними редкометальные пегматиты. Локализация последних происходила преимущественно в тектоническом комплексе зеленокаменного пояса.

Кейвская металлогеническая зона отождествляется с Кейвским фрагментом микроконтинента, в пределах которого сформировались месторождения и рудопроявления

редких земель, ниобия и других редких металлов, генетически связанные с архейскими щелочными гранитами кейвского комплекса. Их формирование происходило, вероятно, в условиях рассеянного рифтогенеза.

Оленегорско-Себльярская метаморфическая зона соотносится с одноименным древним зеленокаменным поясом и примыкающими к нему структурами Кольского и Беломорского блоков, а также телескопированного Имандра-Варзугского рифта, активизированных в среднем палеозое. На северном фланге Оленегорско-Себльярской зоны сформировались карбонатиты Себльярского массива, нефелиновые сиениты массива Гремяха-Вырмес и другие редкометальные объекты, парагенетические связи которых с протерозойским рифтом неявные. К структурам юго-восточной части зоны приурочены Ловозерский и Хибинский массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов, парагенетическая связь которых с активизированным протерозойским Имандра-Варзугским рифтом более вероятная.

Ениско-Беломорская метаморфическая зона объединяет древние зеленокаменные пояса, расположенные на продолжении Кандалакшского залива, а также в прибрежных его районах. В ее пределах в риффе формировались базальты и долериты, известные на дне Белого моря, а в герцинскую эпоху – карбонатитовые массивы Ковдор, Турий мыс, Африканда и другие. Иначе говоря, Ениско-Беломорская структурно-формационная зона является рифтогенной, телескопированной.

В структуре запасов и прогнозных ресурсов иттрия, редких земель, циркония, рубидия, ниобия, тантала Кольской субпровинции ведущая роль принадлежит месторождениям агпайт-нефелин-сиенитового типа. Основным и, по-видимому, единственным источником лития и бериллия в этой субпровинции являются гранитные пегматиты.

Карельская субпровинция. В отличие от Кольской, Карельская субпровинция характеризуется более простым строением. Здесь выделяется лишь одна, хотя и гетерогенная гранит-зеленокаменная область, состоящая из четырех региональных тектонических зон: Восточно-Финляндской, Западно-, Центрально- и Восточно-Карельских. Общая их характеристика приведена в работе И.Н.Крылова и др. (1984) и других геологов. Новейшее обобщение по геологии Карельской гранит-зеленокаменной области выполнили С.Б.Лобач-Жученко и др. (2000). Согласно их материалам в Карелии выделяются три зоны, именуемые архейскими доменами или террейнами: Водлозерский (восточный), Западно-Карельский и разделяющий их Центрально-Карельский. Вдоль побережья Балтийского моря выделяется Беломорский домен. Все эти домены, терреины или тектонические зоны на схемах различных геологов отображаются однотипно. Лишь площадь Водлозерского домена С.Б.Лобач-Жученко с соавторами несколько расширена на западе и северо-западе, а также за счет южной части Беломорского пояса.

По данным С.Б.Лобач-Жученко Водлозерский домен является наиболее древним в Карелии. Он состоит из древнего ядра и обрамляющих его зеленокаменных поясов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках в интервале 3,5–2,85 млрд. лет тому назад (лопий). Предполагается, что зеленокаменные пояса северной части домена сформировались в условиях островных дуг, позднее обдуцированных на Водлозерский блок. Другие зеленокаменные пояса Водлозерского терреина по химизму вулканитов интерпретируются как внутриконтинентальные рифты и окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса. Предполагается также, что основным источником энергии, одновременно генерировавшим расплавы мafических и салических магматитов на всей территории Водлозерского домена служил мантийный плюм. Он же являлся источником вещества основных-ультраосновных вулканитов при формировании окраинных зеленокаменных поясов этого домена. Для гранитоидов рассматриваемой зоны характерна неоднородность состава при преобладании тоналитов. На поздней ста-

дии гранитизации и метасоматоза проявился гранулитовый метаморфизм, датированный 2650 млн. лет (Крылов и др., 1984).

С Восточно-Карельской зоной (Водлозерский домен) по строению и истории развития сходна Западно-Карельская зона, отличающаяся большей ролью палингенных гранитоидов известково-щелочной серии с многочисленными реликтами метаморфических пород. Их возраст 2,85–2,7 млрд. лет. Возраст глубинных частей коры, по данным неодимовой изотопии, более 3 млрд. лет. В строении зеленокаменных поясов Западно-Карельской зоны участвуют вулканиты бимодальной серии – толеитовые базальты, дациты и риолиты, приуроченные, преимущественно, к низам сумийско-сариолийского разреза. Примечательны железисто-кремнистые и песчано-глинистые отложения в верхах разреза (сариолий). Костомукшский зеленокаменный пояс, типичный для рассматриваемого домена, относится к типу внутренеконтинентальных рифтов (Лобач-Жученко и др., 2000). В конце архея (2,65 млрд. лет) образования Западно-Карельской зоны были охвачены гранулитовым метаморфизмом.

Центрально-Карельский домен сложен гранитоидами и мигматитами с возрастом 2,7–2,8 млрд. лет, коровые источники которых не древнее 2,95 млрд. лет. Это послужило основанием для предположения о короткой геологической истории рассматриваемых гранитоидов и об отсутствии древней континентальной коры на уровнях их формирования. Петро-геохимические особенности пород, слагающих Центрально-Карельский домен, позволяют интерпретировать его в качестве позднеархейской островодужной системы. Северная часть домена, граничащая с Беломорским террейном, в позднем архее представляла собой активную континентальную окраину (Лобач-Жученко и др., 2000).

Зеленокаменные пояса в пределах Центрально-Карельской зоны характеризуются наиболее полными разрезами верхнего архея – лопия, сумия и сариолия. Вулканиты нижних разрезов лопия отличаются ультраосновным, основным, средним и кислым составом. Преобладают базальтоиды, иногда уступающие по мощности андезитам. В верхах лопия залегают полимиктовые конгломераты, граувакки, метапесчаники, которые секутся дайками гранит-порфиров, имеющих возраст 2830 млн. лет (Крылов и др., 1984). Лопийские породы метаморфизованы в условиях умеренных давлений, в относительно спокойной тектонической обстановке. При этом метаморфическая зональность варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Химизм пород зеленокаменных поясов северной части рассматриваемой зоны свидетельствует об их аккреционной природе и о принадлежности мафических их разностей к реликтам коры океанического типа (Лобач-Жученко и др., 2000).

Сумийские разрезы Центрально-Карельской зоны представлены кварцевыми порфирами, реже базальтами. В отличие от лопийских, кварцевые порфиры сумия существенно калиевые, а их возраст по цирконам 2750 млн. лет. Близкий возраст имеют и микроклиновые граниты этой зоны. Сариолийские образования в Центральной Карелии тоже преимущественно вулканогенные, но андезит-базальтового состава.

Широко распространены в Центрально-Карельской зоне гранито-гнейсовые купола, палингенные и метасоматические гнейсо-граниты, мигматиты, а также граниты рапакиви. В районе оз. Ондозеро выявлены субщелочные вулканиты, указывающие на присутствие здесь зрелой континентальной коры. Возможно, район Ондозера представляет собой фрагмент более древней коры, которая предполагается и на границе с Беломорским поясом.

В итоге формирования Центрально-Карельской зоны произошло объединение всех трех доменов Карелии в единую гранит-зеленокаменную область. Об этом свидетельствуют, в частности, мантийные гранитоиды и субщелочные породы, группирующиеся в

пояса северо-западного и северо-восточного направлений, а также поздне- и постскладчатые коровьи гранитоиды с возрастом 2,7 млрд. лет, развитые в пределах всех доменов (Лобач-Жученко и др., 2000).

Преимущественно в Центрально-Карельской зоне сформировались обширные поля субплатформенных отложений ятулия (2,1–2,3 млрд. лет).

Необходимо отметить, что образования сумия и сариолия А.Д.Щеглов и др. (1993), В.З.Негруца, Ю.С.Полеховский (1995) и другие геологи относят к нижнему протерозою. Соответственно, выполняемые этими отложениями структуры рассматриваются в качестве не зеленокаменных поясов, а рифтов, аналогичных рифтам Печенга-Варзугской зоны Кольского полуострова.

Позиция нижнепротерозойских щелочных гранитов Карелии определяется их приуроченностью к структурам Беломорского гранулитового пояса. По аналогии с щелочными породами Кольского региона они не представляют практического интереса.

Основными потенциально редкометаллоносными представляются лишь энсиалические зеленокаменные пояса, активизированные в риффе. В Западно-Карельской зоне они объединяются в *Приладожскую редкометальную металлогеническую зону*, в пределах которой в настоящее время известны редкометальные месторождения Питкяранта и Мюзиламби (Be, Ta, Nb, TR, Y, Sn, W, Mo и другие металлы), а также ряд подобныхрудопроявлений. Все они генетически связаны с гранитами рапакиви Салминского plutона. По данным Ю.П.Шергиной, А.М.Ларина, А.П.Чухонина и других возраст этих гранитов и рудных тел 1550 ± 30 млн. лет. В подобном зеленокаменном пояссе Финляндии сформировался карбонатитовый массив Сиилинъярви, относящийся к линейному (или линейно-трещинному) типу. Судя по возрасту этого массива – 2,5 млрд. лет, его формирование было связано с зародившимися процессами распада эпиархейского суперконтинента.

Зеленокаменные пояса в обрамлении Водлозерского домена объединены в *Винельскую металлогеническую зону* коллизионного типа. В ее пределах по аналогии с Титовско-Поросозерской зоной Кольского региона возможно обнаружение редкометальных пегматитов.

С раннедокембрийскими черносланцево-вулканогенными комплексами региона связаны проявления платиноносных уран-ванадиевых руд (месторождения Падма, Весеннее, Царевское и другие).

В рифейскую эпоху в Карельском регионе локально проявился мантийный магманизм, представленный дайками лампроитов и кимберлитовыми трубками, рассматриваемыми в качестве форм проявления рассеянного зачаточного рифтогенеза. Признаков проявления палеозойского рифтогенеза в рассматриваемом регионе не известно.

Таким образом, глубинные процессы в мантии и геохимическая специализация коры гранит-зеленокаменных областей Карело-Кольского региона предопределили возможность формирования редкометальных рудно-магматических систем в условиях сочетания благоприятных геодинамических, тектонических и петрологических факторов. К таковым относятся: наличие зон телескопированных рифтов в пределах блоков зрелой сиалической коры и проявление процессов взаимодействия коры и мантийных щелочных и карбонатитовых магм. В связи с коллизионными процессами находилось формирование редкометаллоносных гранитов и пегматитовых месторождений Li, Be, Ta и других редких металлов.

Раннедокембрийские месторождения щелочно-гранитового типа формировались в обстановке многократно повторявшихся импульсов растяжения, не способствовавших накоплению и консервации сколь-либо значительных объемов редких металлов.

Размещение, условия формирования и продуктивность палеозойских редкометальных месторождений Кольского региона находят объяснение с позиций их парагенетической связи с структурами раннего докембria и исходя из предполагаемых моделей коро-мантийного взаимодействия в сегментах разновозрастных рифтогенных зон.

Ведущую роль в палеозойской редкометальной металлогении Карело-Кольского региона играли активизированные древние рифтогенные структуры центральной части Кольского полуострова, в связи с которыми сформировались редкометальные месторождения преимущественно щелочного ряда. В Беломорской гранит-зеленокаменной области в эпоху палеозойской рассеянной активизации архейских зеленокаменных поясов сформировались щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами, а также миаскиты и связанные с ними мелкие и средние по запасам редкометальные месторождения.

Высокая продуктивность и перспективность редкометальных металлогенических зон Кольской субпровинции определяется следующими критериями:

- принадлежностью к сегментам раннедокембрийской сиалической коры,
- размещением над крупнейшими мантийными неоднородностями с длительной активной историей,
- соответствием активизированным древним рифтогенным зонам или сопряженностью с ними,
- наличием редкометальных магматических формаций,
- наличием редкометальных месторождений перспективных генетических типов,
- длительной эволюцией рудно-магматических систем.

С учетом этих критерий Центрально-Кольская мегазона перспективна на поиски редкометальных месторождений. Несмотря на ее хорошую изученность, о возможности обнаружения новых месторождений свидетельствует и недавняя находка агпант-сиенитового массива Нива вблизи оз. Имандра (Арзамасцев и др., 1999).

Воронежская провинция соотносится с одноименным поднятием фундамента Восточно-Европейской платформы, состоящим из совокупности зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов. Значительные ее площади перекрыты чехлом отложений Русской плиты мощностью несколько сотен метров. В обнаженной части Воронежского выступа выявлены все типы раннедокембрийских структур, потенциально перспективных на обнаружение редкометальных месторождений. В настоящее время известно одно такое месторождение, приуроченное к раннедокембрийскому Дубравинскому линейному массиву щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами в окрестностях г. Старый Оскол.

Подобные древние линейные карбонатитовые массивы и сопровождающие их породы ранее были обнаружены на Украине, в Приазовском сегменте фундамента Восточно-Европейской платформы, где они выделяются в черниговский комплекс карбонатитов и фенитов. Аналогом этих карбонатитов на территории Финляндии является массив Сиилиньярви.

Перспективы редкометаллоносности Воронежской провинции связаны не только с карбонатитами. В ее пределах известны редкометальные сподуменовые пегматиты протерозойского возраста, маркирующие проявление коллизионных процессов эпохи формирования раннепротерозойского суперконтинента. Однако изучены они пока недостаточно.

Восточно-Европейская платформа уже в раннем докембriи приобрела черты явно выраженной редкометальной мегапровинции. Эти ее черты сохранились в позднем докембriи и палеозое, когда сформировались многочисленные массивы редкометальных щелочных, а также щелочно-гранитоидных пород в Карело-Кольском и других регионах.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На территории Сибирской платформы сосредоточена большая часть известных редкометальных месторождений России. Здесь широко представлены месторождения как мантийной, так и коровой групп, среди которых имеются гигантские и крупные по запасам редких металлов. В то же время, многие регионы Сибири пока плохо изучены в геологическом отношении. Получение новых достоверных сведений подчас кардинально меняет традиционные представления по тем или иным аспектам их строения и эволюции. Так, в свете современных изотопно-геохимических материалов возникла необходимость пересмотра истории и геодинамических условий проявления щелочно-гранитного магматизма на юге Сибири. Соответственно, возникла необходимость переориентации направлений поиска месторождений щелочно-гранитового типа на юго-западной окраине Сибирской платформы. С учетом новых данных рассмотрим основные черты редкометальной металлогенезис Сибирской платформы – крупнейшего фрагмента раннедокембрийского суперконтинента.

Сибирская мегапровинция соответствует древней Сибирской платформе. Наиболее отчетливо в ее составе выделяются редкометальные Присаянско-Енисейская и Алданская провинции, приуроченные к структурам докембрийского фундамента. Менее отчетливо выделяются Анабарско-Оленекская и Маймеч-Котуйская провинции, докембрийский фундамент которых перекрыт мощным платформенным чехлом.

Для мегапровинции в целом характерна общность строения и минерагенической эволюции с формированием уже в докембрийские эпохи полного тренда редкометальных месторождений. Их формирование продолжалось и в фанерозое в связи с вовлечением платформы в рифтогенные и плюм-тектонические процессы. Среди них наиболее важное практическое значение принадлежит месторождениям щелочного и щелочно-гранитного типов.

Присаянско-Енисейская провинция соотносится с тектоническими структурами Присаянской окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа, которым придается ранг металлогенических субпровинций.

Современные представления о строении и истории формирования Присаянско-Енисейского региона отражены в обобщающих работах Е.Н.Алтухова (1980, 1986 и др.), А.И.Сезько (1988) и других геологов. Основу его строения образуют структурно-вещественные комплексы архейских гранулито-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей и раннепротерозойские метаосадочные и метаосадочно-метавулканогенные шельфовые и рифтогенные комплексы. В последние годы раннепротерозойские структуры этих регионов объединяются в Ангарский складчатый пояс (Ножкин, 1999 и др.).

В отношении редкометальной металлогенезис наибольший интерес представляют Центрально-Присаянская и Центрально-Енисейская гранит-зеленокаменные области и сформировавшиеся в их пределах более поздние рифтогенные структуры. В этих структурах сосредоточена большая часть наиболее крупных редкометальных месторождений Сибирской мегапровинции.

Присаянская субпровинция объединяет Урикско-Тагульскую, Кирейскую и Агульскую металлогенические зоны, сформировавшиеся в сегменте Центрально-Присаянской гранит-зеленокаменной области. Среди зеленокаменных поясов этой области наиболее крупными являются Таргазайский, Монкressкий и Тагульский, иногда рассматриваемые в качестве фрагментов Присаянской гранит-зеленокаменной области (Алтухов, 1986 и др.). Образования зеленокаменных поясов в последние годы выделяют в вулканогенную монкressскую серию верхнего архея и терригенно-вулканогенную хайламинскую серию нижнего архея (Сезько, 1988 и др.).

Не исключено, что образования монкressской серии одноименного выступа являются более древними, нежели образования хайламинской серии. В пользу этого косвенно свидетельствует большая петрохимическая примитивность пород монкressской серии. В целом, для нее примечательна бимодальная базальт-риолитовая ассоциация при резко подчиненной роли кислых компонентов. На дохайламинский возраст монкressской серии указывает также дискордантность Монкressского выступа по отношению к структурам хайламинского гранулито-гнейсового комплекса. В то же время, нижнепротерозойские образования алхадырской (кукшерской) свиты Ийско-Кукшерского прогиба как бы облекают этот блок, а ограничивающие его разломы были использованы при выдвижении верхнепротерозойских глубинных магм (Алтухов, 1986). Иначе говоря, структурный план нижнепротерозойского прогиба определялся тектоническим рельефом архейского Монкressского выступа.

Примечательно, что в пределах Монкressкой структуры и обрамляющего ее Ийско-Кукшерского прогиба неизвестно нижнепротерозойских редкометальных пегматитов. Напротив, массовое их формирование происходило в связи с тектоническими комплексами верхнеархейских зеленокаменных поясов, например, Тагульского, а также в нижнепротерозойском шельфовом комплексе Урикского или Сублукского прогиба (рис. 6).

Урикско-Тагульская металлогеническая зона включает структуры Урикского или Сублукского грабена и Бирюсино-Тагульского горста, в которых сосредоточены все редкометальные пегматитовые месторождения Присаянской субпровинции. Пегматиты генетически связаны с протерозойскими коллизионными лейкогранитами. Их формирование происходило, по-видимому, неоднократно, на что указывают радиологические датировки пегматитов в разных частях металлогенической зоны (Алтухов, 1986 и др.).

Формирование редкометальных пегматитов в юго-восточном фланге металлогенической зоны происходило в глобальную карельскую металлогеническую эпоху в связи с коллизионными процессами, сопровождавшими образование эпипалеопротерозойского суперконтинента. Их возраст от 2014 до 1770–1700 млн. лет (Пахольченко и др., 1980; Брынцев, 1994).

Пегматиты северо-западного фланга Урикско-Тагульской металлогенической зоны сформировались, по-видимому, в заключительные фазы эпипалеопротерозойской эпохи. Их возраст 1475–1486 млн. лет (Макагон и др., 2000).

Разновозрастность редкометальных пегматитов Присаянья подчеркивается неодинаковой их рудной специализацией. В юго-восточном Присаянье, в Урикском районе пегматиты преимущественно литиеносные (Гольцовое, Белореченское, Урикское и другие месторождения). В северо-западном Присаянье, в Тагульском районе они существенно танталоносные (Вишняковское или Елашское, Отбойное, Александровское и другие месторождения). Различна и их тектоническая позиция. Пегматиты Тагульского района сформировались преимущественно среди раннедокембрийских образований зеленокаменного пояса, пегматиты Урикского района – в образованиях раннепротерозойского шельфа (Алтухов, 1986 и др.). Примечательно, что в обоих районах наиболее крупные пегматитовые месторождения пространственно тяготеют к структурам растяжения, маркируемым вулканитами в составе сублукской (шаблыкская свита вблизи зоны Главного Саянского разлома) и хайламинской (часовенская свита) серий, а также более поздними дайками диабазов рифейского нерсинского комплекса.

Кирейская металлогеническая зона расположена между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента Сибирской платформы. В ее строении участвуют образования нижнерифейской кирейской серии, среди которых преимущественным

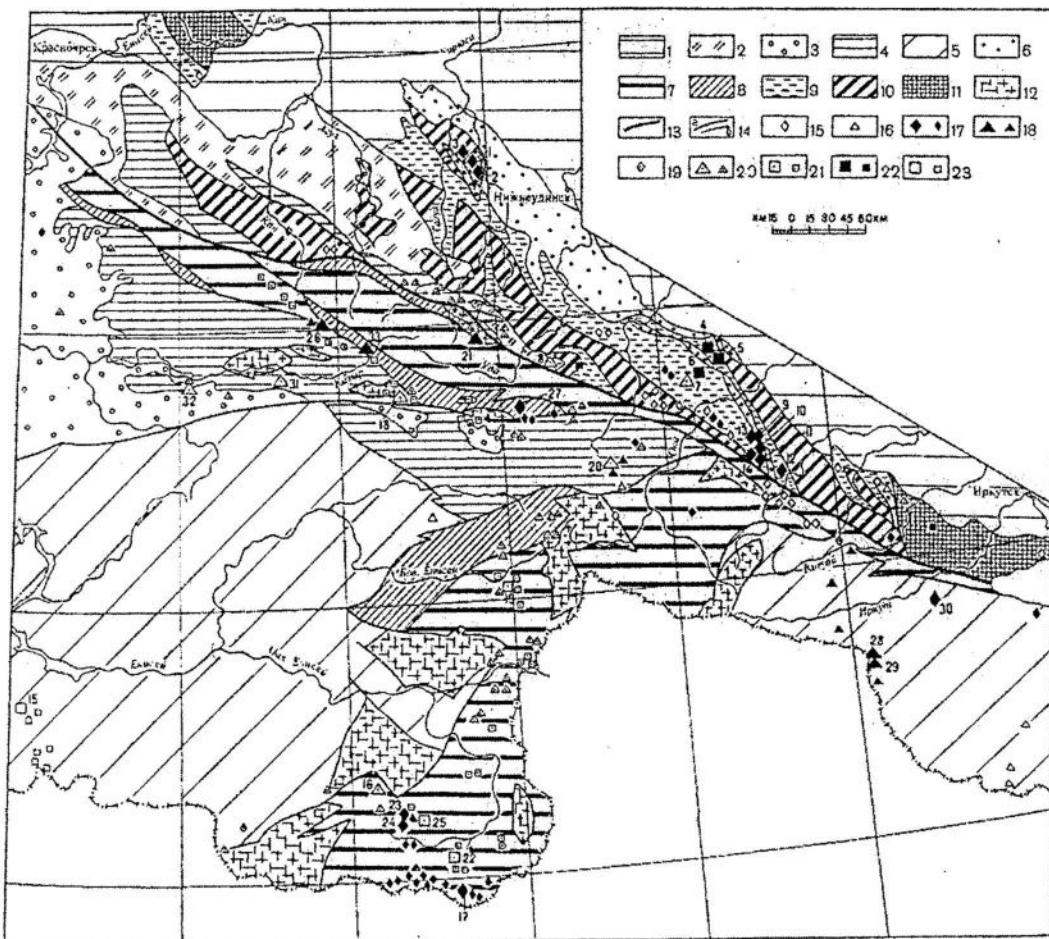


Рис. 6. Схема размещения редкometальных месторождений в структурах юга Сибири. Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты юга Восточной Сибири и северной части МНР масштаба 1: 1 500 000 (1980), Геологической карты Иркутской области и сопредельных территорий масштаба 1:500 000 (1982), Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 (1983).

Структурно-вещественные комплексы: 1 – фанерозойские комплексы платформенного чехла; 2 – нижне-, среднепалеозойские комплексы внутриконтинентальных рифтовых зон; 3 – нижне-, среднепалеозойские комплексы межгорных впадин; 4 – нижнепалеозойские шельфовые комплексы; 5 – гетерогенные протерозойские и палеозойские комплексы без расчленения; 6 – позднедокембрийские комплексы краевого прогиба и континентального рифта; 7 – протерозойские и нижнепалеозойские шельфовые комплексы (без расчленения); 8 – протерозойские рифтогенные комплексы; 9 – раннепротерозойские окраинно-континентальные шельфовые комплексы; 10 – раннедокембрийские комплексы гранит-зеленокаменной области; 11 – архейские гранулито-гнейсовые комплексы; 12 – комплексы докембрийского фундамента, испытавшие термо-тектоническую переработку в нижнем палеозое; 13 – Главный Восточно-Саянский разлом, разграничающий структуры докембрийских суперконтинентов; 14 – разломы (а – региональные, б – прочие). **Редкometальные месторождения и рудопроявления:** 15–16 – преимущественно лейкогранит-аликситового типа (15 – пегматитовые с Be, Nb, Ta, 16 – грейзеновые с W, Mo, Bi, Be, Sn); 17–18 – субщелочно-гранитового типа (17 – пегматитовые с Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn; 18 – гранитогенные и грейзеновые с Ta, Li, Rb, Cs, Sn, Be, F); 19–20 – щелочно-гранитового типа (19 – пегматитовые с TR, Y, Nb; 20 – гранитогенные, альбититовые, флюорит-фельдшпатитовые с Nb, Zr, Ta, TR, Be, F); 21 – сиенит-нефелинсиенитового типа с Nb, TR; 22 – карбонатит-щелочно-ультраосновного типа с Nb, TR, Ta; 23 – карбонатит-щелочно-сиенитового типа с TR, U, Th.

Номера на карте – месторождения и рудопроявления и их возраст: 1 – Вишняковское (PR₃), 2 – Отбойное (PR₃), 3 – Александровское (PR₃), 4 – Белозиминское (PR₃-V), 5 – Среднезиминское (PR₃-V), 6 – Большетагинское (PR₃-V), 7 – Ярминское (PR₃-V), 8 – Зашихинское (P₁), 9 – Белореченское (PR₁), 10 – Гольцовское (PR₁), 11 – Урикское (PR₁), 12 – Тагинское (PR₁), 13 – Бело-Тагинское (PR₁), 14 – Буйрагинское (PR₁), 15 – Карасугское (Pz_{2-3?}, Mz₃), 16 – Улуг-Танзекское (C), 17 – Тастыгское (PR₃-Pz₁), 18 – Арысканская (O), 19 – Дутгинское (O?), 20 – Снежное (O?), 21 – Хорыское (D₁), 22 – Пиче-Хольское (O?), 23 – Шукбуль (PR₃-Pz₁), 24 – Карадырское (PR₃-Pz₁), 25 – Баянкольское (O?), 26 – Нижне-Сурунукское (O?), 27 – Ханское (PR₃-Pz₁), 28 – Харагунское (C), 29 – Урудеевское (C), 30 – Зун-Муринское (Нарингольское) (PR₃-Pz₁), 31 – Радуга (O?), 32 – Окуневское (O), 33 – Казырское (O?).

распространением пользуются метабазиты. В формационном отношении они относятся к рифтогенным (Алтухов, 1986 и др.). Кирейский структурно-вещественный комплекс отделяется от нижнепротерозойского Сублукского шельфового комплекса зоной Ерминско-Горхонского сквозькорового разлома, в связи с развитием которого в рифеях сфор-

мировалась цепочка приразломных впадин, рассматриваемых в качестве фрагментов единого Ермасохинского рифтогенного прогиба (Алтухов, 1980 и др.). Таким образом, Ермасохинский континентальный рифт разграничивает разновозрастные структуры – раннепротерозойский Сублукский шельфовый прогиб и раннерифейский Кирейский рифтогенный прогиб.

Северо-западное продолжение Кирейской зоны предполагается под рифейскими осадочными комплексами Присаянского краевого прогиба (карагасско-оселочный комплекс) и далее в бассейн р. Тагул, где вероятным возрастным и формационным ее аналогом являются метабазиты чернореченской свиты. Фундаментом Кирейского рифта служили, вероятно, зеленокаменные комплексы таргазайской свиты, о чем свидетельствуют широко распространенные на площади Кирейской зоны габбро-диабазы, отсутствие гранитов и другие признаки (Алтухов, 1980). Все это, наряду с особенностями последующего тектонического развития этой зоны, позволяет рассматривать ее телерифтогенной.

В позднем докембрии, в связи с распадом суперконтинента Родиния, сопровождавшимся формированием дайковых роев, рифтогенезом и рифтогенным магматизмом в активизированной Кирейской зоне, сформировались массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами зиминского комплекса, возраст которых 750–625 млн. лет. С этими карбонатитами связаны крупнейшие в России редкоземельно-редкометальные месторождения (Белозиминское, Среднезиминское, Большетагнинское). В это же, по-видимому, время сформировались и редкоземельные метасоматиты (Ярминское месторождение), а также проявления лампроитового магматизма.

По соседству с Кирейской зоной, в окрестностях Монкressкой структуры в последние годы были обнаружены карбонатитовые массивы линейного типа (И.А.Романов, В.Г.Окороков, В.А.Ощепков, А.П.Секерин, Ю.В.Меньшагин и др.). Их тектоническая позиция определяется приуроченностью к активизированному древнему зеленокаменному поясу, с чем мы связываем их низкую продуктивность и минералого-геохимические отличия от карбонатитов зиминского комплекса. Примечательно, что и в других регионах относительно бедные в редкометальном отношении карбонатиты формировались в зонах активизированных древних зеленокаменных поясов, например, на Кольском полуострове. Вероятные причины этого заключаются в особенностях раннеархейской мантии и раннедокембрийской геодинамики, о которых было сказано ранее.

В позднедокембрейскую тектоно-металлогеническую эпоху в Присаянье формировались не только карбонатиты. В северо-западном Присаянье в риффе сформировался рифтогенный Кувайский прогиб, развитие которого сопровождалось формированием редкометальных гранитов (Алтухов, 1980, 1986 и др.; Ярошевич, Корнев, Кунгурцев, 1995).

В позднем докембрии – раннем палеозое в зоне Главного Восточно-Саянского разлома сформировался рифтогенный Негодкинский прогиб, выполненный вулканогенно-осадочным комплексом, близким по возрасту ангульскому преимущественно терригенному комплексу Манского прогиба и предшествовавший накоплению кембрийского карбонатного шельфового комплекса Манского и Миричунского прогибов Присаянской области. Однако продуктивных щелочных и щелочно-гранитоидных магматитов, пространственно связанных с Кувайским и Негодкинским рифтами, пока не выявлено, хотя проявления потенциально редкометаллоносных интрузивов известны давно, но они плохо изучены (гутарский и другие комплексы).

Агульская металлогеническая зона. Широко проявился в сегменте Присаянской области нижнепалеозойский рифтогенез и сопровождавший его щелочно-гранитоидный

магматизм, сформировавшие Агульскую рифтовую зону. Редкометальных месторождений в связи с этими гранитоидами пока не обнаружено.

В конце палеозоя произошла активизация структур этой зоны с формированием щелочных гранитов хайламинского комплекса и связанных с ними рудоносных метасоматитов.

Принято считать, что формирование близко одновозрастных и формационно однотипных палеозойских щелочных гранитов и связанных с ними редкометальных месторождений являлось формой проявления процессов тектоно-магматической активизации, в которые были вовлечены разновозрастные структуры эпираннекаледонского континента Центральной Азии (Смирнов, Булдаков, 1962; Захаров, 1981 и др.). Другие геологи на основании выявленных различий в происхождении, возрасте и тектонической позиции редкометальных щелочных гранитов различных регионов Сибири приходят к выводу об их генетическом разнообразии и различных условиях формирования. В Присаянской области их формирование связывалось с процессами палеозойского внутриконтинентального рифтогенеза (Алтухов, 1986; Алтухов и др., 1987 и др.).

Различия в оценке тектонической природы рудоносного щелочно-гранитоидного магматизма являются причиной разногласий при прогнозно-металлогенических построениях и прогнозно-поисковых рекомендациях. Так, согласно одним прогнозно-поисковым моделям редкометальные щелочные граниты предлагаются искать на площади всего южно-сибирского мегаареала щелочно-гранитоидных пород, преимущественно в зонах региональных разломов (Смирнов и др., 1967 и др.). Согласно другим моделям (Алтухов и др., 1991 и др.) поиски редкометальных месторождений щелочно-гранитового типа на юге Сибири следует сосредоточить в пределах палеорифтогенных зон, преимущественно на окраинах микроконтинентов и выступов древнего фундамента (рис. 7). Имеются и другие представления о тектонической позиции рассматриваемых магматитов. Следовательно, определение времени и условий их формирования является актуальной и важной задачей при прогнозировании, поисках и оценке связанных с ними редкометальных месторождений.

Результаты изотопного Rb-Sr изучения щелочных гранитов и альбититов Хайламинского массива, находящегося на площади Агульской зоны, позволяют заключить, что они сформировались в ранней перми, а свойственное им низкое начальное изотопное отношение стронция однозначно указывает на ведущую роль мантийного вещества при их формировании.

В свете новых изотопно-геохронологических материалов формирование гранитов хайламинского комплекса происходило внутри устойчивого сегмента континентальной плиты далеко за пределами синхронных им рифтовых структур Забайкалья и Монголии. Эти граниты не участвуют в строении серии пород повышенной щелочности, выполняющих нижнепалеозойскую Агульскую рифтовую долину, как это считалось ранее, а их возникновение не может рассматриваться в связи с процессами формирования нижнепалеозойского Агульского рифта.

Щелочные граниты Хайламинского массива рассматриваются горячей точкой (или активизационными, телерифтогенными, отдаленно рифтогенными).

Масштабы проявления пермского гранитообразования и рудогенеза на юге Сибири пока не ясны. Не исключено, что магматизм этой эпохи в Присаянье проявился более широко, чем это установлено ныне. Для ответа на этот вопрос необходимы дополнительные геологические и изотопно-геохимические исследования.

Пермским, вероятно, является массив Аномальный, расположенный по соседству (восточнее) с Хайламинским массивом и тоже относящийся к хайламинскому комплексу. Возможно, к этому же комплексу принадлежит крупный Улуг-Тайгинский массив,

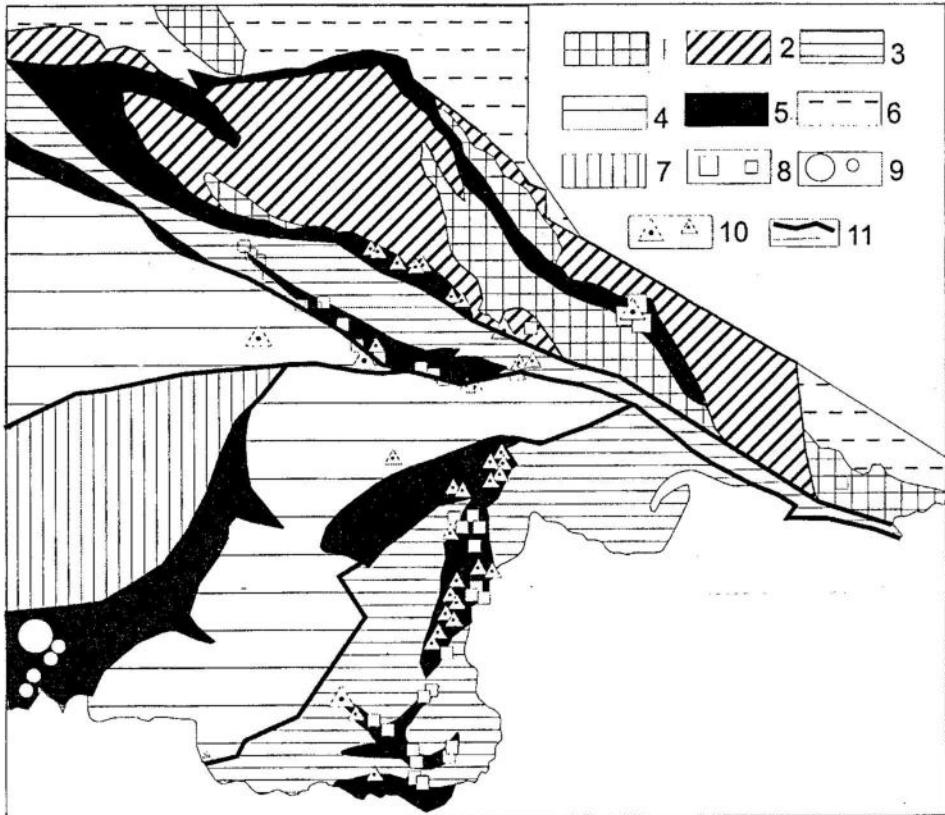


Рис. 7. Позиция редкометальных месторождений щелочных и щелочно-гранитоидных типов относительно докембрийских рифтогенных структур юга Сибири. Масштаб 1: 500 000. Составил Е.Н.Алтухов.

1-2 – фрагменты структур эпиархейского суперконтинента со снятыми протерозойскими и фанерозойскими комплексами (1 – гранито-гнейсовые и гранулито-гнейсовые пояса без расчленения, 2 – зеленокаменный суперпояс), 3-5 – фрагменты структур фундаментов протерозойских суперконтинентов со снятыми чехлами (3 – гранит-зеленокаменные области, 4 – тоналит-зеленокаменные области, 5 – преимущественно позднепротерозойские рифты), 6 – чехол Сибирской платформы, 7 – каледониды Западного Саяна, 8-10 – месторождения и рудопроявления (8 – карбонатит-щелочно-ультрамафитового, нефелинсиенитового и миаскитового типов без расчленения, 9 – карбонатит-сиенитоидного типа, 10 – щелочно-гранитоидных типов), 11 – ограничения структур.

находящийся в Агульской же нижнепалеозойской рифтовой зоне, западнее Хайламинского массива. Rb-Sr анализ валовой пробы этого массива не противоречит такому предположению. Сходна и геохимическая характеристика Хайламинского и Улуг-Тайгинского массивов с типичным для щелочных гранитов графиком распределения редких земель (Костицын, Алтухов, 2003). Оценка его рудоносности пока не проведена. С гранитами пермского возраста может быть связано, вероятно, Агульское редкометальное проявление. Некоторое сходство с упомянутыми массивами по редкоземельным характеристикам обнаруживают Огнитский, Каменский и другие гранитоидные массивы.

Пермская или пермо-триасовая редкометальная металлогеническая эпоха совпала с периодом распада суперконтинента Пангея. В Присаянье она представлена пока единственным, но крупным Зашихинским месторождением, сформировавшимся в юго-восточном участке выклинивания Агульского нижнепалеозойского рифта. Формирование месторождения произошло, вероятно, в результате процесса взаимодействия мантийного плюма с корой Сибирского кратона.

В свете новых данных Агульская редкометальная металлогеническая зона представляется наиболее перспективной в Присаянской субпровинции на поиски разновозрастных месторождений щелочных и щелочно-гранитного типов.

Енисейская субпровинция в редкометальном отношении менее продуктивная, нежели Присаянская. Наибольший интерес в ней представляют редкометальные объекты, приуроченные к раннедокембрийским зеленокаменным поясам, вовлекавшимся в повторный рифтогенез с формированием щелочно-ультраосновных пород с карбонатами.

Центрально-Енисейская металлогеническая зона ограничивается с востока Ишимбинским глубинным разломом, с запада – Татарским разломом. Южным ее ограничением служит Нижнеангарский разлом. В этой зоне, согласно материалам Т.Я.Корнева, распространены разновозрастные энсиалические рифтогенные комплексы, что позволяет рассматривать ее в целом рифтогенной телескопированной. К наиболее ранним рифтогенным относятся нижнепротерозойские образования метадолерит-базальтовой формации индыглинского комплекса, распространенные в верховьях р. Татарки, в верхнем течении р. Б.Пит ниже стрелки с р. Горбилок, в бассейнах рек Кии, Горевки, Чары, Тей и в других участках.

На протяжении позднего докембра в рассматриваемой зоне происходило формирование шельфовых комплексов с эпизодами проявления рассеянного рифтогенеза. Рифтогенный магматизм этого времени характеризуют образования риолит-базальтовой формации в составе каменского комплекса, риолит-базальтовой и пикрит-базальтовой формаций рыбинского и попутниковского комплексов, а также трахибазальтовой формации чивидинского комплекса. Рифтогенный магматизм проявлялся в этой зоне также в венде (средневороговский щелочно-гранит-сиенитовый комплекс, татарский карбонатовый комплекс). В позднем докембре широко проявился коллизионный гранитоидный редкометальный магматизм (татарско-аяхтинский, чиримбирский, глушихинский и другие комплексы).

Горевско-Ангарская металлогеническая зона соотносится с энсиалической докембрийской рифтогенной зоной, протягивающейся вдоль долины р. Енисей от устья р. Ангары до бассейна правобережья р. Горевки. В пермо-триасе структуры этой зоны испытывали активизацию, сопровождавшуюся формированием щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, объединяемых в кийский комплекс. Наиболее крупным является Кийский массив.

Иркинеевская металлогеническая зона. Расположена на западной окраине Сибирской платформы. В Енисейскую субпровинцию включена условно. Соответствует верхнерифейскому авлакогену или рифту, претерпевшему в палеозое сжатие и последовавшие за ним восходящие движения с формированием выступа среди образований платформенного чехла. В нижнем триасе структуры Иркинеевской зоны испытывали активизацию, в результате чего сформировалось Чуктуконское месторождение карбонатитового типа и ряд подобных редкометальных проявлений, объединяемых в чадобецкий комплекс.

По тектоническим и металлогеническим особенностям Присаянско-Енисейская провинция сходна с Карело-Кольской провинцией, характеризуясь сходными ассоциациями редкометаллоносных магматитов и месторождений (за исключением агпант-нефелин-сиенитового типа), полнотой редкометальных металлогенических трендов, рангом месторождений. Примечательно, что и базит-ультрабазитовые комплексы сопоставляемых регионов перспективны в благородно-метальном отношении.

Присаянско-Енисейская провинция является не только комплексной, но и одной из наиболее богатых и перспективных в России. На это указывает и глобальный ранг металлогенических эпох, во время которых в ее пределах формировались эндогенные

редкометальные месторождения. По критерию *tai* многие из этих месторождений являются уникальными.

Менее продуктивные редкометальные магматиты в рассматриваемой провинции формировались в ходе региональных геотектонических циклов, соответствующих циклам Бертрана. Обнаружение месторождений, связанных с этими магматитами, наиболее вероятно в активизированных рифтогенных зонах.

Алданская провинция соотносится с Алданским щитом. Ее металлогенический облик создают месторождения щелочных и щелочно-гранитового формационных типов, специализированные на ниобий, tantal, редкие земли, иттрий, цирконий (Катугинское, Куранахское, Тас-Юряхское, Арбастахское, Ингилийское, Селигдарское и другие месторождения). Известны в Алданской провинции и литийсодержащие месторождения пегматитового типа (Юхухтинское, Олондинское, Оломокитское, Тунгурчикское и другие).

Глубоким эрозионным срезом редкометальных пегматитов объясняются, вероятно, скромные запасы бериллия в пределах провинции, составляющие около 2,5% от общероссийских запасов этого металла. Однако, обнаружение редкометальных месторождений лейкогранит-аляскитового и субщелочно-гранитового типов вероятно в фундаменте Сибирской плиты. На их наличие косвенно указывают литиеносные рассолы, известные в различных районах Сибирской платформы. Первоисточниками этих рассолов явились, возможно, литийсодержащие гранитогенные месторождения, перекрытые платформенным чехлом.

Наиболее продуктивными являются Западно-Алданская или Олекминская и Восточно-Алданская или Ботомгская гранит-зеленокаменные области, в пределах которых сосредоточены месторождения и рудопроявления коровой и мантийной групп. Преобладают месторождения пегматитового, щелочно-гранитового и карбонатитового генетических типов. Причем большая их часть имеет докембрийский возраст.

В Алданскую провинцию условно включены проявления верхнерифейского щелочного ультраосновного магmatизма Майской зоны Сибирской платформы (карбонатитовый массив Ингили и др.), пространственно сближенные с одновозрастными им подобными магматитами собственно Алданского щита.

За пределами гранит-зеленокаменных областей Алданского щита, в Центрально-Алданском блоке тоже известны редкометальные месторождения. Однако здесь преобладают гранитные пегматиты с редкоземельной минерализацией и щелочные граниты с убогой редкометальной минерализацией.

В новейших работах по тектоническому районированию Алдано-Станового региона структуры сочленения Алданского щита с Джугджуро-Становой складчатой областью выделяются в Южно-Алданскую область протяженностью около 1000 км. В ее состав включаются Каларский, Курульгинский, Зверевский, Сутамский, Алюмканский и Джугджурский тектонические блоки, сложенные глубоко метаморфизованными породами каларской, курульгинской, зверевской, сутамской и холбохской толщ алданского мегакомплекса, интенсивно переработанного в конце раннего докембра (Котов, 2003). Иначе говоря, структуры Южно-Алданской области принадлежат к Алданскому щиту, к переработанной его окраине. Соответственно, южное ограничение Алданского щита проводится по границе с Джугджуро-Становой складчатой областью, совпадающей, в частности, с зоной Каларского разлома. Структуры Джугджуро-Становой области относятся к обрамлению Алданского щита (Алтухов, 1980; Котов, 2003), а не к Алдано-Становому щиту, как это считается некоторыми геологами. Геодинамическая природа тектонических комплексов Южно-Алданской области дискуссионная. Представляет-

ся, что в позднем архее – раннем протерозое это была огромная ветвящаяся область растяжения континентальной коры, на что указывают соответствующие магматиты – показатели обстановки растяжения (анортозиты, щелочные граниты и др.) Условно структуры этой области объединяются в окраинно-континентальную рифтогенную систему, состоящую из ряда позднеархейских-раннепротерозойских рифтогенных зон и микроконтинентов. К рифтогенным, в частности, отнесены раннепротерозойские вулканиты Учуро-Майского района (Улканский пояс), рассматриваемые А.А.Бухаровым (2001 и др.) в качестве фрагмента окраинно-континентального Восточно-Сибирского вулкано-плутонического суперпояса.

Зеленокаменные пояса Чаро-Олекминского и Алданского геоблоков характеризуются субмеридиональным простиранием и как бы срезаются преимущественно субширотными структурами Южно-Алданской области. Таковы, например, Токко-Ханинский (с Олондинским тектоническим фрагментом) и Темулякитский (с Оломокитским тектоническим фрагментом) зеленокаменные пояса, к которым пространственно тяготеют небольшие грабен-синклинали, выполненные нижнепротерозойскими отложениями. Некоторые из этих поясов формировались почти одновременно с Кодаро-Удоканским прогибом, например Балаганахский (2,0–2,3 млрд. лет), Чумиканский (2,0–2,1 млрд. лет), Чульманский (<2,3 млрд. лет) зеленокаменные пояса. Период формирования Кодаро-Удоканского прогиба $2066 \pm 6 - 2180 \pm 50$ млн. лет (Котов, 2003). Южным бортом онложен на Каларский и Курультинский блоки Южно-Алданской области.

К структурам Южно-Алданской области пространственно тяготеет большая часть редкометальных месторождений региона, сформировавшихся в различные металлогенические эпохи, в различных геодинамических обстановках и принадлежащие к различным генетическим и рудно-формационным типам. Все это дает основание выделять **Южно-Алданскую редкометальную субпровинцию**, включающую структуры собственно Южно-Алданской области, а также смежные с ними структуры Алданского щита.

В составе Южно-Алданской субпровинции отчетливо выделяются Каларо-Олекминская и Улканско-Алгаминская металлогенические зоны.

Каларо-Олекминская металлогеническая зона выделяется в западном фланге Южно-Алданской субпровинции. Основу ее строения образуют Каларский и Курультинский блоки, а также южные фрагменты Чаро-Олекминского геоблока с наложенными зеленокаменными поясами и приуроченными к ним раннепротерозойскими грабен-синклиналями. В этой зоне сформировались нижнепротерозойские пегматитоносные граниты и граносиениты куандинского комплекса, калиевые граниты и граносиениты кодарского комплекса, щелочные граниты и щелочные метасоматиты катугинского комплекса, с которыми связаны Олондинское, Оломокитское, Катугинское, Центральное, Тас-Юряхское, Куранахское и другие редкометальные и редкоземельные месторождения. Все эти магматиты и месторождения преимущественно локализованы в наложенных нижнепротерозойских структурах или пространственно с ними связаны.

Уже отмечалось, что становление редкометальных гранитоидов в рассматривающих регионах происходило практически одновременно с формированием некоторых зеленокаменных поясов и, по-видимому, под влиянием породивших их тектонических и геодинамических процессов. Поэтому, ответственными за формирование главных редкометальных месторождений региона следует считать не нижнепротерозойские структуры протоплатформенного Кодаро-Удоканского прогиба, а активизированные в нижнем протерозое структуры Каларо-Олекминской зоны. С этой тектонической зоной соотнесена и редкометальная металлогеническая зона (Алтухов и др., 1991).

Улканско-Алгаминская металлогеническая зона соотносится с телерифтогенной зоной восточной окраины Алданского щита. Ее тектоническим каркасом служат сквозь-

коровые разломы, ограничивающие Тыркандинский блок с юга, а также разграничающие Холболовский и Суннагинский блоки Учурского мегаблока. Ключевую роль в редкометальной металлогенезе этой зоны играет нижнепротерозойский Улканский вулкано-плутонический пояс, с щелочными и щелочно-гранитоидными магматитами которого связаны редкоземельное Восточно-Улканское месторождение и ряд проявлений танталоносных пегматитов (Эталон, Элгэтэ и др.).

В Улканско-Алгаминскую металлогеническую зону условно включены Селигдарское (Инаглинское) верхнепротерозойское месторождение карбонатитового типа, а также Инглийское (Алгаминское) карбонатитовое редкоземельно-циркониевое месторождение Майской зоны Сибирской платформы. В пределах зоны расположено позднедокембрийское Арбастахское ниобиевое месторождение карбонатитового типа. Предполагается, что все эти редкометальные магматиты, наряду с карбонатитовыми массивами Сетте-Дабанской зоны Верхоянско-Колымской области фиксируют сложно построенную, ветвящуюся систему телескопированных рифтов, развивавшихся в нижнем и верхнем докембрии, а также в среднем девоне.

По многим геологическим и металлогеническим характеристикам Алданская провинция сходна с Карело-Кольской и Присаянско-Енисейской провинциями. В то же время, важным отличием Алданской провинции от Карело-Кольской и Присаянско-Енисейской является существенно большая роль в ее строении линейных зеленокаменных поясов и все еще плохая их изученность. Это позволяет положительно рассматривать перспективы Алданской провинции на возможность обнаружения редкометальных месторождений различных генетических типов. Ученные запасы и прогнозные ресурсы редких металлов этой провинции далеки от их реальных потенциальных величин.

Анбарско-Оленекская провинция соотносится с гранит-зеленокаменной областью в фундаменте Сибирской платформы. Участвующие в ее строении зеленокаменные пояса фокусировали и фанерозойскую внутриплитную эндогенную тектономагматическую активность, контролируя размещение многочисленных полей щелочных базальтоидов, а также массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Среди последних крупнейшим является Томторский массив, с которым связано месторождение ниobia, редких земель и других металлов.

Свообразие редкометальной металлогенезии Анбарско-Оленекского региона заключается в ее генетическом однообразии. Это, наряду с неясностью строения глубоко залегающего фундамента, явилось основанием для выделения рассматриваемого региона в металлогеническую провинцию условно (Алтухов, 1997).

Следует подчеркнуть, что Томторское карбонатитовое месторождение сформировалось в связи с развитием Уджинской позднедокембрийской внутриконтинентальной рифтовой зоны. В девоне-карбоне на карбонатитовом массиве возникли богатые коры выветривания. Наличие многообразных проявлений гидротермальных процессов, накладывающихся на коры выветривания и датируемых карбоном-юрой (300–200 млн. лет), свидетельствует о том, что Уджинская рифтовая зона длительное время подвергалась активизации. Это позволяет считать, что процесс становления Томторского месторождения происходил около 500 млн. лет и что указывает, вероятно, на длительные связи редкометаллоносного магматического резервуара с мантийными глубинами. Ранее было показано, что длительность коро-мантийного взаимодействия является одним из важнейших факторов формирования уникальных по запасам эндогенных редкометальных месторождений.

Маймече-Котуйская провинция выделяется по ареалу щелочных ультраосновных пород, широко развитых к западу от Анбарского щита и контролируемых Тунгус-

ской и Енисей-Хатангской раннетриасовыми внутриконтинентальными рифтовыми системами. Некоторые из рифтов этих систем объединяются в Котуйскую зону, с которой соотнесена *Котуйская редкометальная металлогеническая зона*, заключающая крупнейший в мире Гулинский массив щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и множество мелких карбонатитовых тел разнообразной морфологии. Всего в Маймече-Котуйской провинции выявлено около 50 массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Наиболее полная сводка по петро-геохимии этих пород выполнена Ю.А.Багдасаровым (Багдасаров и др., 2001).

Крупных редкометальных месторождений в связи с рассматриваемыми карбонатитами пока не выявлено. Вероятная причина этого заключается в том, что их тектонический контроль осуществлялся зонами рассеянных (распределенных) раннетриасовых или пермо-триасовых рифтов, формирование которых происходило в обстановке активного «площадного» растяжения и сопровождалось излияниями огромных масс траппов. На глубине зон этих рифтов соответствовали, по-видимому, относительно небольшие мантийные диапирсы, неспособствовавшие созданию значительных редкометаллоносных резервуаров. Соответственно, щелочные мантийные магмы являлись изначально бедными редкими элементами, а тектонические условия и геодинамические обстановки становления интрузивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами не способствовали концентрированию и консервации в них редких металлов.

Предполагается, что фундаментом провинции служат структурно-вещественные комплексы, сходные с гранулито-гнейсовыми образованиями Анабарского щита. К тому же, восточная граница этой провинции с Анабарским щитом условная, расплывчатая. На это указывают и карбонатитовые массивы северного Прианабарья, поля распространения которых практически смыкаются с карбонатитовыми массивами Маймече-Котуйской провинции, а также с аналогичными массивами юго-восточного и восточного склонов Анабарского щита. С изложенных позиций карбонатитовые массивы Маймече-Котуйской провинции, как и карбонатитовые поля Прианабарья представляются мало перспективными на обнаружение редкометальных месторождений крупного и среднего рангов.

Заметим, что геодинамическая обстановка и тектонические условия становления маймече-котуйских карбонатитов сходны с таковыми раннедокембрийских щелочных гранитов Кольского региона, где тоже не возникло существенных рудных концентраций несмотря на значительный объем щелочно-гранитоидных пород.

В редкометальных провинциях Восточно-Европейской и Сибирской платформ выявлено более 40 месторождений и многочисленные, но еще слабо изученные рудопроявления редких металлов. Суммарные ресурсы многих металлов в этих месторождениях составляют от 50 до 95% от их общероссийских ресурсов. Ресурсы бериллия, лития, рубидия, tantalа в каждой из этих платформ сопоставимы по масштабу. Однако по ресурсам иттрия, циркония существенно превосходит Восточно-Европейская платформа, а по ресурсам редких земель, ниобия, цезия она столь же уступает Сибирской платформе.

Главными редкометальными металлогеническими эпохами на Восточно-Европейской платформе являлись позднеархейская и средне-, позднепалеозойская. В глобальную позднеархейскую коллизионную эпоху сформировались относительно крупные месторождения в связи с гранитными пегматитами. В среднепалеозойскую эпоху регионального ранга сформировалось гигантское месторождение иттрий-циркониевых руд, связанных с агпайт-нефелин-сиенитовым Ловозерским массивом.

Главными редкометальными металлогеническими эпохами на Сибирской платформе являлись раннепротерозойская, позднедокембрийская, позднепалеозойская (позднепалеозойско-раннемезозойская) эпохи глобального ранга. В раннепротерозойскую коллизионную эпоху сформировались месторождения в связи с гранитными пегматитами. В эпохи распада докембрийских суперконтинентов и суперконтинента Пангея сформировались месторождения щелочных и щелочно-гранитового формационных типов. По тектонической позиции они являются рифтогенными и телерифтогенными (отдаленно рифтогенными), а по геодинамической природе – плюм-тектоническими (горячие поля, горячие точки и т. д.).

Металлогенические эпохи регионального ранга на Сибирской платформе проявились в угнетенной форме и заметных месторождений этих эпох в ее пределах пока не обнаружено.

Широкое проявление на юго-западной и южной окраинах Сибирской платформы рудно-магматических процессов большинства глобальных металлогенических эпох позволяет оптимистически относиться к возможности обнаружения в этих регионах крупных редкометальных месторождений различного возраста и различной геодинамической природы. Перспективным резервом таких месторождений являются магматиты эпохи распада эпикарельского суперконтинента, а также эпохи формирования позднедокембрийского суперконтинента (к таковым относятся, возможно, редкометальные пегматиты месторождения Тастыг в Юго-Восточной Туве и другие более мелкие объекты), на время проявления которых приходится редкометальный «минерагенический пропуск», хотя на других континентах редкометальные месторождения этих эпох пользуются широким распространением. Не исключается и возможность обнаружения редкометальных месторождений эпохи распада эпиархейского суперконтинента, пока представленной, вероятно, лишь Катугинским месторождением щелочно-гранитового типа.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ГОНДВАНЫ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

К наиболее ранним редкометальным магматитам на Земле относятся гранитные пегматиты, приуроченные к гранит-зеленокаменным областям. Период их формирования охватывает интервал от 2,9 до 2,6 млрд. лет, что соответствует эпохе создания первого в истории Земли позднеархейского суперконтинента. Локализованы пегматиты преимущественно в зеленокаменных поясах, разделявших или ограничивавших раннеархейские микроконтиненты. Пегматиты преимущественно сподумен-микроклин-альбитового типа, заключающие крупнейшие запасы лития, бериллия, tantalа, цезия и других редких металлов. Они известны практически на всех щитах древних платформ. Таковы месторождения Бикита в Зимбабве, Берник-Лейк в Канаде и другие. По происхождению они являются внутрикоровыми, что по данным изотопного анализа на примере блока Пилбара (Австралия) показали Р.У.Пейдж, М.Т.Мак-Каллох, Л.П.Блэк (1984) и другие геологи. Коллизионная природа этих пегматитов и их материнских гранитов представляется вероятной.

С эпохой распада эпиархейского суперконтинента связано формирование редкометальных щелочно-гранитовых и карбонатитовых месторождений. Причем, наиболее древние из них возникли, по-видимому, в связи с самыми ранними проявлениями процессов деструкции архейской коры, а породившие их конвективные потоки еще не оформились в общемантийные и поэтому изначально отличались ограниченными ресурсами редких металлов. К наиболее древним из ныне известных относятся щелочные ультрамафиты Канады, имеющие возраст ~2,8 млрд. лет. Несколько моложе карбонати-

товые массивы трещинного типа – Дубравинский, Сиилиньярви (~2,5 млрд. лет) и другие на Восточно-Европейской платформе.

Более поздние и более многочисленные карбонатитовые массивы преимущественно центрального типа формировались в интервале от ~2,0 до 1,8 млрд. лет, маркируя процесс распада эпиархейского суперконтинента. Таковы карбонатитовые комплексы Канадского, Южно-Африканского и других щитов. Один из них – комплекс Палабора в ЮАР характеризуется медно-молибден-уран-золото-редкометальным оруднением. К этой же эпохе принадлежит карбонатитовый массив центрального типа Маунт-Вельд в Австралии. Его возраст около 2,0 млрд. лет.

В эпоху распада эпиархейского суперконтинента формировались и редкометальные щелочные граниты, часто предшествуя формированию собственно рифтогенных прогибов. Таковы, например, щелочно-гранитовые массивы Тор-Лейк и Атапуско (Северная Америка), возраст которых 2094 и 2057 млрд. лет соответственно, щелочные граниты в составе сложно построенного гигантского Бушвельдского лополита Южной Африки, возраст ~2,0 млрд. лет и др. В Саудовской Аравии в это время сформировалось крупнейшее месторождение Гурайя, возраст которого около 2,0 млрд. лет. Близкий возраст имеет Катугинское месторождение – 2066±6 млн. лет. Несколько моложе месторождения щелочно-гранитового типа Австралии: месторождение Брокмен имеет возраст 1856–1890 млн. лет.

В эпоху формирования карельского суперконтинента, в интервале от ~1,9 до ~1,65 млрд. лет на различных континентах возникли редкометальные гранитогенные пегматитовые месторождения в основном сподуменового типа. Это Li-Ta-Nb пегматиты Западной Африки (Мали, Берег Слоновой кости), Sn-Li пегматиты США и другие.

Эпоха распада эпикарельского суперконтинента засвидетельствована формированием редкометальных щелочных пород практически на всех континентах. Многие из них приурочены к древним рифтогенным зонам и формировались в интервале от ~1,4 до ~1,0 млрд. лет. В эту эпоху возникло крупнейшее месторождение карбонатитового типа Маунтин-Пас (Колорадо, США). Его возраст 1380–1440 млн. лет. Возраст карбонатитового месторождения Айрон-Хилл (США) 1487±9 млн. лет. На Австралийском континенте в эту эпоху сформировался карбонатитовый массив трещинного типа Мюд-Тенк, возраст ~1500 млн. лет.

В эпоху формирования мезопротерозойского или гренвильского суперконтинента, в интервале от 1,0 до 0,8 млрд. лет или несколько дольше, в коллизионной обстановке сформировались бериллиевые и сподуменовые пегматитовые месторождения Раджастанского пояса, а также существенно бериллиевые пегматиты Бихарского пояса Индии, сподуменовые пегматиты Намибии и другие.

Со временем распада эпигренвильского суперконтинента связано образование многочисленных крупных редкометальных месторождений щелочных формационных типов. Главное место среди них занимают месторождения щелочно-ультраосновной (иболит-карбонатитовой), а также фенит-карбонатитовой формационных групп (по Л.С.Бородину), обнаруженных практически на всех континентах. Намечается две позднедокембрийских фазы формирования этих пород. Ранняя фаза проявилась практически вслед за формированием гренвильского суперконтинента. Ее представителями являются карбонатитовые массивы Немегозенда-Лейк и Файрсенд-Ривер (Канада) с возрастом 1015 и 1048 млн. лет соответственно. Возраст щелочно-гранитового месторождения Стрейндж-Лейк (Канада) 1270 млн. лет. В позднюю фазу, в интервале от 550 до 700 млн. лет возникли кольцевые карбонатитовые массивы Сент-Оноре, Маниту и другие в Канаде, а также многочисленные карбонатитовые массивы на Сибирской платформе, о которых говорилось ранее.

Структурное оформление Гондваны – ядра будущей Пангеи произошло в конце докембрия – начале палеозоя. С коллизионными процессами этого времени на кратонах гондванской группы было связано широко региональное радиометрическое омоложение более древних комплексов пород, наиболее выразительно проявившееся на Африканском континенте. Это послужило причиной выделения У.Кеннеди панафриканской эпохи термо-тектонического омоложения.

К панафриканской эпохе относится образование полей танталоносных и бериллиевоносных пегматитов в Мозамбике и на Мадагаскаре, а также формирование щелочных гранитов в Нубийско-Аравийском щите (позднегаттарские граниты Египта). В позднем докембрии-ордовике происходило формирование щелочных гранитов в Саудовской Аравии. Все это указывает на развивающуюся в конце докембрия – начале палеозоя обстановку деструкции коры Африканского континента. Иначе говоря, процесс распада Гондваны начался вслед за ее образованием.

Проявлением мезозойского щелочного магматизма на континентах гондванской группы, а также на Северо-Американском континенте зафиксирована эпоха распада Пангеи. Возраст массива Якупиранга (Бразилия), относящегося к ультрамафитовой формационной группе 134–151 млн. лет. Возраст массивов Ока (Канада), Калькфельд, Мессум, Шпицкоп и других (ЮАР), относящихся к ийолит-карбонатитовой формационной группе – меловой и верхнетриасовой соответственно. Меловой возраст имеет зонально-кольцевой суббулканический комплекс Магнет-Ков (США) – 100 млн. лет. Возраст карбонатитового штока Араша (Бразилия), относящегося к фенит-карбонатитовой формационной группе – 87 млн. лет. По-видимому, мезо-кайнозойский возраст имеет сиенит-карбонатитовый массив Луэш (Зaire), входящий в группу из нескольких щелочных интрузивов, приуроченных к области Западного рифта Восточной Африки.

В мезозое на гондванских кратонах формировались и месторождения щелочно-гранитового типа, например, щелочные граниты Нигерии имеют возраст 213–141 млн. лет.

Таким образом, процессы распада Гондваны почти без перерыва перешли в процессы распада Пангеи, хотя в тектоническом смысле начало распада Гондваны принято считать с конца карбона – начала перми. В этой связи типизация фанерозойских металлогенических эпох Гондваны менее определенная, нежели докембрийских металлогенических эпох этого суперконтинента.

2. ЭНСИАЛИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В энсиалических складчатых областях, как и на древних платформах, сформировались наиболее богатые редкометальные металлогенические провинции.

ЮЖНО-СИБИРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Южно-Сибирскую металлогеническую провинцию объединяются редкометальные месторождения восточной части Алтай-Саянской складчатой области, сформировавшиеся на обломках эпигренвильского суперконтинента (см. рис. 6). Эти месторождения группируются в металлогенические зоны, часть из которых соотносится со структурами энсиалических протерозоид (Алтухов, 1980; Митрофанов, Козаков, Палей, 1981 и др.), другая часть – со структурами энсиалических ранних каледонид или салаирид (Алтухов, 1986 и др.).

Ключевую роль в геологическом строении и редкометальной металлогении Южно-Сибирской провинции играют микроконтиненты, вовлеченные в фанерозойские тек-

тонические и геодинамические процессы. Наиболее крупные из них – Тувино-Монгольский, Хакасский (с Дастьыгхемским, Базыбайским, Томским, Кульчазинским тектоническими фрагментами или самостоятельными микроконтинентами) и другие микроконтиненты. Особенностью докембрийского фундамента микроконтинентов раннекаледонских зон является преимущественно тоналитовый состав пород при подчиненной роли метабазальтоидов и метакоматиитов (Алтухов, 1986).

На фундаментах южно-сибирских микроконтинентов сохранились разновеликие фрагменты протерозойских и нижнепалеозойских шельфовых комплексов, однозначно указывающие на существование единого сегмента континентальной коры уже в протерозое. К таковым относятся карбонатные отложения докембрийских дербинской серии Восточного Саяна, балыктыгхемской свиты Восточной Тувы и других, преимущественно карбонатных свит и толщ, издавна рассматривавшихся в качестве реперов при межрегиональной корреляции разрезов протерозоя (Алтухов, 1980, 1986; Сезько, 1988 и др.). Подобные карбонатные отложения формировались в нижнем палеозое (боксонская, балахтисонская серии Восточных Саян и их аналоги в Восточной Туве, Северной Монголии, Восточном Забайкалье и т. д.).

Напомним, что согласно современным изотопно-хронологическим материалам массовое формирование гранитоидов, а также щелочных пород на юге Сибири произошло в нижнем палеозое. Одновременно докембрийские структурно-вещественные комплексы испытали здесь интенсивную термо-тектоническую переработку и радиометрическое омоложение. Вероятной причиной этого являлось мощнейшее воздействие мантийного плюма на огромный сегмент континентальной коры и его наложение на коллизионные процессы, связанные с формированием каледонских складчатых сооружений в Центрально-Азиатском поясе. В результате взаимодействия этих процессов в зонах сопряжения Сибирского кратона с Южно-Сибирским сегментом позднепротерозийского суперконтинента, а также вдоль его внешних окраин сформировались наложенные нижнепалеозойские метаморфические пояса.

О мантийно-коровом или коро-мантийном происхождении значительной части нижнепалеозойских гранитоидов юга Сибири свидетельствуют материалы их изотопного изучения. Мантийными начальными отношениями изотопов стронция характеризуются ордовикские и силурийские щелочные и щелочно-гранитоидные породы бугульминского, огнитского, сангиленского, бреньского, сайбарского и других интрузивных комплексов. Такие же изотопные характеристики свойственны известково-щелочным гранитоидам Иденского массива (Костицын, Алтухов, 2000 и др.) – типичного представителя слабодифференцированных интрузивов дербинского комплекса Восточных Саян, издавна считавшегося докембрийским, в том числе архейским. Подобные изотопные характеристики получены по гранитоидам нагорья Сангилен (Петрова, 2001), относившимся ранее к таннуольскому и другим интрузивным комплексам.

Соответствующую переработку испытали и вмещающие докембрийские породы. Причем, нижнепалеозойские изотопные датировки нередко интерпретируются как истинный их возраст. Таковы датировки ольхонской серии Прибайкалья, китайкинской серии Протеросаяна, тесхемской серии Сангилена и других явно докембрийских образований юга Сибири. Процессы их переработки реконструируются и термоизохронным Pb-Pb методом, а также минералогическими методами при детальном изучении цирконов (данные Л.В.Сумина, В.В.Брынцева, А.Д.Червинской, Т.Ф.Зингер и др.).

Структуры Восточного Саяна объединяются в одноименную мегазону. В ее северо-восточном и юго-западном флангах вдоль окраин разновозрастных докембрийских континентов выделяются докембрийские Удинско-Колбинская и Казырско-Аикусокская

редкометальные металлогенические зоны рифтогенной природы. В их пределах сформировались палеозойские анорогенные граниты и связанные с ними Хоройское, Нижне-Сурунугское, Казырское, Ханское и другие месторождения Ta, Li, Be и других редких металлов.

Крупный фрагмент структур Восточной Тувы, отличающихся интенсивно переработанной древней континентальной корой и заключающий ареалы различных по происхождению редкометальных магматитов и связанных с ними месторождений и проявлений, выделяется в *Восточно-Тувинскую металлогеническую субпровинцию*. В ее строении участвуют сложнопостроенные телескопированные рифтовые зоны, заложение которых реконструируется со времени накопления сланцево-карбонатных отложений протерозойской аймакской свиты. Одновременно с рифтами на стабильных блоках фундамента накапливались мелководные преимущественно карбонатные отложения балыктыгхемской свиты и ее аналогов, интерпретируемые шельфовыми.

Формирование рифтов с перерывами продолжалось в верхнем докембрии и в нижнем кембрии и сопровождалось накоплением вначале преимущественно грубообломочных (качикская и другие свиты), затем тонкообломочных и карбонатных отложений с прослойями песчаников, конгломератов и линзами вулканитов преимущественно основного состава (нарынская, чахыртойская, уланэргинская, ходаляхская, пучукская и другие свиты).

Согласно изотопно-геохронологическим материалам в ордовике на Сангилене происходило формирование не только коллизионных гранитоидных батолитов, но и редкометальных щелочных и щелочно-гранитоидных пород (Рублев, 1989 и др.) в активизированных древних рифтогенных зонах. Реанимация этих зон была инициирована, возможно, воздействием мантийного плома на континентальную кору региона в условиях проявления процессов косоориентированной коллизии блоков континентальной коры и сдвиговых деформаций (Владимиров и др., 2000). Причем в обстановке преобладающего сжатия в прирiffовых зонах и на приподнятых блоках фундамента рифтовых долин формировались редкометальные граниты, с которыми связаны сподуменовые и полуцитовые пегматиты. По соседству с ними, в обстановке растяжения континентальной коры происходило формирование редкометальных магматитов щелочного и щелочно-гранитового типов. Аналогичные процессы развивались в это же время в Северо-Восточной Туве, Хакасии, Восточном Саяне. Отсюда напрашивается вывод о том, что в регионах с участием древней континентальной коры формирование коллизионных, коллизионно-сдвиговых и рифтогенных магматитов может происходить практически одновременно и даже в одних и тех же тектонических зонах.

Пространственное и хронологическое совмещение редкометальных магматитов коллизионного и рифтогенного типов, свойственное структурам восточных районов Алтая-Саянской складчатой области, служит основанием для их выделения в *Восточно-Тувинскую металлогеническую субпровинцию*.

Центрально-Сангиленская металлогеническая зона соотносится с разветвленной докембрийско-нижнепалеозойской рифтовой зоной, заключающей ряд приподнятых и опущенных блоков древнего фундамента, перекрытых образованиями протерозойского шельфового комплекса. Активное развитие этих блоков реконструируется на протяжении длительных отрезков геологической истории, в том числе в палеозойское время. В результате этого произошло сближение, сжатие и скучивание складок в протерозойских и нижнепалеозойских шельфовых и рифтогенных комплексах, что послужило основанием для выделения Сангиленского синтаксиса (Смирнов, Алтухов, Булдаков и др., 1967 и др.).

В пределах зоны сформировались коллизионные протерозойские и (или) нижнепалеозойские редкометальные граниты и генетически связанные с ними полудитовые пегматиты. Наряду с ними здесь широко проявился палеозойский щелочной и щелочно-гранитоидный магматизм (харлинский, коргере-дабанский, улуг-танзекский комплексы), указывающий на ее принадлежность к рифтогенному типу. Именно щелочные и щелочно-гранитоидные породы определяют главный металлогенический облик этой зоны и заключают главный ее металлогенический потенциал.

Южно-Сангиленская металлогеническая зона отождествляется с рифтовой зоной, выполненной образованиями протерозойских аймакской и качикской свит и заключающей приподнятый блок древнего фундамента, перекрытый шельфовым комплексом до-кембрийской балыктыгхемской свиты. Рифтогенный магматизм характеризуют преимущественно габброиды и габбро-диабазы нижнекембрийского церингольского комплекса, аналогичные габброидам тесхемского комплекса Центрально-Сангиленской рифтовой зоны. Редкометальный магматизм представлен условно протерозойскими гранитами (кыстарысский и другие комплексы) и связанными с ними сподуменовыми пегматитами, возникшими в ходе коллизионно-сдвиговых деформаций в приподнятом блоке фундамента рифтовой зоны.

Рифтовые зоны развивались в рифе и нижнем-среднем палеозое и вдоль внешних окраин эпигренвильского континента. В связи с этими зонами возникли многочисленные редкометальные магматиты, что позволяет выделить ряд генетически однотипных редкометальных металлогенических зон, характеризующихся сходной тектонической позицией.

Амыло-Кандатская металлогеническая зона соотносится с окраинно-континентальной рифтогенной зоной, активно развивавшейся в позднем ордовике, силуре и нижнем-среднем девоне. Южным ее ограничением служит Кандатский разлом. С севера она ограничивается системой разломов, в связи с которыми сформировался Казыр-Байтакский вулкано-плутонический пояс (Берзин и др., 2002). В современном плане Амыло-Кандатская рифтовая зона имеет форму клина. На востоке, в долине р. Кизи-Хем ограничивающие ее разломы сочленяются, в западном направлении они ветвятся, а приуроченные к ним нижнепалеозойские рифтогенные комплексы постепенно сливаются с образованиями Минусинских впадин. В целом, геометрия рифтовой зоны конформная геометрии структур Казыр-Кизирской раннекаледонской зоны и обусловлена блоковым строением подстилающего их древнего фундамента.

Главным стволом Амыло-Кандатской рифтовой зоны является собственно Амыло-Кандатская субширотная зона, в которой сформировались обширные поля палеозойских вулкано-плутонических ассоциаций. К ним относятся образования риолит-трахиандезитовой (кужбазинский комплекс S₂-D₁) и трахигабазальтовой (чилано-тимиртасский и киндейско-саглинский комплексы D₁) формаций и связанные с ними габбро-монцодиорит-сиеногранитовая (бреньский, кукшинский комплексы) и габбро-сиенитовая (торгалийский, арысканский, сангиленский комплексы прежних схем магматизма) формации (Региональные схемы..., 1999).

Наиболее сложное строение присуще восточному флангу рифтовой зоны, где она разветвляется на частные фрагменты-ветви, облагающие выступы и приподнятые блоки фундамента Базыбайского и Даштыгхемского микроконтинентов (иногда объединяемых совместно с Томским и Кульчазинским микроконтинентами в единый Хакасский «устойчивый массив»).

В восточной части вулканическая составляющая рифтовой зоны уступает место ее плутонической составляющей. В южном обрамлении Даштыгхемского микроконтинен-

та рифтовая зона представлена поясом даек и многочисленными массивами щелочных гранитов.

Щелочные граниты Северо-Восточной Тувы относятся к окуневскому интрузивному комплексу, ранее датированвшемуся различными эпохами девона, пермским и мезозойским возрастом (Геологическая карта ... 1980; Карта магматических формаций ..., 1988; Леонтьев и др., 1981; Алтухов и др., 1987). Согласно новым изотопно-геохимическим материалам щелочные граниты и нефелиновые сиениты Катунского массива и не затронутые метасоматозом щелочные граниты Арысканского месторождения сформировались в позднем ордовике, в то время как арысканские рудоносные альбититы возникли в карбоне (Костицын и др., 1998).

Колтасская металлогеническая зона выделена в Кузнецком Алатау. Ей соответствует телескопированная рифтогенная зона, развивавшаяся на западной окраине Хакасского микроконтинента. С запада Колтасская зона ограничена Золотокитатским и Кузнецкоалатауским разломами, в связи с которыми сформировался Тельбес-Золотокитатский вулкано-плутонический пояс S_2-D_1 . Южное ее ограничение совпадает с Мярасским разломом. Восточная граница рифтогенной зоны маркируется Тейско-Дудетским вулкано-плутоническим поясом S_2-D_1 возраста (Берзин и др., 2002).

К образованиям фундамента зоны относятся кристаллосланцевые и гранитогнейсовые комплексы в объеме раннедокембрийских конжинской и терсинской свит. К-Ag датировки роговых обманок из амфиболитов конжинской свиты 1730 и 1800 млн. лет. U-Pb датировки цирконов из гранито-гнейсов конжинской свиты 1600 млн. лет. На основании Sm-Nd датировок амфиболитов конжинского комплекса – 694 ± 43 млн. лет, полученных в последние годы, возраст конжинского комплекса стали считать позднерифейским вопреки геологической аргументации и ранее полученным более древним датировкам (Берзин и др., 2002).

Крупный выступ образований конжинской свиты находится в бассейне р. Ташелги. Северо-западная и северо-восточная его части сложены преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, в пределах которых сформировались массивы гранитоидов томского комплекса. В этом же сегменте фундамента распространены массивы дифференцированной габбро-пироксенит-дунитовой серии (рифейский ташелгинский комплекс), свойственные структурам континентальной коры. Они объединяются в ташелгинский комплекс среднерифейского возраста. Среди этих мафит-ультрамафитовых образований примечательны шпинельсодержащие пироксениты, лерцолиты и вебстериты, характерные мантии континентальных сегментов Земли. Необходимо упомянуть и наличие в поле конжинской свиты приразломных массивов щелочных сиенитов и уртитов (вскрытых скважинами), известных лишь в структурах с древней континентальной корой в фундаменте. Все это дает основание рассматривать конжинскую свиту в качестве образований древней континентальной коры одного из выступов фундамента Хакасского микроконтинента.

В центральной части полосы конжинской свиты, в бассейне правобережья р. Ташелги распространены преимущественно амфиболиты и ассоциирующие с ними массивы габброидов. Эти образования рассматриваются в качестве фрагмента зеленокаменного пояса.

К нижнему рифею А.Б.Шепелем, Д.П.Николаевым и другими геологами относится преимущественно карбонатная терсинская свита, рассматриваемая в качестве фрагментарно сохранившегося чехла микроконтинента.

К рифтогенным в Колтасской зоне относятся метаморфизованные щелочно-базальтоидные, фоидитовые и фонолитовые образования нижних частей разреза колтас-

ской свиты, метаморфизованные базальты, трахибазальты, риолиты, коматиты и другие метавулканиты верхней толщи колтасской свиты, ташелгинской, белоюсской, коммунаровской, самарской и камжелинской свит нижнего-, среднего рифея, а также трахириолит-трахиандезитовые образования кибрасской и других свит S_2 - D_1 и трахит-трахибазальтовые образования быскарской и абрамовской свит и их аналогов, датируемых D_{1-2} .

В бассейне р. Ташелги метавулканиты ташелгинской свиты выполняют узкий протяженный грабен (100–1500 м х 15 000 м), заклиниенный среди образований раннедокембрийского фундамента. Отложения грабена представлены филлитами, кварцитами, метапесчаниками с линзами метабазальтоидов и мраморизованных известняков, рассматриваемых в качестве грабеновых фаций Колтасской рифтогенной зоны. Отнесение некоторыми геологами части образований колтасского зеленосланцевого комплекса к островодужным предполагает былое существование океанической структуры. Однако соответствующих геологических формаций и времени развития предполагаемого океана не обнаруживается. Пространственная же и хронологическая совмещенност андезитов, дацитов и риолитов с магматитами щелочной специализации может объясняться различной глубиной заложения рифтовой зоны в различных ее частях, неодинаковой степенью раскрытия подкорового субстрата, различиями масштабов и состава ассиимилированной континентальной коры и другими причинами.

Об энсиалической природе Колтасской зоны свидетельствуют многочисленные проявления редкоземельных металлов, ниобия, тантала, урана и тория, сформировавшиеся в различные металлогенические эпохи и в разнообразных геодинамических обстановках. Это позволяет предполагать возможность обнаружения в этой зоне редкометальных и редкоземельных месторождений различных генетических типов.

Особое значение в редкометальной металлогении региона имеют сподуменовые пегматиты, рассматриваемые в генетической связи с гранитами порожинского комплекса. Ранее эти граниты, как и граниты томского гранито-гнейсового комплекса относились к докембрию, что аргументировалось геологическими и радиометрическими материалами (данные А.Б.Шепеля и др.). В последние годы на основании радиометрических датировок томский комплекс относится к пермо-триасу, порожинский – к верхнему триасу (Шокальский, Владимиров и др., 2000). Новые радиометрические данные были учтены при разработке схем корреляции магматических и метаморфических комплексов западной части Алтая-Саянской складчатой области, с чем не согласны другие геологи (Берзин и др., 2002).

Убсунур-Бийхемская металлогеническая зона соответствует зоне сочленения палеозойских Хемчикско-Систигхемского и Тувинского прогибов. Предполагается, что в ее фундаменте находится одна из ветвей окраинно-континентальной докембрийской рифтовой системы, главный Убсунур-Бийхемский ствол которой выстилает ложе Тувинского прогиба – основной тектонической единицы Западно-Таннуольской структурно-формационной зоны (Геологическая карта..., 1983). Ранее этот погребенный докембрийский рифт не выделялся.

Убсунур-Бийхемская тектоническая зона отчетливо выражена геологически, в геофизических полях и на космоснимках. Обычно она выделялась под названием глубинного каркасного разлома (Геологическая карта..., 1983) или краевого шва (Алтухов, 1987 и др.). При такой интерпретации она оказывается подобной Колтасской, Амыло-Кандатской и другим окраинно-континентальным рифтовым зонам одного и того же позднедокембрийского континента (рис. 8).

Убсунур-Бийхемская зона состоит из совокупности тектонических фрагментов собственно рифтовых и надрифтовых комплексов и включенных в них блоков Торга-

лыкского микроконтинента, фундаменты которых погружены на разную глубину и неодинаково переработаны фанерозойскими тектоно-магматическими процессами. Одним из наиболее приподнятых является Карасугский блок, сложенный образованиями алтынбулакской и акдуругской нижнекембрийских свит, а также наложенными на них грубообломочными терригенными образованиями адырташской свиты верхнего ордовика и чергакской свиты силура (пестроцветные и сероцветные песчаники, гравелиты, конгломераты и др.).

Не ясны тектоническая позиция, стратиграфический диапазон и геодинамическая обстановка формирования алтынбулакской свиты. В связи со сходством ее общего вещественного состава с образованиями чингинской свиты Западного Саяна и их пространственной взаимосвязи многие геологи высказывают сомнение в правомочности отнесения тех или иных полей их распространения к той или иной свите. Среди отличительных их признаков отмечаются большая альбитизированность метабазальтоидов алтынбулакской свиты и более низкая их титанистость. Однако эти петрохимические признаки алтынбулакских базальтоидов характерны лишь для Алаш-Аксугского района – бассейна левобережья Хемчика, принадлежащего структуре Западного Саяна. Для этого района примечательна ассоциация базальтоидов алтынбулакской свиты с гипербазитами актовракского комплекса.

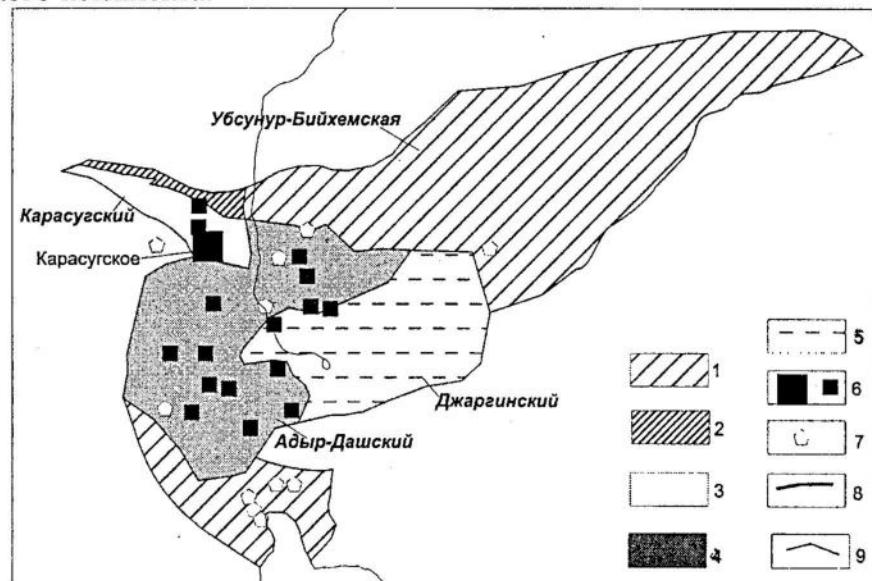


Рис. 8. Позиция редкометальных месторождений Центральной Тувы относительно структур фундамента. Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 (1983) и др.

1-2 – окраинно-континентальная докембрийская рифтогенная зона (1 – проекция на поверхность тектонического фрагмента предполагаемой рифтогенной зоны, 2 – выступ рифтогенного комплекса); 3-5 – тектонические фрагменты Торгалыкского микроконтинента (3 – приподнятый блок, 4 – приподнявший, тектонически переработанный блок, 5 – погруженный блок); 6 – месторождение, рудопроявления карбонатитового типа; 7 – проявления гематитовых гидротермалитов; 8-9 – разломы (8 – сквозькоровые, 9 – прочие).

Возраст алтынбулакской свиты не установлен и условно принимается нижнекембрийским, хотя в прослоях ее карбонатных пород найдены позднерифейские онколиты и фитолиты. Терригенно-карбонатная амагматичная акдуругская нижнекембрийская фаунистически охарактеризованная (археоциаты санаштыкгольского горизонта) свита трансгрессивно перекрывает алтынбулакскую свиту, а ее базальные конгломераты содержат обломки пород алтынбулакской свиты и гипербазитов. Поэтому не исключается

и более древний возраст алтынбулакской свиты, как и ассоциирующих с ней гипербазитов актовракского комплекса (Хомичев и др., 2000).

В Карасугском блоке в образованиях алтынбулакской свиты гипербазиты отсутствуют. Мелкие их тела приурочены к амагматической терригенно-карбонатной аккуратской свите, что позволяет сомневаться в правомочности их отнесения к актовракскому комплексу. К тому же, одно из этих тел оказалось не гипербазитовым, а карбонатитовым. Учитывая все это образования алтынбулакской свиты Карасугского блока условно рассматриваются докембрийскими и интерпретируются рифтогенными, образующими выступ фундамента эпирифейского континента. Наложенные на образования алтынбулакской свиты более поздние амагматические нижнепалеозойские комплексы участвуют в строении надрифтового прогиба и чехла конседиментационно развивающегося Карасугского блока Торгальского микроконтинента. При такой трактовке обнаруживается некоторая аналогия Карасугского блока с Иркинеевским докембрийским выступом западной окраины Сибирской платформы, вмещающим нижнетриасовые тела карбонатитов, а также с Кылахским выступом рифейского рифтогенного комплекса Верхоянской складчатой области, вмещающим щелочно-ультрамафит-мафитовые массивы с карбонатитами верхнерифейского (Горное озеро) и верхнедевонского (Хамна) возрастов.

Карасугский блок разделяет Хемчикскую и Систигхемскую ячей, простираясь в запад-северо-западном направлении, поперечном к структурам нижнепалеозойского Хемчикско-Систигхемского прогиба.

В отличие от Карасугского блока, в строении Хемчикско-Систигхемского прогиба участвуют отложения существенно более полного стратиграфического диапазона кембрия, ордовика и силура, что свидетельствует о независимом и своеобразном развитии этих структур. Иначе говоря, строение Карасугского блока принципиально отличается от строения смежного с ним Хемчикско-Систигхемского прогиба, что коррелируется с металлогенической зональностью этих смежных структур.

В связи с активизацией древней рифтовой системы на площади Убсуунур-Бийхемской зоны сформировались Торгальский габбро-сиенитоидный вулкано-плутонический пояс силурийско-нижнедевонского возраста, гранит-порфиры нижне-, среднедевонского баянкольского комплекса, а также позднемезозойские карбонатиты грано-сиенитового ряда.

Окраинно-континентальные рифты или рифтовые системы широко распространены и в других регионах и являются характерными элементами строения окраин палеоконтинентов и микроконтинентов. Обычно они фокусировали проявления глубинного магматизма как в эпохи их формирования, так и в ходе последующих этапов активизации. Таковы, например, телескопированные рифтовые зоны юго-западной окраины Сибирского кратона, Уральской, Верхоянско-Колымской и других складчатых областей. Не исключением являются, по-видимому, и складчатые сооружения ранних каледонид Тувы. С этих позиций Западно-Таннуольская зона обнаруживает сходство с Сеттедабанской, Западно-Верхоянской, Западно-Уральской и другими тектоническими зонами. Одним из их отличий, однако, является возраст и структурно-вещественные особенности коры их фундаментов. В фундаментах упомянутых рифтовых зон Сибирского кратона, Уральской и Верхоянско-Колымской складчатых областей находится или предполагается петрохимически зрелая кора раннедокембрийских кратонов, тогда как в фундаменте Западно-Таннуольской зоны реконструируется менее зрелая сиалическая кора позднедокембрийского континента Родиния. Специфическими чертами формирования конкретных окраинно-континентальных рифтовых зон являлись также сопровождавшие их процессы глубинной геодинамики, определявшие, в частности, условия

формирования редкометальных магматитов (длительность растяжения коры, степень ее раскрытия и другие особенности). В этом, возможно, заключается одна из причин различий вещественного состава щелочных магматитов соответствующих регионов.

Сравнительный анализ редкометальных металлогенических зон Южно-Сибирской провинции показывает, что большее количество месторождений и более крупные запасы редких металлов сосредоточены в докембрийских структурах. Наиболее крупными являются Тастыгское месторождение сподуменовых пегматитов и Улуг-Танзекское редкоземельно-редкометальное месторождение щелочно-гранитового типа. Представляют интерес и еще слабо изученные месторождения субщелочно-гранитового типа – Хоройское, Харагунское, Уругудеевское, Нижне-Сурунгское, Хунчельское и другие. Почти все они размещаются в активизированных докембрийских рифтогенных зонах или среди протерозойских шельфовых комплексов вблизи рифтогенных зон. В геодинамическом отношении они являются, вероятно, анорогенными.

В Амыло-Кандатской, Убсунаур-Бийхемской и Колтасской металлогенических зонах, сформировавшихся на активизированных в фанерозое окраинах докембрийских микроконтинентов распространены еще плохо изученные редкометальные и редкоземельные месторождения среднего и мелкого рангов – Арысканская, Радуга, Южно-Богатырское и другие щелочно-гранитового и щелочно-сиенитоидного типов, Карасугское карбонатитовое месторождение, месторождения Монгол, Мраморное и Солнечное пегматитового типа. Целесообразность их углубленного изучения очевидна. Имеются предпосылки для обнаружения в этих зонах новых редкометальных месторождений. На это указывает широко распространенные массивы лейкогранитов, аляскитов, щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и других потенциально продуктивных редкометальных магматитов (Алтухов, 1997).

Таким образом, в Южно-Сибирской провинции продуктивные магматиты и редкометальные месторождения формировались преимущественно в палеозое. Наиболее продуктивными, хотя и малочисленными являются коллизионные граниты позднего докембра или раннего палеозоя, отмечающие, возможно, завершение затянувшихся процессов создания позднедокембрийского суперконтинента, а также щелочные граниты эпохи распада суперконтинента Пангея. Наличие в восточных районах Алтае-Саянской складчатой области признаков проявления геодинамических процессов, связанных с формированием и распадом эпипалеопротерозойского и эпимезопротерозойского суперконтинентов позволяет предполагать возможность обнаружения в них крупных редкометальных месторождений различной геодинамической природы.

Южно-Сибирская редкометальная провинция является одной из наиболее продуктивных в России. На это указывают сведения об учтенных запасах и прогнозных ресурсах редкометальных месторождений, выявленных в ее пределах и пока еще слабая геологическая и минерагеническая ее изученность. Здесь открыто около 20 месторождений литофильных редких металлов с учтенными запасами/прогнозными ресурсами до 30% от общероссийских.

ВЕРХОЯНСКО-КОЛЫМСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Соотносится с Верхоянско-Колымской складчатой областью. С учетом принятых критериев целевого тектонического районирования в ее состав включены энсиалические структуры Колымско-Омолонской области, а также Ульинско-Челомджинская система выступов древнего фундамента, обычно рассматриваемых в составе Охотско-

Чукотской складчатой области. На этой территории известны редкометальные месторождения, генетически связанные с аляскитами и лейкогранитами, субщелочными и щелочными гранитами, карбонатитами щелочно-ультраосновных и щелочно-основных комплексов. Известны в пределах провинции и проявления лампроитов. По этим минерагеническим особенностям Верхоянско-Колымская провинция практически не отличается от редкометальных провинций древних платформ. Это позволяет предполагать, что фанерозойские структурно-вещественные комплексы Верхоянско-Колымской провинции подстилаются относительно слабо переработанной древней континентальной корой.

Большая часть ныне известных месторождений провинции сосредоточена в пяти металлогенических зонах.

Кестерская, Талаканская и Приколымская металлогенические зоны относятся к коллизионным. Отложения рифея, палеозоя, нижней юры отличаются здесь карбонатным, терригенно-карбонатным и терригенным составом и характеризуют, в основном, шельфовую обстановку их формирования. Полнота разрезов в каждой из зон разная. С конца нижнего и до конца верхнего мела во всех этих зонах формировались гранитные батолиты. Наиболее поздние их фазы представлены телами редкометальных гранитов и связанными с ними месторождениями (Кестер, Талаканское, Приискатель и другие). Более важное практическое значение имеет месторождение Кестер, относящееся к субщелочно-гранитовому типу.

Арга-Тасская (Селенняхская) и Сетте-Дабанская металлогенические зоны относятся к рифтогенным. Рифтогенные комплексы формировались, в основном, в позднем докембрии и девоне. Обычно эти разновозрастные структурно-вещественные комплексы пространственно совмещены, иногда же пространственно сближены или, наоборот, растянуты в ходе коллизионно-сдвиговых деформаций.

В Арга-Тасскую зону включены пространственно разобщенные рифтогенные комплексы – девонский – собственно Арга-Тасской зоны и позднедокембрыйский, выделяемый Г.С.Гусевым и др. (Багдасаров и др., 2001) в Приколымскую зону.

Арга-Тасская зона заключает Томотское месторождение щелочно-габброидного типа среднедевонско-нижнекаменноугольного возраста, а также щелочно-гранитовый массив Сомнительный нижнеюрского возраста. Практическое значение этих месторождений пока не определено и в свете современных данных представляется несущественным.

Особый интерес представляет Сетте-Дабанская зона, играющая ключевую роль в редкометальной металлогении региона. Она рассматривается в качестве фрагмента Алданского щита, интегрированного в Верхоянско-Колымскую область. Близкая по смыслу интерпретация этой зоны на основе анализа магнитного поля дана Т.Н.Симоненко и М.М.Толстыхиной (1989). Соответственно, в фундаменте Сетте-Дабанской зоны предполагается наличие раннедокембрейского зеленокаменного пояса. В позднем докембре и среднем девоне здесь происходило развитие рифтов, сопровождавшееся формированием щелочных базальтоидов и массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатами.

Западная, Кыллахская подзона (рудный район) Сетте-Дабанской зоны, выделяемая Г.С.Гусевым в самостоятельную зону, сложена образованиями рифейского рифтогенного комплекса. Восточная подзона сложена девонским рифтогенным комплексом. Оба этих разновозрастных рифтогенных комплекса рассматриваются в качестве образований окраинно-континентальных рифтовых систем (Багдасаров и др., 2001).

В Сетте-Дабанской зоне сосредоточены месторождения щелочных формационных типов – карбонатитовые месторождения Горное озеро (R_3), Хамнинское (D_3), Сахаринское поле лампроитов (D_3) и др.

На продолжении Сетте-Дабанской зоны в южном направлении, в пределах Алданского щита и его ближайшей погруженной окраины сформировались массивы докембрийских щелочных гранитоидов и карбонатитов, объединяемые в Улканско-Алгаминскую рифтогенную зону. Предполагается, что эта зона совместно с рифтами Сетте-Дабанской зоны образует длительно развивавшуюся ветвящуюся рифтовую систему, осложняющую строение Алданского щита, Сибирской платформенной плиты и Верхоянско-Колымской складчатой области.

По набору редкометальных месторождений Верхоянско-Колымская провинция принадлежит к типу комплексных. Однако в отличие от Южно-Сибирской провинции в ней более полно и более широко представлены месторождения щелочных формационных типов. В то же время, практическая значимость выявленных в этой провинции редкометальных месторождений, за редким исключением (месторождение Кестер), невысокая.

Наиболее перспективной на поиски новых редкометальных месторождений представляются Сетте-Дабанская зона. В западной, Кыллахской ее подзоне, могут быть обнаружены редкометальные карбонатиты, как синрифтогенные докембрийского возраста, так и, вероятно, более продуктивные палеозойские телерифтогенные магматиты.

В Арга-Тасской рифтогенной зоне (в позднедокембрийской Приколымской ее части), по аналогии с Сетте-Дабанской зоной тоже могут быть обнаружены месторождения, связанные с докембрийскими и девонскими щелочными и щелочно-гранитоидными породами.

СЕЛЕНГИНО-СТАНОВАЯ И БАЙКАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИИ

В отличие от рассмотренных, Селенгино-Становая и Байкальская металлогенические провинции характеризуются бимодальным металлогеническим трендом, в котором отсутствуют или слабо развиты редкометальные магматиты литий-фтористого типа. Да и крупных месторождений гранит - аляскитового типа, а также щелочных формационных типов здесь пока тоже не выявлено, за исключением единичных гранитогенных объектов (Ермаковское бериллиевое месторождение и др.). Тем не менее, обе рассматриваемые провинции относятся к энсиалической группе, хотя еще недавно Байкальская провинция почти в полном объеме относилась к энсиматическому типу, поскольку в ее центральной части предполагалась и никем не оспаривалась кора океанического типа (Салоп, 1967; Клитин, Павлова, Постельников, 1970 и др.). Лишь после обоснования Баргузино-Витимского, а также Кяхтинского или Баргойского и других микроконтинентов стало очевидным, что Байкальская и Селенгино-Становая складчатые области представляют собой обломки эпиархейского суперконтинента, подобные Сетте-Дабанскому микроконтиненту, но оказавшиеся в сфере воздействия длительно и *перманентно* развивавшегося мантийного плюма (Алтухов, 1980 и др.). В этом отношении рассматриваемые структуры сходны с докембрийскими структурами Карело-Кольского региона, не менее длительно развивавшимися, но под *рекурентным* воздействием подобного же мантийного плюма. Иначе говоря, по ряду тектонических признаков рассматриваемые структуры Забайкалья сходны со структурами щитов древних платформ, но испытали аномальное тектоно-магматическое развитие, что явилось аргументом для их выделения в качестве типовых структур гранито-купольного тектогенеза (Ю.В.Комаров, П.М.Хренов). Возможная причина различной вещественной реализации процессов коро-мантийного взаимодействия в Кольском и Забайкальских регионах заключается в особенностях взаимоотношений мантийных плюмов с континентальной корой в том и другом случаях. В условиях преимущественно теплового воздействия мантийного плю-

ма на континентальную кору Западного Забайкалья происходило формирование, главным образом, коровых гранитоидов. Такое развитие способствовало возникновению так называемых внутрикоровых волноводов, интерпретируемых пластообразными гранитоидными залежами (Алтухов, Гершаник, 1991 и др.). В условиях активного флюидотермального воздействия мантийного плюма на континентальную кору Кольского региона создавались условия для формирования магматических пород мантийного и коромантийного происхождения.

В результате длительного развития по гранито-купольному сценарию в Байкальской и Селенгино-Становой областях сформировались многочисленные поколения внешне сходных гранитоидов, что служит предметом длительных дискуссий об их расчленении, корреляции и возрасте. Независимо от того или иного решения этих проблем очевидно, что западно-забайкальский мантийный плюм длительное время активно взаимодействовал с древней континентальной корой, обеспечив формирование огромных объемов разнообразных гранитоидов, а в некоторых рифтогенных зонах и в некоторые эпохи – щелочных и щелочно-гранитоидных пород. Отсутствие или незначительное распространение редкометальных месторождений в пределах рассматриваемых провинций объясняется, возможно, рассредоточением, «размазыванием» редкометальных ресурсов по многочисленным и «больше объемным» гранитоидным комплексам.

Главную роль в строении и редкометальной металлогении Байкальской металлогенической провинции играет Баргузино-Витимский микроконтинент. Присущие ему протерозойский и нижнепалеозойский шельфовые комплексы позволяют усматривать черты его сходства с некоторыми провинциями древних платформ, например, с Присаянско-Енисейской провинцией (Алтухов, 1980 и др.). Это дает основание оптимистически рассматривать потенциальные перспективы Байкальской провинции на обнаружение более значительных редкометальных месторождений.

Кичерская металлогеническая зона соотносится с тектоническим фрагментом Байкало-Муйского зеленокаменного пояса, с его телерифтогенным флангом. В среднем-позднем палеозое в ней сформировались Честенское, Бурпалинское, Акитское и другие редкоземельно-ниобиевые месторождения нефелин-сиенитового типа.

Туркино-Бамбайская металлогеническая зона соответствует зоне сквозькоровых разломов, контролирующих размещение массивов палеозойских щелочных и щелочно-гранитоидных пород, в том числе Ауникский бериллиеносный массив.

В последние годы в Нечерском выступе Байкальской провинции выявлено верхне-палеозойское Бираинское проявление минерализации фенит-карбонатитового типа. Ниобиевая и редкоземельная минерализация заключена в линейных и пластовых линзовидных телах карбонатитов и фенитов, залегающих согласно общему простирианию метаморфических пород докембра.

В Селенгино-Становой провинции выделяются мезозойские рифтогенные *Баргойская* и *Ермаковская металлогенические зоны*, а также протерозойская коллизионная *Ксеньевская металлогеническая зона*. Рифтогенные зоны заключают синрифтогенные месторождения щелочного (Халютинское и Аршанское поля нижнемеловых карбонатитов и др.) и щелочно-гранитового типов, в том числе достаточно крупное Ермаковское бериллиевое месторождение. В Ксеньевской зоне сформировалось гранитогенное Ксеньевское месторождение пегматитового типа.

Выявление крупных редкометальных месторождений в Селенгино-Становой провинции представляется возможным, несмотря на генетическую связь ряда редкометальных гранитоидных комплексов с вулканитами, совместно образующими вулкано-плутонические ассоциации. Особое внимание должно уделяться магматитам позднепалеозой-

ско-раннемезозойского возраста, формирование которых было сопряжено с глобальной эпохой распада Пангеи. В связи с докембрийскими структурами рифтогенной природы могут быть обнаружены редкометальные месторождения щелочно-гранитового, а также щелочных формационных типов.

С позиций современной минерагенической изученности по большинству редких и редкоземельных металлов (за исключением бериллия) Селенгино-Становая и Байкальская металлогенические провинции являются малоперспективными.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ И БУРЕИНСКО-ХАНКАЙСКАЯ ПРОВИНЦИИ

Монголо-Охотская и Буреинско-Ханкайская металлогенические провинции тоже относятся к группе энсиалических провинций с неполным редкометальным металлогеническим трендом. Однако, в отличие от Байкальской и Селенгино-Становой провинций, в рассматриваемых провинциях металлогенический тренд не бимодальный, а незавершенный, отличающийся практически полным отсутствием месторождений щелочных и щелочно-гранитового формационных типов.

В Монголо-Охотской и Буреинско-Ханкайской провинциях преимущественно распространены мезозойские гранитогенные редкометальные месторождения, группирующиеся в несколько металлогенических зон. Подобные месторождения известны в Чукотской провинции, относящейся к тому же типу, что и рассматриваемые провинции. В основном это мелкие месторождения лейкогранит-аляскитового и субщелочно-гравитового типов. Лишь Первомайское и Этыкинское месторождения являются относительно крупными.

В смежных тектонических зонах Монголии тоже известны мезозойские гранитогенные редкометальные месторождения. По данным Ю.А.Костицына (2002) Жанчивланское месторождение, связанное с литий-фтористыми гранитами, имеет нижнеюрский Rb-Sr возраст – $195,3 \pm 0,6$ млн. лет (лейас), месторождение Онгон-Хайерхан датировано нижнемеловой Rb-Sr изохроной $128,1 \pm 0,6$ млн. лет (баррем). Все это позволяет считать, что позднемезозойская эпоха явила определяющей в формировании металлогенного потенциала рассматриваемых редкометальных провинций.

Достаточно низкие первичные отношения изотопов стронция, характерные для позднемезозойских редкометальных гранитогенных месторождений Монголо-Охотской провинции, позволяют предполагать важную роль мантийной составляющей при их формировании, что характерно для анерогенных гранитов. При этом наиболее низкими изотопными отношениями ($0,705 - 0,708$) характеризуются граниты, сформировавшиеся в пририфтовых или надрифтовых зонах, фокусировавших, по-видимому, не только мантийное тепло, но и мантийные флюиды.

Ингодино-Шилкинская металлогеническая зона совмещается с одноименной структурно-формационной зоной, сложенной верхнетриасовым терригенно-вулканогенным комплексом. Геодинамическая природа этого, как и других структурно-вещественных комплексов, обрамляющих Агинский докембрийский микроконтинент, разными геологами интерпретируется по-разному. Однако факт подчиненности этих комплексов ограничениям Агинского микроконтинента позволяет рассматривать их шовными и, возможно, рифтогенными, без детализации.

Борзинская металлогеническая зона эквивалентна активизированной в позднем мезозое гетерогенной шовной зоне, обрамляющей с востока Агинский микроконтинент (Алтухов и др., 1973 и др.). На севере она сочленяется с Ингодино-Шилкинской зоной, обрамляющей Агинский микроконтинент с севера. В центральной ее части выявлен от-

носительно крупный приподнятый блок раннедокембрийского фундамента. В юре этот блок был перекрыт шельфовым комплексом, но тектоническая активность и редкометальный магматизм позднего мезозоя фокусировались преимущественно в его пределах. Это проявлено, в частности, в приуроченности к нему грубообломочных отложений юры, маркирующих Олдондинско-Талангуйское конседиментационное поднятие, а также гранитных массивов раннемелового кукульбейского комплекса.

Борзинская зона имеет важное значение в редкометальной металлогении Центрального Забайкалья. В ее пределах сформировались основные ареалы tantalоносных гранитов раннемелового кукульбейского комплекса, с которыми связаны Этыкинское, Ачиканское, Шерловогорское, Ара-Булакское и другие месторождения. По изотопно-геохимическим характеристикам эти граниты сходны с типовыми массивами анорогенных гранитов.

Агинская металлогеническая зона выделяется в центральной части Агинского микроконтинента. В ее фундаменте предполагается высокопроницаемая и долгоживущая зона сквозькоровых разломов, ограничивающих блок докембрийского фундамента Агинского микроконтинента и игравшая активную роль в ходе процессов фанерозойской седиментации. Эта же зона контролировала размещение меловых редкометальных гранитов, с которыми связаны Орловское и Спокойнинское месторождения.

Вознесенская металлогеническая зона соотносится с девонской рифтогенной зоной, развивавшейся на восточной окраине Буреинского микроконтинента и контролировавшей размещение редкометальных гранитов девонского и мезозойского возрастов, с которыми связаны Вознесенское, Пограничное, Абрамовское, Дозорное и другие месторождения.

Месторождения Монголо-Охотской и Буреинско-Ханкайской провинций заключают значительные запасы лития, рубидия, тантала, бериллия. При общем сходстве этих провинций продуктивность конкретных редкометальных объектов определяется, по-видимому, тектоническими факторами. Так, наиболее продуктивные Этыкинское и Первомайское месторождения сформировались на окраинах микроконтинентов, что отличает их по этому признаку от других подобных месторождений.

Итак, в энсиалических провинциях с незавершенным металлогеническим трендом наиболее перспективными на поиски редкометальных месторождений являются длительно развивавшиеся структуры высокой проницаемости коры. Помимо окраин Агинского микроконтинента, сходные тектонические обстановки вероятны в периферийных зонах Аргунского и Буреинско-Ханкайского микроконтинентов. По аналогии с тектонической позицией Этыкинского месторождения, перспективными на обнаружение подобных месторождений являются Борщевочная и, возможно, Куналейская шовные зоны (Алтухов, 1980 и др.).

3. ЭНСИАЛИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В энсиалических провинциях редкометальные месторождения малочисленные и несравненно более мелкие по объемам рудного вещества по сравнению с месторождениями провинций энсиалической группы. Пространственно они локализуются в металлогенических зонах, приуроченных преимущественно к микроконтинентам. Однако, в отличие от микроконтинентов энсиалических складчатых областей, микроконтиненты энсиалических областей характеризуются относительно небольшими размерами и «сорванностью» со своих мантийных корней. Соответственно, редкометальный металлогенический потенциал энсиалических провинций намного уступает потенциальну провин-

ций энсиалического типа. Причем, этот потенциал заключен в ограниченных по площади металлогенических зонах, являющихся по своей сути энсиалическими, чуждыми для энсиматических провинций в целом.

УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Редкометальные зоны Уральской провинции приурочены к Башкирскому, Урало-Тобольскому, Средне-Уральскому и Харбейскому докембрийским микроконтинентам.

Ляпинская и Харбейская металлогенические зоны соотносятся с рифейскими окраинно-континентальными рифтами, знаменовавшими начало процесса раскрытия Уральского океана или начало цикла Вилсона (начало распада позднедокембрийского суперконтинента). В их пределах сосредоточены главные месторождения и проявления редкометальной минерализации региона. Наиболее ранними, верхнедокембрийскими являются Йджид-Лягское и другие месторождения щелочно-гранитового типа Ляпинской зоны, а также Усть-Мраморное, Лонгот-Юганское, Тайкеусское, Больше-Хамнейское месторождения Харбейской зоны. Формирование этих месторождений происходило в обстановке длительного растяжения континентальной коры. Соответственно, условия для концентрирования и консервации рудного вещества в этих рифтах были неблагоприятными и крупных редкометальных месторождений не возникло несмотря на то, что позднедокембрийская металлогеническая эпоха относится к рангу глобальных. Щелочные рифтогенные магматиты формировались в позднем докембрии или в нижнем палеозое и в других зонах Западно-Уральской рифтовой системы.

Башкирская металлогеническая зона соотносится с окраинно-континентальной телерифтогенной зоной, заложившейся в позднем докембрии, реанимированной в нижнем, затем позднем палеозое. В ее состав включена аналогичная по происхождению Кваркушинская телерифтогенная подзона (или рудный район), расположенная севернее. В Кваркушинской подзоне в нижнем палеозое сформировались Сарановский щелочноультрамафит-мафитовый массив, а также лампроитовые тела Красной Вишеры.

В активизированных палеорифтовых зонах Ильменских и Вишневых гор в верхнем палеозое сформировалось Вишневогорское месторождение (Ильмено-Мурзинская зона) и месторождение Сибирка, относящиеся к миасцит-карбонатитовому или же к щелочно-гранитоидному карбонатитовому типу. Некоторые геологи относят их к карбонатитам линейного типа (Багдасаров и др., 2001 и др.)

Урало-Тобольская металлогеническая зона. В позднем палеозое, в связи с закрытием Уральского океана и развивавшимися коллизионными процессами сформировались многочисленные массивы редкометальных гранитов лейкогранит-аласкитового и частично субщелочно-гранитового типов. С некоторыми из них связаны tantal-lитий-бериллиевые месторождения пегматитового (Липовый Лог, Боевское и др.) и гранитового (Малышевское и другие) типов. Эти месторождения объединяются в Урало-Тобольскую металлогеническую зону коллизионного типа. В этой же зоне расположено Адуйское месторождение колумбит-танталовых кор выветривания по гранитам. Подобная металлогеническая зона выделяется на Среднем Урале.

Учитывая большое значение позднепалеозойской металлогенической эпохи в формировании редкометальных месторождений региона и в то же время принадлежность Уральской провинции к энсиматическому типу, обнаружение новых гранитогенных редкометальных месторождений здесь возможно, но лишь в пределах выделенных металлогенических зон и с относительно небольшими ресурсами литофильных редких металлов.

СИХОТЕ-АЛИНЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Редкометальные месторождения Сихоте-Алиньской провинции имеют меньшее практическое значение по сравнению с Уральской провинцией. Меньшую роль в ее строении играют и докембрийские микроконтиненты, присутствие которых иногда ставится под сомнение. Между тем, об их участии в строении Сихоте-Алиня свидетельствуют петрологические и геолого-геофизические материалы (Карсаков, 1995 и др.), а также некоторые металлогенические данные. Так, в Центральном Сихоте-Алине выявлены позднемезозойские алмазоносные меймечиты, пикритовые базальты, редкометаллоносные миаскиты (Войнова, Зябрев, Приходько, 1998 и др.), указывающие на вероятное участие древней континентальной коры в его строении, а также на проявление процессов рифтогенеза, обусловивших их формирование. В то же время, широкое проявление в регионе ртутной минерализации косвенно указывает на отсутствие гранитизированной континентальной коры в фундаменте большей части структур региона, как это имеет место на Сахалине, в Восточной Камчатке и в других энсиматических структурах.

Анюйская металлогеническая зона. Наиболее заметными в Сихоте-Алиньской провинции являются меловые Погское и Идингоуское месторождения миаскитового типа. Совместно с мелкими проявлениями позднемезозойских щелочных гранитов они объединяются в Анюйскую металлогеническую зону. Предполагается, что ее тектоническая позиция определяется надрифтовыми мезозойскими структурами с включенными в них обломками Ханкайского микроконтинента и фрагментами Вознесенской девонской рифтовой зоны.

Ковалевская металлогеническая зона соотносится с предполагаемым Аниюйским сиалическим блоком, создающим обширный и глубокий гравитационный минимум в Срединном Сихоте-Алине. Среди редкометальных проявлений мелового возраста этой зоны отметим гранитогенные Аниюское, Фестивальное, Восток-2, Девятое (Тигриное), Ковалевское и другие.

Прогнозные ресурсы редких металлов Сихоте-Алиньской провинции определены лишь в Погском ниобиевом месторождении. Они составляют около 5% от общероссийских прогнозных ресурсов этого металла.

Таким образом, для Уральской и Сихоте-Алиньской провинций характерен не только «субщелочно-гранитовый разрыв», но и антидромная последовательность формирования редкометальных магматитов. Этим они отличаются от внешне сходных в редкометальном отношении Байкальской и Селенгино-Становой провинций.

АЛТАЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В тектоническом развитии Алтайской провинции важное значение имели, по-видимому, докембрийские микроконтиненты, не выведенные, однако, на дневную поверхность. Об их вероятном наличии свидетельствуют формационные особенности палеозойских структурно-вещественных комплексов. Кроме того, в Казахстанской части Калба-Нарымской зоны известен Маркакольский выступ докембрийского фундамента, позволяющий предполагать наличие подобных, но погребенных докембрийских блоков и в других зонах Горного Алтая.

Характерной чертой строения Алтайской провинции является отсутствие рифтовых долин. К внутренним рифтогенным магматитам иногда относят позднепалеозойско-раннемезозойские магматические образования пестрого состава – от габро-долеритовых и щелочно-базитовых до гранит-лейкогранитовых (Владимиров и др., 1996). Формирование этих магматитов связывается с деятельностью пермо-триасового

суперплюма, ответственного за формирование дайковых поясов лампрофиров, щелочных базальтов и гранитоидов в Томь-Кольванской зоне, на Салаире, в Горном и Рудном Алтае, а также в Монголии, Западном Китае и Казахстане (Добрецов, 1997).

Редкометальные гранитоиды Алтайской провинции выделяются в чиндагатуйско-калгутинский интрузивный комплекс. Согласно новым данным его формирование проходило в верхнем триасе – нижней юре, в интервале 235–199 млн. лет, т.е. около 36 млн. лет. Для этих гранитов примечательны относительно высокие начальные изотопные отношения стронция ($0,708$ – $0,712$), характерные для гранитов S-типа.

Следует подчеркнуть, что редкометальные граниты Алтая сформировались в верхнем триасе – нижней юре, а не в пермо-триасе, как считалось ранее. Их возникновение было обусловлено, вероятно, коллизионно-сдвиговыми деформациями, подобными тем, что имели место в этом же регионе в живет-каменноугольное время (Берзин и др., 2002), когда формировались, в частности, образования гранит-лейкогранитовой формации юстыдского комплекса C₁ (357 млн. лет). Пермо-триасовый рифтогенез в регионе, предполагавшийся ранее, к формированию редкометальных гранитов Алтая отношения, вероятно, не имеет.

Холзуно-Чуйская и Кольванская металлогенические зоны. В пределах Алтайской провинции известно несколько редкометальных месторождений (одно из которых – Кумирское связано с вулканитами), группирующихся в коллизионные или коллизионно-сдвиговые Холзуно-Чуйскую (Алахинское и Калгутинское месторождения субщелочно-гранитового типа) и Кольванскую (Карахольское, Казандинское, Черно-Сычевское, Даниловское пегматитовые месторождения лейкогранит-аляскитового типа) металлогенические зоны. Более перспективной является Холзуно-Чуйская зона.

Холзуно-Чуйская металлогеническая зона соотносится с чешуйчато-блоковой системой Горного Алтая, включающей пассивно-окраинные террейны, фрагментарно перекрытые комплексами активных континентальных окраин (Берзин и др., 2002). Редкометальные граниты триасово-юрского чиндагатуйско-калгутинского интрузивного комплекса группируются в западной и восточной частях зоны. Более широко они распространены и более дифференцированы по составу на западе зоны.

Выводы

1. Редкометальные металлогенические провинции и металлогенические зоны обязаны своим происхождением структурам докембрийской континентальной коры. Для них приемлема металлогеническая формула: чем древнее фундамент континентов и микроконтинентов, тем более полно проявились разновозрастные редкометальные рудно-магматические процессы.

2. Крупнейшие обломки докембрийских суперконтинентов – древние платформы имеют ключевое значение в редкометальной металлогении и редкометальном металлогеническом потенциале земной коры. В их сегментах сформировались самые продуктивные металлогенические провинции, заключающие крупнейшие редкометальные месторождения и основную долю мировых запасов редких металлов.

3. На древних платформах наиболее полно проявились металлогенические эпохи глобального ранга, поскольку все они вовлекались в глобальные катаклизмы. Это дает основание прогнозировать возможность обнаружения в них крупных редкометальных месторождений, пока неохарактеризованных глобальных металлогенических эпох. В Сибири, например, пока не обнаружены месторождения эпох формирования Пангеи-I, распада Пангеи-II, формирования Пангеи-III и IV, хотя на других платформах крупные месторождения этих эпох представлены широко и многообразно.

4. Главные редкометальные металлогенические зоны древних платформ расположены на их окраинах и приурочены к шельфовым и рифтогенным, преимущественно активизированным зонам.

5. В энсиалических складчатых областях металлогенические эпохи глобального ранга проявлены менее полно, нежели на древних платформах. Соответственно, редкометальные металлогенические провинции этих областей менее продуктивные в сравнении с провинциями древних платформ. Причем, относительная продуктивность провинций энсиалических областей убывает от регионов с менее переработанной континентальной корой к регионам с более переработанной древней континентальной корой. Месторождения эпох регионального ранга в этих областях количественно преобладают, но их суммарные ресурсы несоизмеримы с ресурсами месторождений глобальных металлогенических эпох.

6. Главные редкометальные металлогенические зоны энсиалических складчатых областей приурочены к пририфтогенным шельфовым и рифтогенным, преимущественно активизированным или телескопированным зонам.

7. В энсиматических складчатых областях редкометальные месторождения формировались преимущественно в связи с микроконтинентами и лишь в ходе трех металлогенических эпох глобального ранга, обязанных распаду эпигренвильского суперконтинента, а также формированию и распаду суперконтинента Пангея. Однако крупных месторождений ни в одну из этих эпох не возникло по объективным геологическим причинам. Не сформировались крупные редкометальные месторождения в этих областях и в эпохи регионального ранга. Лишь в отдельных тектонических зонах при сочетании ряда благоприятных условий редкометального рудогенеза возникли единичные относительно крупные редкометальные месторождения корового происхождения.

8. Формирование редкометальных месторождений мантийного и корово-мантийного происхождения во многом определялось динамикой сопровождавших их процессов. При относительной кратковременности процессов растяжения континентальной коры создавались благоприятные условия для становления продуктивных щелочных пород (окраинно-континентальная рифтогенная Кыллахская подзона Верхоянско-Колымской области и другие). При длительности этих процессов, сопровождавшихся раскрытием океанической коры, условия для возникновения продуктивных щелочных и щелочно-гранитоидных пород не создавались (окраинно-континентальная рифтогенная Башкирская зона Уральской области и другие).

9. Редкометальные провинции комплексного типа различаются специализацией металлогенических зон. В провинциях древних платформ эти зоны металлогенически однородные по источнику рудного вещества месторождений и их геодинамической природе. В комплексных провинциях складчатых областей металлогенические зоны полигенные, включающие месторождения и коллизионной и рифтогенной природы.

10. Редкометальные провинции специализированного типа различаются последовательностью формирования месторождений. В специализированных энсиалических провинциях последовательность формирования редкометальных магматитов и месторождений гомодромная. Облик металлогенических зон этих провинций в целом отражает металлогенический облик соответствующих провинций. В редкометальных металлогенических зонах Уральской энсиматической провинции последовательность формирования редкометальных магматитов и месторождений антидромная, как следствие пережитой эпохи континентального рифтогенеза. Такая же последовательность формирования редкометальных магматитов и месторождений присуща, вероятно, Сихоте-Алиньской провинции, хотя причина этого сходства иная.

11. Более перспективными на поиски редкометальных месторождений являются тектонические зоны, в пределах которых редкометальные магматиты отличаются ослабленной связью с синхронными им вулканитами. В рифтовых долинах и вулкано-плутонических поясах условия для формирования редкометальных месторождений были менее благоприятными.

Глава 4. ТИПОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И ПОЛЯ

В большинстве прогнозно-металлогенических работ рудные районы и рудные поля выделяются произвольно, как правило, по ареалам известных месторождений. В результате этого они отображаются геометрическими фигурами часто овальной или прямоугольной формы, не имеющими никакого тектонического обеспечения. Подобная практика металлогенического анализа не только не способствует раскрытию закономерностей формирования и локализации месторождений, но уводит от таковых.

Опыт прогнозно-металлогенических исследований в различных регионах и обобщение новых геологических материалов позволили наметить взаимосвязи редкометальных металлогенических единиц как регионального, так и локального рангов с тектоническими структурами, ответственными за их формирование. В предыдущих разделах были обоснованы критерии выделения и типизации редкометальных металлогенических провинций и металлогенических зон и приведена их общая характеристика. В настоящем разделе рассматриваются примеры типовых редкометальных рудных районов и рудных полей России с указанием расположенных в них наиболее крупных месторождений.

1. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Редкометальные провинции древних платформ отличаются не только наиболее широким спектром генетических типов эндогенных месторождений, но и однородностью металлогенических зон в их пределах. Эта однородность проявлена как в металлогенической специализации этих зон, так и в их генезисе. Иначе говоря, в провинциях древних платформ редкометальные металлогенические зоны различных геодинамических типов, как правило, пространственно разобщены. Соответственно, рудные районы и рудные поля металлогенических зон древних платформ отличаются однотипностью происхождения.

Среди редкометальных провинций Восточно-Европейской платформы наибольший интерес представляет Кольская субпровинция. Ее металлогеническое районирование приведено на рис. 9.

ТИТОВСКО-ПОРОСОЗЕРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Особенности распределения минерагенически специализированных пегматитов в различных сегментах Титовско-Поросозерской металлогенической зоны позволяет выделить три рудных района.

Титовский рудный район выделяется в северо-западном фланге Титовско-Поросозерской зоны. В его пределах от реки Большая Западная Лица до озера Большой Лапоть распространены пегматиты с бериллом. Примечательной особенностью района является его приуроченность к окраинам Кольского и Мурманского блоков, сложенных, соответственно, слюдяными гнейсами с кианитом и гранодиоритами, тоналитами и пла-

гиогранитами. В этом отношении бериллиеносные пегматиты Титовского района обнаруживают сходство с подобными пегматитами Бирюсинского района Присаянской субпровинции.



Рис. 9. Редкометальные металлогенические единицы Кольской субпровинции.

Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н. Алтухов на основе Геологической карты Кольского региона масштаба 1:500 000 (1996).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – мегазона, 2-4 – зоны (2 – коллизионная по зеленокаменному поясу, 3 – телерифтогенные, 4 – рассеянного рифтогенеза); 5-6 – рудные районы (5 – коллизионные, 6 – рифтогенные); 7 – рудные поля; 8-12 – месторождения, проявления, генетически связанные с: 8 – гранитными пегматитами, 9 – щелочными гранитами, 10 – нефелиновыми сиенитами, 11 – агпапитовыми нефелиновыми сиенитами, 12 – карбонатитами щелочно-ультраосновных пород, 13 – ограничения металлогенических таксонов. Наименования месторождений см. на рис. 5.

Колмозеро-Вороньинский рудный район выделяется в центральной части Титовско-Поросозерской зоны. В его пределах преобладают пегматиты со сподуменом и полуцитом. С юго-запада и северо-востока он граничит с однотипными по вещественному составу комплексами пород Кольского и Мурманского блоков, представленных преимущественно гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами, прорванными диоритами, гранодиоритами и лейкогранитами, служившими, вероятно, субстратом родоначальных редкометаллоносных пегматитовых расплавов. В пределах рудного района сосредоточены наиболее крупные месторождения редкометальных пегматитов Кольского региона.

Поттилемский рудный район выделяется в качестве потенциального в юго-восточном фланге Титовско-Поросозерской зоны. С юго-запада к нему примыкают архейские структуры Кейвского блока, сложенные преимущественно кислыми и средними метавулканитами, указывающими на неспокойную тектоническую обстановку во время их формирования. Это не способствовало вызреванию редкометаллоносных магматических очагов и формированию редкометальных пегматитов. С этих позиций перспективность Поттилемского рудного района представляется низкой.

Рудные поля в пределах рудных районов подобного типа обычно выделяются по ареалам пространственно сближенных пегматитовых жил, локализующихся в выступах фундамента зеленокаменных поясов или же в горстово-грабеновых структурах зеленокаменных комплексов. В данном случае они не выделяются.

ОЛЕНЕГОРСКО-СЕБЛЬЯВРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Это самая продуктивная редкометальная металлогеническая зона Восточно-Европейской платформы. Ее облик определяют месторождения, генетически связанные с агапитовыми нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и другими щелочными породами, возникшими в результате плюм-тектонических процессов герцинской эпохи. В тектоногенетическом отношении Оленегорско-Себельяварская зона является телерифтогенной.

Хибино-Ловозерский рудный район – сегмент Оленегорско-Себельяварской металлогенической зоны, включающий фрагменты архейского Оленегорско-Себельяварского зеленокаменного пояса, нижнепротерозойского Имандра-Варзугского рифта, архейских блоков Центрально-Кольского микроконтинента. В Хибино-Ловозерском районе происходит сочленение этих разновозрастных и разнотипных структур, что обусловило контрастную тектоническую обстановку проявления в его пределах магматизма герцинской эпохи.

Ловозерское рудное поле соответствует фрагменту Кейвского блока, заключенному между озерами Ловозеро и Умбозеро с условными северным и южным ограничениями. Древняя континентальная кора этого блока отличается наиболее высокой петрохимической зрелостью. Предполагается, что внедрение магматического расплава, родоначального для Ловозерского массива, происходило телескопированно, с остановками в промежуточных магматических камерах, сопровождавшиеся ассилиацией архейских щелочных гранитов, широко распространенных в Кейвском блоке. Этим может объясняться высокая дифференцированность Ловозерского массива и его минерагенические особенности.

Хибинское рудное поле соотносится с выступом фундамента Имандра-Варзугского телескопированного рифта. Континентальная кора этого выступа отличается от коры Кольского блока меньшей петрохимической зрелостью (отсутствием, в частности, щелочных гранитов), а внедрение магматического расплава, родоначального для Хибинского массива, происходило, вероятно, транзитно. Этим, возможно, объясняются известные минерагенические отличия Хибинского массива от Ловозерского.

ЕИНСКО-БЕЛОМОРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Парагенетическая связь между древними зеленокаменными поясами и массивами герцинских карбонатитов позволяет выделить соответствующие рудные районы.

Ковдорский рудный район выделяется в северо-западном фланге Еинско-Беломорской металлогенической зоны. Он соотносится с Еинским зеленокаменным поясом, активизированным в девоне. На его площади расположен Ковдорский карбонатитовый массив, минерагенические особенности которого были предопределены, вероятно, особенностями активизированного резервуара аномальной мантии. Исходя из относительно небольшого размера древнего зеленокаменного пояса предполагается, что его архейский мантийный резервуар имел незначительный объем, определявший малый ресурс содержащихся в нем рудных компонентов и их химизм. Этим, возможно, объясняются относительно небольшие ресурсы редких металлов Ковдорского массива и его циркониевая специализация.

Геологическим эквивалентом рудного поля является карбонатитовый массив со структурами его ближайшего обрамления.

По аналогии с Ковдорским выделяются *Африкандинский и Турьемысский рудные районы*.

В заключение характеристики рудных районов и полей Кольской субпровинции еще раз отметим, что каких-либо единых структур, контролировавших формирование и размещение массивов палеозойских щелочных пород, в регионе не выявляется. Это указывает на рассеянный характер породивших их процессов рифтогенеза, реализовавшихся в наиболее предрасположенных к растяжению структурах фундамента. Таковыми являлись древние зеленокаменные пояса, большая часть которых характеризуется тоже рассеянным распределением, а также протерозойский рифт. Очевидно, для концентрирования редких металлов рассредоточенные тектономагматические процессы были неблагоприятными. Этим, возможно, объясняется низкая продуктивность большинства палеозойских карбонатитовых массивов региона и их «узкий» спектр металлогенической специализации.

Более широко и разнообразно редкометальные рудные районы и рудные поля представлены в Сибирской мегапровинции.

УРИКСКО-ТАГУЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Урикско-Ийский рудный район выделяется в южной части Урикско-Тагульской металлогенической зоны (рис. 10). Его геологическим эквивалентом является одноименный грабен, сложенный раннепротерозойскими шельфовыми образованиями сублукской серии, сформировавшимися на гранито-гнейсах архейской бирюсинской серии. Распространенные здесь нижнепротерозойские пегматиты являются преимущественно сподуменовыми (Гольцовое, Белореченское, Урикское и другие месторождения). Генетически они связаны с лейкогранитами саянского комплекса.

Урикское рудное поле находится в юго-восточной части Урикско-Ийского грабена и соответствует клинообразному блоку, сложенному преимущественно сланцами урикской свиты. В долине р. Б. Белой этот блок резко сужается и обрезается скрытым разломом, являющимся восточным продолжением Кандатского глубинного разлома.

Урикский блок отличается интенсивно проявленными разрывными деформациями и именно в нем сосредоточены наиболее продуктивные тела сподуменовых пегматитов. Пространственно жилы пегматитов группируются в две основные ветви. Одна из них тяготеет к северо-восточной окраине грабена, ограниченного Ерминско-Горхонским глубинным разломом. В этой ветви большее число пегматитовых тел выявлено в юго-восточном ее фланге. Другая пегматитовая ветвь, более насыщенная пегматитами, вытянута вдоль Главного Восточно-Саянского разлома. Большее количество пегматитовых жил наблюдается вблизи этого разлома и тоже в юго-восточном фланге пегматитовой ветви. Такое пространственное распределение пегматитовых жил в пределах Урикского поля дает основание выделять два их участка: северо-восточный и юго-западный. Отличительной их особенностью является не только приразломная позиция, но и участие в их строении вулканитов контрастной базальт-риолитовой формации, распространенных преимущественно в низах разреза сублукской серии. Предполагается, что при формировании пегматитов определенную роль играла обстановка растяжения, к которой были предрасположены периферийные структуры Урикского поля.

Бирюсино-Тагульский рудный район соотносится с одноименным горстом (рис. 11), в пределах которого пегматиты локализованы преимущественно в раннедокембрийских образованиях Таргазойско-Часовинского энсиалического зеленокаменного

пояса (часовинская и другие свиты). Возраст этих пегматитов нижнерифейский, по минеральному составу они преимущественно танталоносные. На площади рудного района выявлено около двадцати пегматитовых объектов, группирующихся в два разновеликих рудных поля, соответствующих грабенам – Елашское и Верхнемальцевское.



Рис. 10. Редкometальные металлогенические единицы Присаянской субпровинции.

Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе геологической карты Иркутской области масштаба 1:500 000 (1982).

Редкметальные металлогенические таксоны: 1-2 – металлогенические зоны (1 – коллизионные, 2 – телерифтогенные); 3-4 – рудные районы (3 – коллизионные, 4 – телерифтогенные); 5-6 – рудные поля (5 – коллизионные, 6 – телерифтогенные); 7-9 – месторождения, проявления, генетически связанные с: 7 – гранитными пегматитами, 8 – щелочными гранитами, 9 – карбонатитами щелочно-ультраосновных пород); 10 – ограничения металлогенических таксонов. Наименования месторождений см. на рис. 6.

Особенности распределения пегматитов позволяют считать, что тектонический рельеф, наблюдаемый в настоящее время, существовал в главных чертах в эпоху их формирования и что это распределение обусловлено не эрозионным срезом, а соотношением блоков раннедокембрийского фундамента, вовлекавшихся в коллизионные или коллизионно-сдвиговые деформации с формированием очагов рудоносных расплавов в фундаменте зеленокаменного пояса. В результате последующих процессов сжатия-растяжения коры произошло формирование Присаянского рифта, сопровождавшееся массивным внедрением даек диабазов нерсинского комплекса.

Елашское рудное поле заключает большую часть пегматитовых проявлений и главные месторождения Бирюсино-Тагульского рудного района (рис. 12). Оно расположено, в основном, в бассейне правобережья р. Тагул, и соответствует одноименному грабену, выполненному зеленокаменными образованиями раннего докембра и наложенными на них метатерригенными раннепротерозойскими шельфовыми образованиями (туманшетская свита). Наиболее продуктивные пегматиты локализованы преимущественно в метабазальтоидах зеленокаменного пояса. Таковы пегматитовые тела Вишняковского, Отбойного, Александровского и других месторождений. Всего в рудном поле выявлено восемь пегматитовых месторождений и рудопроявлений. С учетом особенностей их распределения в тектонических структурах намечается несколько рудных участков.

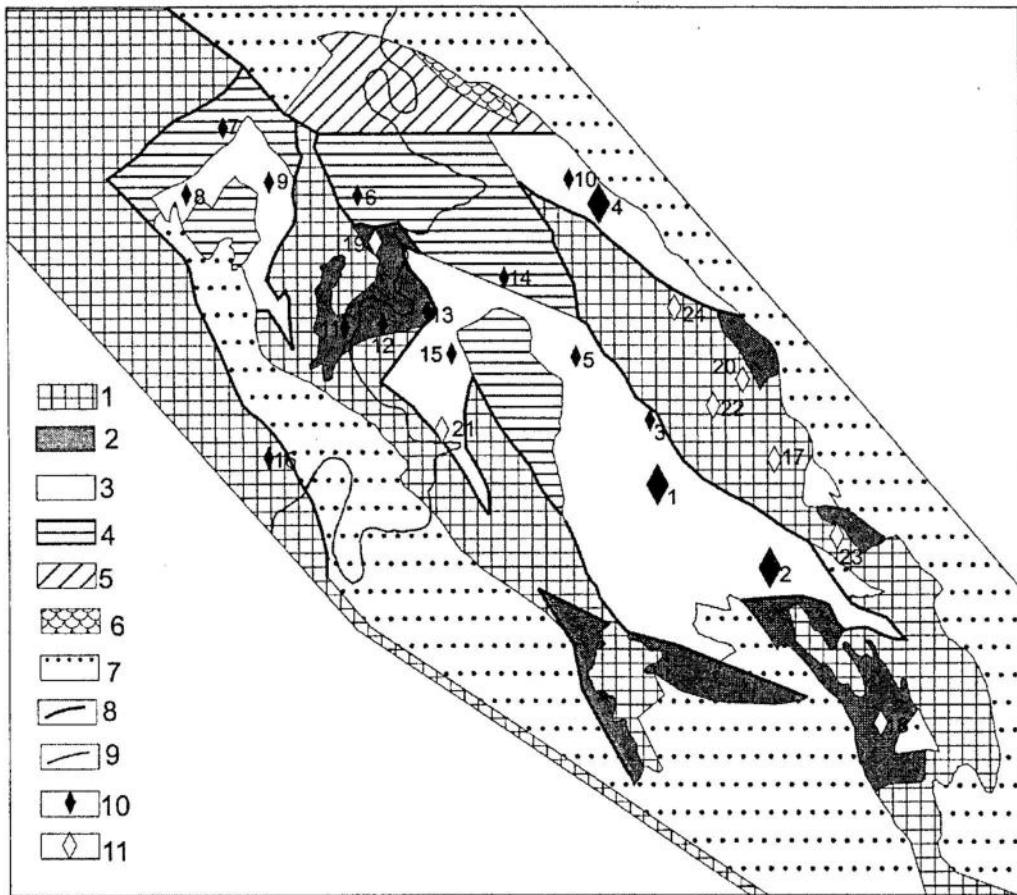


Рис. 11. Тектоническая позиция tantalоносных пегматитов Бирюсино-Тагульского района. Масштаб 1:100 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе структурно-формационной карты северо-западной части Ийско-Туманшетского прогиба масштаба 1:100 000, автор В.Д.Номоконов.

1-4 – Бирюсино-Тагульский выступ – тектонический фрагмент фундамента Присаянской гранито-зеленокаменной области (1 – гранито-гнейсовые купола без расчленения, 2 – древние зеленокаменные пояса, 3 – молодые зеленокаменные пояса, 4 – раннепротерозойские щельфовые комплексы); 5 – нижнерифейский рифт; 6 – рифейская приразломная впадина; 7 – рифейский рифт; 8 – разломы сквозькоровые; 9 – разломы прочие; 10 – пегматиты редкометальные; 11 – пегматиты керамические. Цифры на рисунке – названия месторождений и рудопроявлений: 1 – Елашское, 2 – Отбойное, 3 – Копна, 4 – Александровское, 5 – Тенишетское, 6 – Мальцевское, 7 – Среднереченское, 8 – Болотное, 9 – Верхнемальцевское, 10 – Александровское-II, 11 – Соколиное, 12 – Лидинское, 13 – Часовенское, 14 – Верхнечасовенское, 15 – Павловское, 16 – Грядинское, 17 – Водораздельное, 18 – Тайшетское, 19 – Столетнее, 20 – Соколовское, 21 – Алексеевское, 22 – Стрелка, 23 – Фирсенкинское, 24 – Среднетанишетское.

Верхнемальцевское рудное поле выделяется в бассейне левобережья р. Тагул и относится с одноименным грабеном, выполненным раннедокембрийскими образованиями зеленокаменного пояса. В его пределах выявлено три рудопроявления редкометальных пегматитов. По строению рудное поле в главных чертах сходно с Елашским полем, отличаясь от него меньшим размером.

Высокая перспективность Елашского и Верхнемальцевского рудных полей определяется совокупностью геологических критериев, благоприятных для образования редкометальных пегматитов. Таковыми являются:

- наличие древнего сиалического фундамента, обеспечивавшего возможность формирования коровых магматических резервуаров, обогащенных редкими металлами;
- широкое распространение метабазитовых комплексов, создававших благоприятную среду для локализации пегматитовых расплавов (геохимические барьеры);

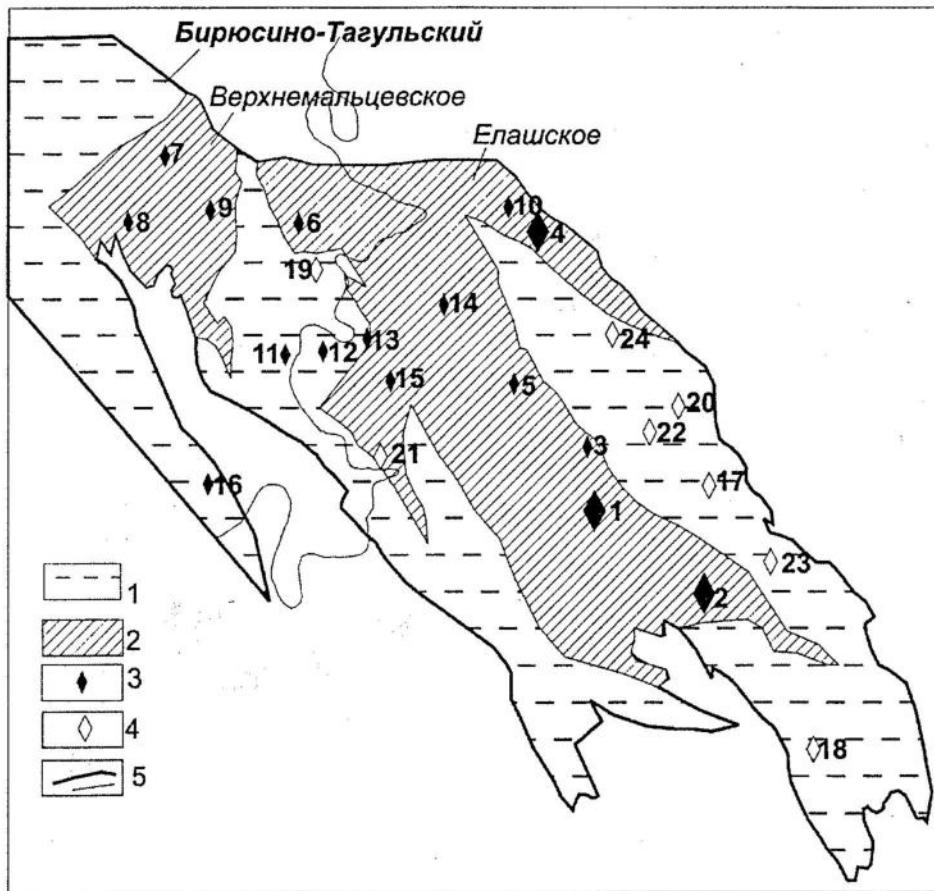


Рис. 12. Редкometальные металлогенические единицы Бирюсино-Тагульского района. Масштаб 1:100 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе структурно-формационной карты северо-западной части Ийско-Туманшетского прогиба масштаба 1:100 000, автор В.Д.Номоконов.

Редкometальные металлогенические таксоны: 1 – коллизионный рудный район, 2 – коллизионные рудные поля. 3 – месторождения и рудопроявления, генетически связанные с редкметальными гранитными пегматитами, 4 – рудопроявления гранитных керамических пегматитов, 5 – ограничения металлогенических таксонов.

Цифры на рис. – названия месторождений и рудопроявлений (см. рис. 11).

– высокая плотность разрывных нарушений в образованиях раннедокембрийских комплексов;

– наличие многочисленных, но плохо изученных проявлений редкметальных пегматитов.

КИРЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Кирейско-Ермасохинский рудный район соответствует фрагментам Кирейского телескопированного рифта и его юго-западного плеча, вытянутых вдоль Ерминско-Горхонского глубинного разлома.

Зиминское рудное поле – площадь, охватывающая ареал Белозиминского, Среднезиминского и Большетагнинского карбонатитовых массивов, а также щелочных метасоматитов Ярминского месторождения. Геологического эквивалента этому ареалу назвать пока не представляется возможным. Предполагается, что им служит совокупность узлов пересечения разломов, оперяющих Ерминско-Горхонский сквозькоровый разлом.

АГУЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Монкressкий рудный район выделяется в бассейне реки Хайламы и соотносится с одноименным выступом раннедокембрийского фундамента юго-восточного фланга Агульской нижнепалеозойской рифтовой зоны. Монкressкий выступ является фрагментом Присаянского или Монкressко-Туманшетского зеленокаменного пояса. Он сложен архейскими метавулканитами и гранулито-гнейсами (монкressская, хайламинская свиты), частично перекрытыми нижнепротерозойским метатерригенным шельфовым комплексом (алхадырская, кукшерская свиты), палеозойскими терригенно-вулканогенным рифтогенным (верхненерхинская и другие свиты) и молассовым (киченская свита) комплексами.

В ранней перми Монкressкий выступ, как и вся Агульская зона, подвергся активизации, сопровождавшейся формированием редкометальных щелочных гранитов.

Хайламинское рудное поле соотносится с юго-восточным блоком Монкressского выступа. В его пределах, в бассейне правых верхних притоков реки Хайламы расположено Зашихинское редкометально-редкоземельное месторождение, приуроченное к Хайламинскому массиву микроклин-альбитовых, рибекит-альбит-микроклиновых гранитов, альбититов и флюорит-полевошпатовых метасоматитов. Вмещающими породами для этого массива являются преимущественно сиениты, граносиениты и граниты огнитского интрузивного комплекса.

Зашихинское месторождение является одним из эталонов tantal-ниобиевых и цирконий-редкоземельных руд в щелочных рибекитовых микроклин-альбитовых гранитах и альбититах, а заключающий его гранитный массив – петротипом хайламинского интрузивного комплекса. Щелочные граниты и альбититы однородны по изотопному составу рубидия и стронция, что свидетельствует об их формировании в ходе единого и одновременного магматического процесса, завершившегося автометасоматозом.

В пределах Хайламинского рудного поля помимо Зашихинского месторождения известно несколько проявлений минерализации щелочно-гранитового типа, например, проявление, генетически связанное с массивом Аномальный, проявление участка Грейзеновый и другие.

ИРКИНЕЕВСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Чадобецкий рудный район расположен в восточной части Иркинеевской рифтогенной структурно-формационной зоны и соотносится с одноименным выступом до-кембрия среди чехла Сибирской платформы. Этот выступ контролирует ареал нижнетриасовых щелочных пород, образующих естественный рудный район. В составе рудного района выделяются Чуктуконское и Нембинское рудные поля.

Чуктуконское рудное поле расположено на южной окраине Чадобецкого поднятия, в обнаженной части его фундамента. На его площади находится крупное Чуктуконское месторождение, связанное с щелочно-ультраосновными породами с карбонатитами.

Нембинское рудное поле выделяется по ареалу разнообразных по составу и морфологии тел щелочно-ультраосновных пород в северной купольной части Чадобецкого поднятия.

ЦЕНТРАЛЬНО-ЕНИСЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Пенчепгинский рудный район соотносится с приподнятым блоком раннедокембрийского фундамента, перекрытым дорифейскими преимущественно карбонатными

отложениями пенченгинской свиты, а также частично рифейскими отложениями (рис. 13). С запада он ограничивается зоной Татарского глубинного разлома, в пределах которой сформировались многочисленные тела протерозойских амфиболитов. Восточное его ограничение совпадает с южным флангом Ишимбинского разлома, южное – с центральным отрезком Нижнеангарского разлома.

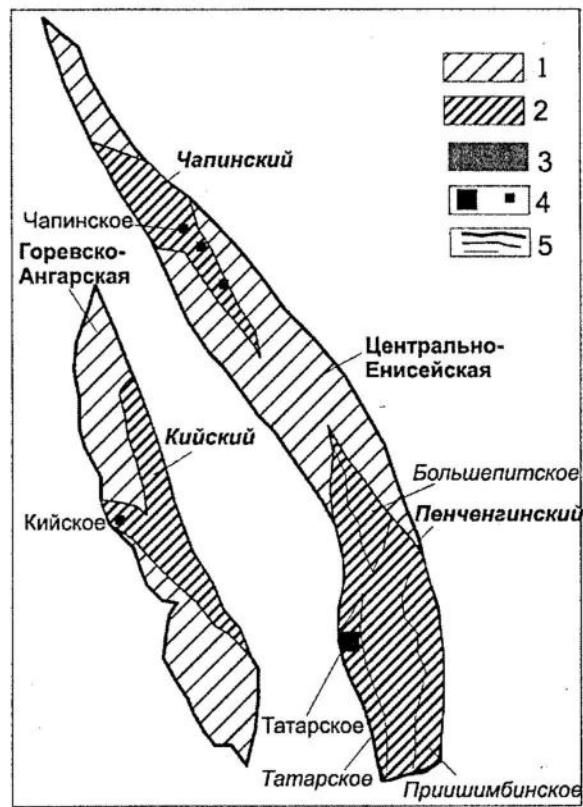


Рис. 13. Редкометальные металлогенические единицы Енисейской субпровинции. Масштаб 1:1 000 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Енисейского кряжа масштаба 1:1000 000 (Корнев, 1986 и др.).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенные металлогенические зоны, 2 – рудные районы, 3 – рудные поля, 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с карбонатитами щелочно-ультраосновных пород, 5 – ограничения металлогенических таксонов.

В нижнем-, среднем рифее вдоль разломов, ограничивающих Пенченгинский блок, сформировались приразломные рифты, в строении которых участвуют образования коматитовой, пикрит-базальтовой и риолит-базальтовой формаций (попутнинский, рыбинский комплексы). В позднем рифее этот блок испытал коллизионные процессы, сопровождавшиеся формированием гранитов татарско-аяхтинского комплекса.

В позднем рифее-венде структуры

юго-западной и южной окраин Сибирской платформы были вовлечены в процессы рифтогенеза, сопровождавшегося, в частности, формированием массивов карбонатитов. В ходе этих процессов подверглись активизации и зоны Татарского и Ишимбинского разломов. В связи с Татарским разломом сформировались трещинные тела карбонатитов. Не исключено, что они имеют длительную историю формирования.

Татарское рудное поле выделяется по ареалу щелочных метасоматитов и доломитовых карбонатитов в западном экзоконтакте Татарско-Аяхтинского гранитного массива с протерозойскими мраморами и кварцитовидными песчаниками. Возможности обнаружения новых рудных тел на площади рудного поля ограничены геометрическими параметрами экзоконтактовой части гранитного массива.

Перспективы обнаружения проявлений карбонатитового магматизма в Центрально-Енисейской редкометальной металлогенической зоне связываются с активизированными протерозойскими рифтами, как это имеет место в Присаянье и других регионах. С общегеологических позиций выделяются два потенциально перспективных рудных поля, сходных во многих чертах с Татарским полем – *Большепитское*, расположенное в бассейне верховий р. Б. Пит ниже стрелки с р. Горбилок и пространственно тяготеющее к Татарскому разлому и *Приишимбинское*, пространственно тяготеющее к Ишимбинскому разлому. Как и Татарское, оба эти поля сложены ранне-среднерифейскими рифтогенными комплексами. Проявлений карбонатитового магматизма в Большепитском и Приишимбинском полях пока не известно.

Чапинский рудный район выделяется в северном фланге Центрально-Енисейской структурно-формационной зоны. На его площади широко распространены позднерифейские щелочные пикриты, калий-аргоновые датировки которых 670–690 млн. лет (Корнев, 1986 и др.). Они прорываются мелкими телами габбро-нефелинсиенитов, относимых к чапинскому комплексу. В отличие от Пенченгинского, в Чапинском районе формированию щелочных комплексов не предшествовали значительные проявления ранне-, среднерифейского рифтогенного магматизма, что не позволяет отождествлять эти районы как с тектонической, так и металлогенической точек зрения.

ГОРЕВСКО-АНГАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Кийский рудный район намечается в северо-западной части Енисейского кряжа между Приенисейским и Енисейским разломами в контуре венд-среднекембрийского эвапоритового бассейна (Корнев, 1986 и др.). Здесь расположены тела щелочных магмитов с карбонатитами, наиболее крупным из которых является Кийский массив. Этот карбонатитовый массив имеет практически тот же возраст, что и щелочно-гранитовый Хайламинский массив Присаянья. Отсюда следует, что в конце палеозоя-начале мезозоя на юге Сибири активизировались наиболее крупные разломные зоны – краевые швы, к которым относятся Главный Восточно-Саянский и Енисейский разломы.

Кийский рудный район, согласно современным оценкам, является низко продуктивным.

КАЛАРО-ОЛЕКМИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Каларо-Катугинский рудный район расположен в северной части архейского Каларского блока (рис. 14). С юга он ограничивается дугообразным ареалом нижнепротерозойских гранито-гнейсов куандинского комплекса. Северо-восточная его граница совмещается с разломом, ограничивающим южный фланг Кодаро-Удоканского прогиба, заключающего крупные plutоны калиевых гранитов, а также биотитовых, турмалиновых, двуслюдяных пегматоидных гранитов нижнепротерозайского кодарского комплекса. В сегменте Каларского блока распространены габбро-анортозиты нижнепротерозайского чинейского комплекса, редкометальные щелочные граниты и метасоматиты нижнепротерозойского катугинского комплекса, сформировавшиеся в сквозькоровых разломных и надрифтогенных зонах. Одна из таких зон меридиональная, маркируемая щелочными метасоматитами и габбро-анортозитами, предполагается в фундаменте южного фрагмента Кодаро-Удоканского прогиба, простираясь вдоль долины реки Катугин. Другая подобная зона, маркируемая субширотной полосой габбро-долеритов верхнепротерозайского доросского комплекса, протерозайскими редкометальными пегматитами и другими рудными объектами, предполагается в фундаменте центральной части этого фрагмента, вдоль северного контакта Кодарского plutона и широтного отрезка долины верхний р. Калар. Примечательно практически полное отсутствие в пределах этого района гранитов куандинского комплекса. Все это свидетельствует о большей петрохимической зрелости континентальной коры Каларского блока и об активном коро-мантийном взаимодействии при ее формировании.

Катугинское рудное поле соотносится с Верхне-Каларским приподнятым, активизированным в нижнем протерозое, блоком древнего фундамента, перекрытым кварцито-сланцевой толщей низов разреза чинейской серии удоканского комплекса. Выступы фундамента, сложенные архейскими гнейсами чарской и олекминской серий, непосредственно примыкают к блоку рудного поля с юго-запада и юго-востока. На его площади

находится Катугинское редкометально-редкоземельное месторождение, генетически связанное со щелочными метасоматитами и щелочными гранитами. Подобное рудопроявление Центральное расположено к западу от месторождения, а севернее его, на трассе БАМ расположено рудопроявление редких земель участка Активного и другие редкометальные объекты. Все это позволяет рассматривать рудное поле и рудный район высоко продуктивными.

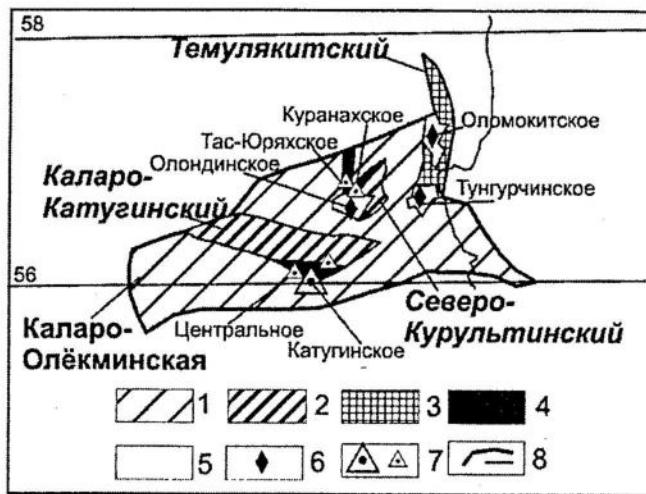


Рис. 14. Редкометальные металлогенические единицы Каларо-Олекминской зоны. Масштаб 1:1 500 000.

Составил Е.Н.Алтухов на основе Тектонической схемы Алданского щита (Котов, 2003 и др.).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенная металлогеническая зона, 2-3 – рудные районы (2 – рифтогенные, 3 – наложенные коллизионные), 4-5 – рудные поля (4 – рифтогенные, 5 – наложенные коллизионные), 6-7 – месторождения, проявления, генетически связанные с: 6 – гранитными пегматитами, 7 – щелочными гранитами, 8 – ограничения металлогенических таксонов.

Северо-Курульгинский рудный район соотносится с северным фрагментом Курульгинского блока и южным фрагментом Чаруодинского блока (см. рис.14). В его пределах находятся южные тектонические фрагменты Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, сформировавшегося в связи с Тарын-Юряхской зоной разломов. Время формирования пояса оценивается интервалом 2,9–3,0 млрд. лет (Котов, 2003). Северное ограничение этого тектонического фрагмента совпадает с Северо-Чарским разломом.

В южной части Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, в участке сочленения его ветвей сформировалась Олондинская грабен-синклиналь, выполненная отложениями низов разреза чинейской серии удоканского комплекса, как это имеет место и в Каларо-Катугинском районе.

В нижнем протерозое структуры Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, как и всей Южно-Алданской области, испытали активизацию в ходе проявления движений коллизионно-сдвигового типа, в результате которых в различных его частях сформировались редкометальные магматиты различного происхождения. Начало этих движений связано с процессами глобального раннепротерозойского рифтогенеза и распада эпиархейского суперконтинента. В связи с этими процессами возникли, в частности, щелочные граниты катугинского комплекса, возраст которых 2066 ± 6 млн. лет. С заключительными фазами коллизионных процессов сформировались редкометальные граниты кодарского комплекса, датированные 1873 ± 2 – 1876 ± 4 млн. лет (Котов, 2003).

Для Северо-Курульгинского блока в целом характерно сочетание субширотных и субмеридиональных структурных направлений, определявших позицию гетерогенных редкометальных магматитов. Эти тектонические и минерагенические особенности позволяют рассматривать его в качестве геологического эквивалента рудного района и служат основанием для выделения естественных рудных полей в его пределах.

Тас-Юряхское рудное поле совмещается с южным субмеридиональным тектоническим фрагментом Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. В южной его части расположено Тас-Юряхское редкоземельное месторождение щелочно-гранитного типа.

Куранахское рудное поле соотносится с юго-восточной ветвью Токко-Ханинского зеленокаменного пояса. В юго-западном фланге этого поля расположено Куранахское редкоземельное месторождение щелочно-гранитного типа.

Олондинское рудное поле совмещается с одноименной нижнепротерозойской грабен-синклиналью, вовлеченной в коллизионные процессы. На его площади в нижнем протерозое сформировались редкометальные граниты и пегматиты кодарского комплекса, с которым связано Олондинское tantalовое месторождение.

Темулякитский рудный район приурочен к одноименному зеленокаменному поясу субмеридионального простирания, возраст которого 3,0–3,2 млрд. лет и его плечам (см. рис. 14). Несколько восточнее этого пояса субпараллельно ему расположен Тунгурчинский зеленокаменный пояс, формировавшийся в интервале 2,6–2,8 млрд. лет (Котов, 2003). В пространственной и, вероятно, генетической связи с этими зеленокаменными поясами, активизированными в середине нижнего протерозоя сформировался приразломный осадочный бассейн, в современном тектоническом плане представленный Тунгурчинской и Оломокитской грабен-синклиналями. Выполняющие их отложения относятся к аналогам чинайской серии удоканского комплекса.

В связи с коллизионными процессами, широко проявившимися в рассматриваемом регионе 1,87 млрд. лет тому назад, в Темулякитском районе сформировались редкометальные граниты и пегматиты кодарского комплекса.

Тунгурчинское рудное поле эквивалентно грабен-синклинали, наложенной на смежные части Темулякитского зеленокаменного пояса, северного фрагмента Курультинского блока и юго-восточного фрагмента Чаруодинского блока. На его площади расположен ареал гранитных массивов и пегматитов кодарского комплекса, с которыми генетически связано Тунгурчинское месторождение лития и tantalа.

Оломокитское рудное поле соотносится с грабен-синклиналью, примыкающей с запада к Оломокитскому блоку Темулякитского зеленокаменного пояса. На его площади расположено Оломокитское месторождение, минерагенически сходное с Тунгурчинским месторождением.

УЛКАНСКО-АЛГАМИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Рудные районы Улканско-Алгаминской металлогенической зоны эквивалентны частным ветвям телескопированной рифтовой зоны, вмещающим массивы карбонатитов, щелочных гранитов и щелочных метасоматитов (рис. 15). Наиболее отчетливо выделяются Улканский и Майский рудные районы, в которых расположены наиболее крупные редкоземельные, tantal-ниобиевые и циркониевые объекты региона.

Рудные поля соотносятся с отдельными ареалами редкометальных щелочных и щелочно-гранитоидных пород и связанных с ними месторождений, контролируемых узлами пересечения сквозькоровых разломов. Таковы рудные поля, вмещающие щелочные метасоматиты Восточно-Улканского месторождения и ряда сходных с ним проявлений, карбонатиты Арбаратхского, Алгаминского и других месторождений.

2. ЭНСИАЛИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В отличие от древних платформ, редкометальные магматиты металлогенических зон энсиалических складчатых областей не однородны по источникам рудного вещества. Причем эта неоднородность проявлена не только в хронологической смене одних типов месторождений другими в ходе эволюции рудно-магматических систем одной и той же зоны, но и в латеральной зональности практически одновозрастных, но гетеро-

генных редкометальных магматитов и месторождений. Иначе говоря, редкометальные металлогенические зоны энсиалических складчатых областей полигенные. В их строении участвуют структуры, контролировавшие размещение и создававшие благоприятные условия для практически одновременного формирования редкометальных магматитов и месторождений мантийной, коро-мантийной и коровой групп. В этой связи тектонически гетерогенные, контрастные по отношению друг к другу редкометальные рудные районы в составе одних и тех же металлогенических зон подчас соседствуют, что существенно отличает их от подобных металлогенических площадей древних платформ. Рассмотрим некоторые примеры.



Рис. 15. Редкометальные металлогенические единицы Улканско-Алгаминской зоны.
Масштаб 1:1 500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Тектонической схемы Алданского щита
(Котов, 2003 и др.).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенная металлогеническая зона, 2 – рудные районы, 3 – рудные поля, 4-5 – месторождения, проявления, генетически связанные с: 4 – щелочными гранитами, 5 – карбонатитами щелочно-ультраосновных пород, 6 – ограничения металлогенических таксонов.

ЦЕНТРАЛЬНО-САНГИЛЕНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Входит в состав Восточно-Тувинской субпровинции Южно-Сибирской провинции.

Верхнеэрзинский рудный район выделяется в бассейнах верховий рек Эрзин и Сольбельдер (рис. 16). Его геологическим эквивалентом является одна из активизированных ветвей Центрально-Сангиленской докембрийской рифтовой зоны, в которой сосредоточены ареалы палеозойских щелочных и щелочно-гранитоидных пород харлинского, коргере-дабанского и улуг-танзекского комплексов, а также редкометальных гранит-лейкогранитов предположительно таннуольского комплекса. В северной части района находится приподнятый блок докембрийского фундамента или микроконтинент, перекрытый шельфовым комплексом балыктыгхемской свиты. В центральной и южной частях этого района распространены рифтогенные комплексы, представленные, соответственно, аймакской, качикской, пучукской и другими свитами. Щелочные граниты размещаются в северной части района, в его приподнятом блоке. В среднем блоке сформировались щелочно-мафитовые, щелочно-ультрамафитовые и нефелин-сиенитовые породы харлинского и коргере-дабанского комплексов (Харлинский, Чикский и другие массивы). В южном блоке проявлений редкометального магматизма не известно.

Танзекское рудное поле отождествляется с приподнятым блоком докембрийского фундамента или микроконтинентом. Со щелочными гранитами, развитыми на его площади, связано Улуг-Танзекское месторождение редких земель, лития, ниobia, тантала и

других редких металлов. Перспективы обнаружения в этом рудном поле новых тел продуктивных щелочных гранитов, в том числе невскрытых эрозионным срезом, представляются обнадеживающими.

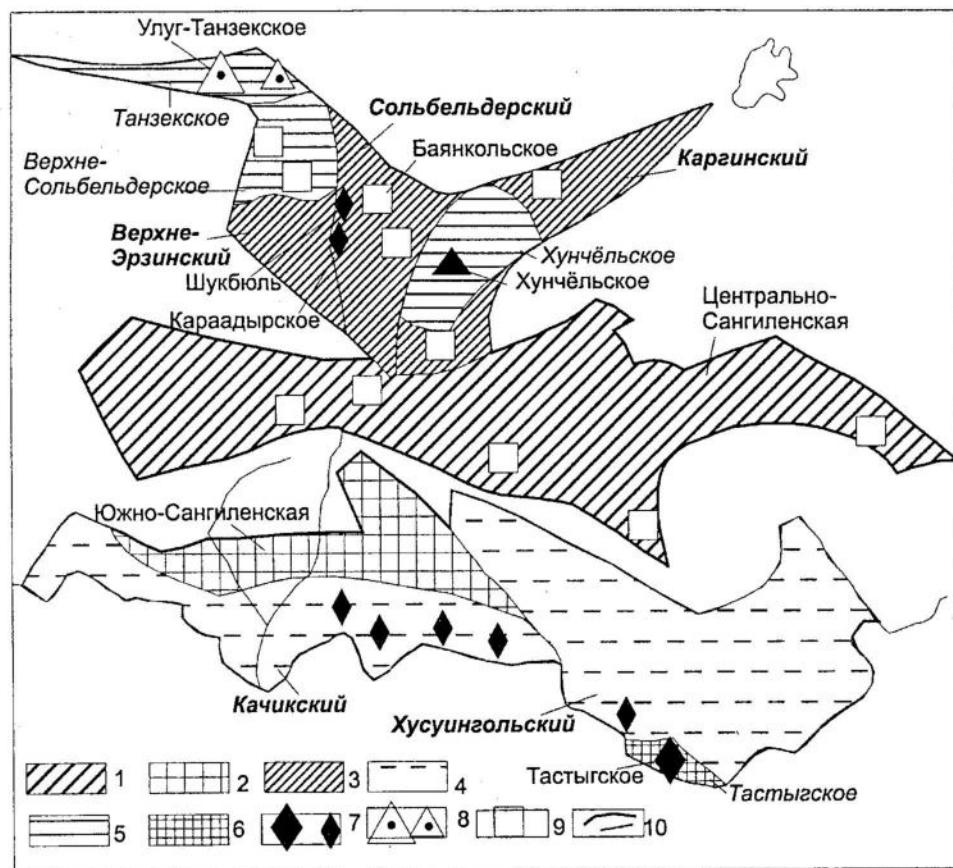


Рис. 16. Редкометальные металлогенические единицы Восточно-Тувинской субпровинции. Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 (1983) и др.

Редкометальные металлогенические таксоны: 1-2 – металлогенические зоны (1 – телерифтогенная, 2 – коллизионная, наложенная на рифтогенные комплексы); 3-4 – рудные районы (3 – рифтогенные, 4 – наложенные коллизионные); 5-6 – рудные поля (5 – рифтогенные, 6 – наложенные коллизионные); 7-9 – месторождения, проявления, генетически связанные с: 7 – гранитными пегматитами, 8 – щелочными гранитами, 9 – магматитами щелочных формационных типов; 10 – ограничения металлогенических таксонов.

Верхнесольбельдерское рудное поле заключает ареал щелочных пород харлинского и коргере-дабанского комплексов, сформировавшихся преимущественно в пределах активизированной палеорифтовой долины. Практическая значимость этих щелочных пород представляется незначительной по аналогии с подобными породами, формировавшимися в сходных тектонических условиях.

Сольбельдерский рудный район соответствует приподнятым блоку фундамента – микроконтиненту Центрально-Сангиленской рифтовой зоны. Он заключает массивы коллизионных протерозойских (или нижнепалеозойских) редкометальных гранитов, а также массивы рифтогенных щелочных мафит-ультрамафитовых пород харлинского комплекса и щелочных гранитов улуг-танзекского комплекса. На площади района находится Баянкольское месторождение ниobia, генетически связанное с нефелиновыми сиенитами, ийолитами и уртитами харлинского комплекса, Караадырское и Шукбульское месторождения сподуменовых и полуцитовых пегматитов, связанных с субщелочными гранитами позднего докембра – нижнего палеозоя и ряд проявлений ниобиевой

и редкоземельной минерализации. Благоприятная тектоническая позиция этих магматитов и связанного с ними оруденения позволяет оптимистически рассматривать перспективы выявления на территории рудного района месторождений щелочных и щелочно-гранитного типов.

Каргинский рудный район соотносится с грабеном, примыкающим к востоку к структурам Сольбельдерского района. Об относительно погруженном его докембрийском фундаменте свидетельствуют отложения нарынской и качикской свит, распространенные с северной, южной и восточной сторон грабена и залегающие с перерывом на отложениях балыктыгхемской свиты. Щелочные и щелочно-гранитоидные породы харлинского и коргере-дабанского комплексов группируются в две цепочки, конформные общему простиранию структур рудного района и указывают на ведущую роль рифтогенных процессов в создании его металлогенического облика. Район рассматривается как потенциально перспективный на обнаружение редкометальных месторождений щелочных и щелочно-гранитового типов.

Хунчельское рудное поле соотносится с приподнятым блоком фундамента центральной части района, в котором сформировались преимущественно щелочные породы харлинского комплекса, а также литий-фтористые граниты Хунчельского массива. Тектонические условия становления массивов этих пород благоприятствовали концентрации редких и редкоземельных металлов, что позволяет рассматривать Хунчельское рудное поле перспективным.

ЮЖНО-САНГИЛЕНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Хусингольский рудный район соотносится с приподнятым блоком фундамента рифтовой зоны (см. рис. 16), перекрытым карбонатным шельфовым комплексом (балыктыгхемская свита). В позднем докембрии или раннем палеозое в связи с косо ориентированными коллизионными процессами в пределах Хусингольского блока сформировались редкометальные граниты и сподуменовые пегматиты. Почти одновременно за его пределами развивалась обстановка растяжения, сопровождавшаяся заложением глубоко проницаемых разломных зон и формированием габброидов церингольского комплекса.

Тастыгское рудное поле совмещается с ареалом пегматитовых жил в приграничном тектоническом блоке, заключенном между грабеном пермского (?) возраста и Хусингольским разломом, протягивающимся севернее долины реки Хусингол и субпараллельно ей. Пегматитовые жилы характеризуются протяженностью до 300 м и мощностью до 30 м. На площади рудного поля обнажаются грано-диориты, относимые к таннуольскому комплексу и граниты девонского бреньского комплекса. Предполагается, что граниты, материинские для редкометальных пегматитов не вскрыты эрозией, в связи с чем возможно обнаружение пегматитовых тел и на некоторой глубине. Этим определяется высокая перспективность Тастыгского рудного поля.

Качикский рудный район выделяется по ареалу многочисленных пегматитовых жил в полосе протерозойских тонкообломочной качикской и сланцево-карбонатной аймакской свит. Последняя нащипована габбро-диоритами церигингольского комплекса, чем напоминает Пенченгинский рудный район Енисейского кряжа.

Продуктивность Качикского рудного района средняя, средняя и его перспективность на обнаружение месторождений пегматитового типа. Наиболее насыщены пегматитовыми жилами Качикское и Церигингольское рудные поля.

Полоса аймакской свиты представляется перспективной на поиски месторождений щелочно-основного и щелочно-ультраосновного типов, известных в подобной обст-

новке в соседней Центрально-Сангиленской активизированной докембрийской рифтовой зоне.

АМЫЛО-КАНДАТСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Даштыгхемский рудный район соотносится с одноименным микроконтинентом, расположенным в Северо-Восточной Туве, в бассейнах верховий рек Соруг, Ак-суг, Даштыг-хем (рис. 17). Фундамент микроконтинента сложен тоналитовыми гнейсами раннедокембрийского даштыгхемского комплекса (Алтухов, 1986 и др.). Фрагментарно сохранившиеся кембрийские отложения слагают его чехол. Особенности строения их разрезов позволяют выделить конседиментационно развивающиеся блоки микроконтинента, с которыми коррелируется магматическая и металлогеническая зональность последующих этапов развития этой структуры (Алтухов и др. 1991).

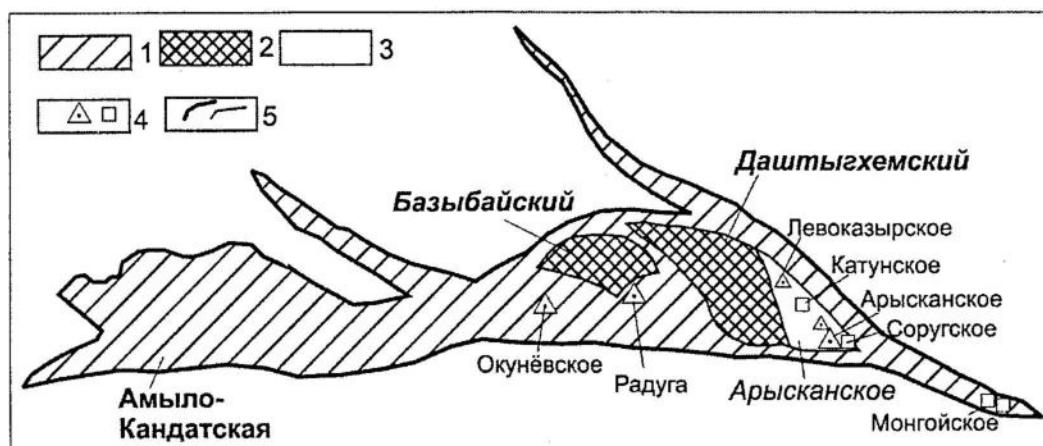


Рис. 17. Редкометальные металлогенические единицы Амыло-Кандатской зоны.

Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологических карт масштаба 1:200 000 (листы N-47-XIX, N-46-XXIV) и собственных материалов.

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – рифтогенная металлогеническая зона; 2 – рудные районы; 3 – рудное поле; 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с щелочными гранитами, альбититами, щелочными и нефелиновыми сиенитами; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

В посткембрийские эпохи Даштыгхемский микроконтинент оказался вовлеченым в Амыло-Кандатскую ордовикско-нижне-среднедевонскую рифтовую зону, ветви которой подчеркнули его блоковое строение. В связи с развитием этой зоны в теле микроконтинента сформировались многочисленные массивы щелочных гранитоидов, а также нефелиновые сиениты и вулканиты щелочной специализации.

Арысканская рудная зона соотносится с юго-восточным, наиболее приподнятым блоком Даштыгхемского микроконтинента. Во многих участках поля наблюдаются выступы его фундамента на поверхность, а также многочисленные ксенолиты тоналитовых гнейсов в палеозойских гранитоидах.

В пределах рудного поля известно около десятка массивов редкометальных щелочных гранитов, а также многочисленные жилы редкометальных щелочных пегматитов и альбититов. С одним из гранитных массивов в левом борту ручья Арыскан-ой связано Арысканская месторождение.

Вмещающими породами для Арысканского массива служат докембрийские гнейсы, нижнепалеозойские диориты, граниты и сиениты. Пространственная близость и геохимическое сходство Арысканского, Астыгского и Аксугского массивов дают основание предполагать, что они представляют собой выходы на дневную поверхность единого

го интрузивного тела. В этом случае ресурсы рудного поля могут быть существенно увеличены за счет невскрытой части предполагаемого щелочно-гранитного интрузива (Алтухов и др., 1987; Алтухов и др., 1991).

В восточной части Арысканского рудного поля обособляется Соругский участок, в пределах которого выявлено около двух десятков жил редкометальных пегматитов, связанных с апогранитами и сиенитами. Здесь же расположен крупный массив щелочных сиенитов.

По совокупности тектонического, геодинамического и магматического критериев Арысканская металлогеническая эпоха представляется перспективным. Однако региональный ранг ордовикской металлогенической эпохи позволяет предполагать ограниченный ресурс редких металлов в родоначальных магматических очагах мантийного происхождения. Поэтому, ожидать обнаружение месторождений с крупными запасами редких металлов с общих металлогенических позиций мало вероятно.

До последнего времени считалось, что щелочные граниты и альбититы Арысканского и Хайламинского массивов являются формационными и возрастными аналогами. В ходе их изотопно-геохимического изучения установлено, что ранние альбититы Арыскана, относительно обедненные редкими землями, сформировались в позднем ордовике под влиянием и при участии мантийных источников вещества. Эти альбититы по происхождению аналогичны хайламинским, хотя не сопоставимы с ними по времени образования. Более поздние, каменноугольные альбититы Арыскана сформировались как по щелочным гранитам и ранним альбититам, так и по вмещающим их гнейсам даштыгхемского комплекса. Именно поздние альбититы отличаются высокими содержаниями редких земель и коровыми изотопными характеристиками. Это указывает на то, что в карбоне произошло перераспределение и концентрирование рудного вещества в альбититах поздней генерации. При этом, наиболее высокие содержания редких земель присущи апогнейсам, изначально обогащенным ими и другими редкими элементами (Алтухов и др., 1987 и др.). Иначе говоря, арысканские и хайламинские граниты и альбититы являются разновозрастными и формировались в разных геодинамических обстановках (Алтухов, Костицын, 2004).

КОЛТАССКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Кульчазинский рудный район расположен в бассейнах рек Ниж. Терсь, Кия и приурочен к раннедокембрийскому выступу Колтасской рифтогенной зоны, активизированным в силуре – нижнем девоне и нижнем-среднем девоне (рис. 18). В строении выступа участвуют преимущественно кристаллические сланцы, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, мраморы, амфиболиты конжинской и терсинской свит. Выступ обычно рассматривается в качестве тектонического фрагмента фундамента Хакасского микроконтинента. На его площади выделяется Кийско-Базырский узел нижнедевонской вулкано-плутонической ассоциации.

Южно-Богатырское рудное поле соотносится с одним из блоков Кульчазинского выступа, подвергшимся в девоне наиболее интенсивной тектономагматической переработке. Проявления редкоземельной минерализации, а также Южно-Богатырское месторождение сформировались в связи с щелочными и нефелиновыми сиенитами и связанными с ними метасоматитами нижнедевонского кийского комплекса.

Томский рудный район приурочен к одноименному выступу раннедокембрийского фундамента Хакасского микроконтинента и наложенным на него позднедокембрийским структурам, сложенным колтасской амфиболитовой свитой, ташелгинской мра-

морно-сланцевой и терсинской кварцito-мраморной свитами. С востока выступ ограничен Балыксинским, с юга – Мрасским разломами. На его площади выделяется Мрасский узел нижнедевонской вулкано-плутонической ассоциации.



Рис. 18. Редкометальные металлогенические единицы Кольтасской зоны.

Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологических карт масштаба 1:200 000 (листы N-45-XXIII, N-45-XXIX).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенная металлогеническая зона; 2-3 – рудные районы (2 – наложенные коллизионные, 3 – рифтогенные); 4-5 – рудные поля (4 – наложенные коллизионные, 5 – рифтогенные); 6-7 – месторождения, генетически связанные с: 6 – щелочными гранитоидами и метасоматитами; 7 – гранитными пегматитами; 8 – ограничения металлогенических таксонов.

В докембрийских структурно-вещественных комплексах выступа в поздней перми и триасе в обстановке косоориентированной коллизии сформировались многочисленные массивы двуслюдянных и мусковитовых гранитов томского комплекса (считающееся многими геологами докембрийским), а также субщелочные гранит-лейкограниты верхнетриасового порожинского комплекса. По возрасту они несколько древнее или со-поставимы с редкометальными гранитами чиндагатуйско-калгутинского комплекса Горного Алтая, различаясь, однако, тектонической позицией. С позднетриасовыми гранитами генетически связаны сподуменовые пегматиты.

Ташелгинское рудное поле. Сподуменовые пегматиты Ташелгинского рудного поля локализованы в докембрийских комплексах различной тектонической природы (рис. 19).

Пегматиты участка Монгол залегают среди раннедокембрийских амфиболитов конжинской свиты. Геодинамическая природа этих амфиболитов и ассоциирующих с ними пород различными геологами трактуется неоднозначно: рифтогенной, острово-дужной и т.д. Нами они рассматриваются в качестве образований энсиалического зеленокаменного пояса, то есть предполагается их рифтогенная природа. В пользу этого свидетельствуют, в частности, широко развитые среди докембрийских образований Кольтасской зоны лейкограниты и субщелочные граниты, не свойственные островным дугам, отсутствие месторождений халькофильного тренда, наличие магматитов и минерализации щелочных формационных типов и другие признаки. По тектонической позиции сподуменовые пегматиты участка Монгол сопоставимы с крупнейшими в России пегматитовыми месторождениями Колмозеро, Елашским и другими.

Сподуменовые пегматиты участков Солнечный и Мраморный размещаются среди рифейских шельфовых комплексов терсинской свиты, сформировавшихся на гранитогнейсовом фундаменте микроконтинента. Тем самым обнаруживается аналогия в тектонической позиции жил сподуменовых пегматитов этих участков со сподуменовыми пегматитами крупных месторождений Тастыг и Гольцовое, сформировавшихся в до-кембрийских шельфовых комплексах Южно-Сангиленской и Урикско-Тагульской зон, соответственно.

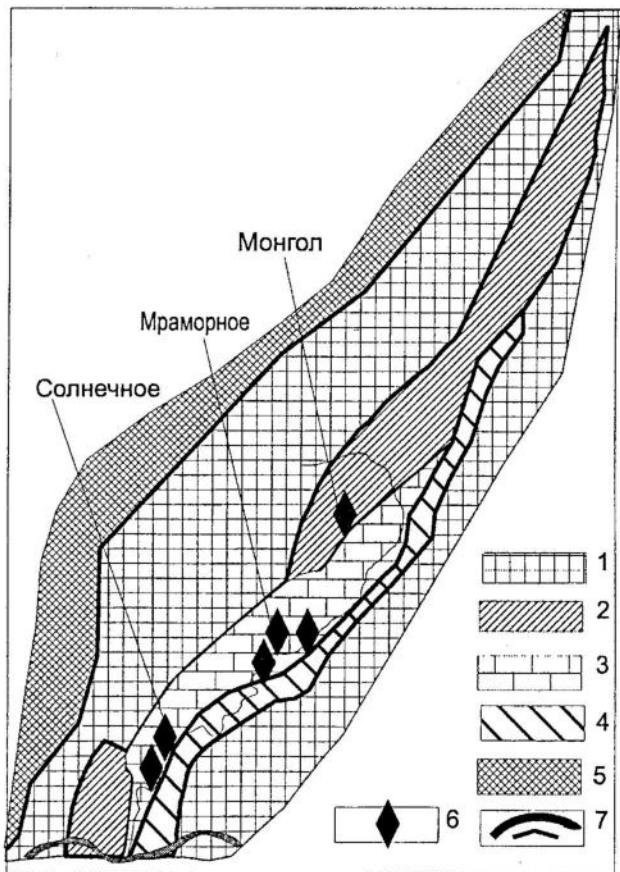


Рис. 19. Тектоническая позиция сподуменовых пегматитов Томского района. Масштаб 1:25 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Ташелгинского пегматитового поля, автор Д.П.Николаев.

1-2 – тектонические фрагменты гранитзеленокаменной области Томского выступа фундамента Хакасского микроконтинента – образования конжинской свиты РС₁ (1 – гранито-гнейсовых поясов, 2 – зеленокаменного пояса); 3 – тектонический фрагмент чехла микроконтинента – образования терсинской свиты R₁; 4 – грабеновая фация Колтасской рифтовой зоны – образования ташелгинской свиты R₂; 5 – структуры Кузнецкого Алатау; 6 – жилы сподуменовых пегматитов; 7 – краевой шов – фрагмент Золотокитатского глубинного разлома и региональные разломы.

Формирование сподуменовых пегматитов Ташелгинского рудного поля произошло в коллизионно-сдвиговой обстановке. Геологически явно выраженной их связи с какими-либо гранитами не наблюдается, что может служить критерием вероятного наличия рудоносных пегматитовых тел и их материнских гранитов на некоторой глубине, не вскрытых эрозионным срезом. Эпоха формирования гранитов порожинского комплекса и связанных с ними пегматитов дискутируется.

УБСУНУР-БИЙХЕМСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНА

Торгаликский рудный район соотнесен с микроконтинентом в пределах окраинно-континентальной рифтовой системы – составной части юго-западной окраины эпирифейского континента Родиния (см. рис. 8). Состоит из ряда конседиментационно развивавшихся блоков. Наиболее приподнят фундамент Карасугского блока. Более погружен и более переработан тектономагматическими процессами фундамент Адар-Дашского блока. Еще более погружен фундамент Джаргинского блока.

Ограничения рудного района проведены по косвенным структурным признакам и соотносятся с разломными и предполагаемыми надразломными зонами в фундаменте

структур Западно-Таннуольской зоны. На его площади выявлено около двух десятков рудопроявлений редкоземельной минерализации (рис. 20).

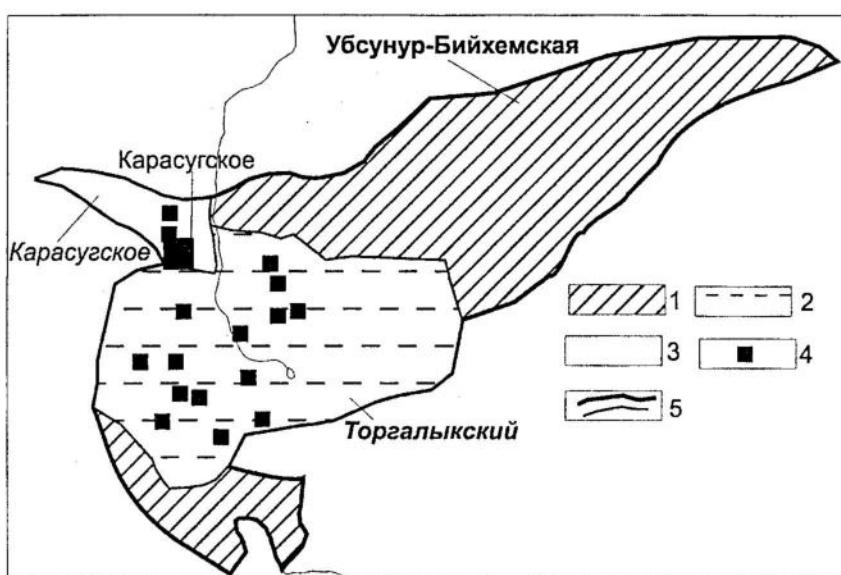


Рис. 20. Редкометальные металлогенические единицы Убсанур-Бийхемской зоны.

Масштаб 1:500 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 (1983) и др.

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенная металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудное поле; 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с карбонатитами щелочно-салического ряда; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

В соответствии с особенностями строения блоков древнего фундамента Торгалыкского микроконтинента находится строение их палеозойских чехлов. В Карасугском блоке преобладают линейные складки запад-северо-западного простирания, согласованные с простиранием структур докембрийского рифтового комплекса. В пределах блока сформировалось крупное редкоземельное Карасугское месторождение карбонатитового типа.

Наиболее деформированы девонские и каменноугольные отложения чехла Адар-Дашского блока. Складчатые деформации представлены здесь разноориентированными мелкими складками с крутыми оборванными крыльями, а также флексурами. Широко распространены сбросы и сдвиги, отражающие дифференцированные движения частных блоков фундамента в средне-поздне- и постпалеозойские эпохи. В пределах блока сосредоточены многочисленные проявления редкоземельной минерализации, связанной с магматитами карбонатитового типа.

Менее деформированы средне-, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения чехла Джаргинского блока, в пределах которого выделяется крупная корытообразная синклиналь с крутыми оборванными крыльями.

В ходе формирования чехлов частных блоков Торгалыкского микроконтинента (как и всей Западно-Таннуольской зоны) неоднократно проявлялась эндогенная тектоно-магматическая активность, на что указывают габбро-сиениты, грано-сиениты и другие магматиты Торгалыкского вулкано-плутонического пояса S₂-D₁, гранит-порфиры баян-кольского D₁₋₂ комплекса, меловые карбонатиты карасугского комплекса.

Карасугское рудное поле выделяется в северо-западном сегменте Торгалыкского микроконтинента, в Адар-Дашском отроге хребта Западный Таннуола. Рудное поле относится к Карасугским блоком микроконтинента. В современном структурном плане

это односторонняя грабен-синклиналь с приподнятым северным бортом, в котором обнажены вулканогенно-терригенные образования докембрийской алтынбулакской свиты, рассматриваемые в качестве выступа окраинно-континентального рифтогенного комплекса в составе фундамента эпирифейского континента.

Чехол Карасугского блока сложен карбонатно-терригенными отложениями акдургской нижнекембрийской свиты, пестроцветными терригенными отложениями адырташской свиты верхнего ордовика и сероцветными терригенными отложениями чергакской свиты верхнего ордовика-силура, совместно образующими шельфовый комплекс.

На площади рудного поля расположено Карасугское редкоземельное месторождение карбонатитового типа и несколько рудопроявлений подобной минерализации. Карасугский карбонатитовый массив и ряд аналогичных по составу небольших штоков отличаются интенсивной карбонатизацией, грейзенизацией и наложенной на них рудной минерализацией (Багдасаров и др., 2001). Примечательны разноориентированные разрывные нарушения, в узлах пересечения которых локализованы вертикальные или крутопадающие тела рудоносных тектонических брекчий, состоящие из обломков осадочных пород, граносиенитов и рудоносных метасоматитов (в том числе карбонатитового типа).

В редкometальных металлогенических провинциях специализированного типа наибольший интерес представляют рудные районы и поля Монголо-Охотской и Байкальской провинций.

ИНГОДИНО-ШИЛКИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Нижнеингодинский рудный район выделяется в объеме Номоконовского поднятия в восточной части Ингодино-Шилкинского верхнетриасового прогиба (рис. 21).

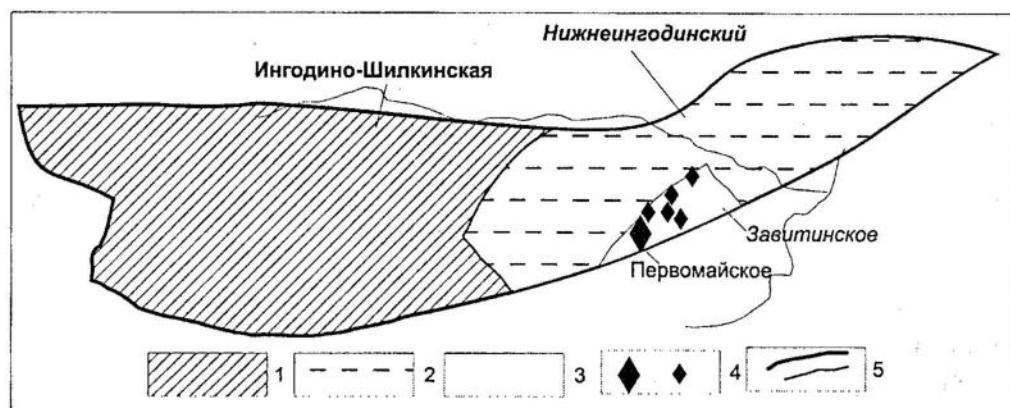


Рис. 21. Редкometальные металлогенические единицы Ингодино-Шилкинской зоны.

Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологических карт масштаба 1:200 000 (листы M-49-VI, V-50-I, M-50-II).

Редкметальные металлогенические таксоны: 1 – анорогенная металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудное поле; 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с анорогенными границами и гранитными пегматитами; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

На большей площади поднятия распространены грубообломочные отложения нижней подсвиты каменской свиты (Алтухов и др., 1973). В наиболее приподнятом южном борту поднятия на поверхность выведены линзообразные тела грубообломочных отложений верхнетриасовой первомайской свиты, нижне-, среднекаменноугольной харшибирской свиты, а также филлитизированные песчаники, алевролиты, зеленые сланцы и мраморы средней подсвиты верхнерифейской ононской свиты.

Структурно-вещественные комплексы поднятия с севера ограничены зоной Монголо-Охотского разлома, с юга имеют трансгрессивный контакт с отложениями карбона, широко распространенными на северной окраине Агинского микроконтинента. Западное их ограничение проводится по зоне контакта верхней подсвиты каменской свиты с ее нижней подсвитой. Предполагается, что этот контакт является надразломным, непроявленным в отложениях верхнего триаса. Однако о его вероятном существовании свидетельствует полоса массивов габбро и габбро-диоритов верхнетриасового биреинского комплекса, рассекающих верхнетриасовые структуры Ингодино-Шилкинского прогиба поперек. Другая их полоса вытянута вдоль Монголо-Охотского разлома. В восточном направлении Номоконовский блок прослеживается по выходам нижних подсвит верхнего триаса в правом борту долины р. Шилки, а также в бассейнах средних частей ее левых притоков Солонцовская и Зулыкта. В 10–15 км ниже стрелки Онона и Ингоды верхнетриасовые структуры постепенно выклиниваются. Примечательно, что среди структур Ингодино-Шилкинского прогиба только в Номоконовском поднятии сформировались граниты кукульбейского комплекса, указывающие на его активное развитие в поздней юре – раннем мелу.

Завитинское рудное поле соотносится с клинообразным выступом метаморфического комплекса, сходного с образованиями докембрийской ононской свиты. Этот выступ вмещает Первомайское месторождение сподуменовых пегматитов и ряд пегматитовых проявлений, связанных, как принято считать, с гранитами кукульбейского комплекса. Не исключено, что эти пегматиты могут быть и докембрийскими, радиометрически омоложенными в мезозое (Алтухов, 1980, 1997 и др.).

АГИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Агареченский рудный район соотносится с тектоническим фрагментом приподнятого блока фундамента Агинского микроконтинента, ограниченного скрытыми долгоживущими разломами (рис. 22). Северо-западный разлом, ограничивающий этот блок, проходит вдоль долины реки Аги. Юго-восточное ограничение блока маркируется полосой разновозрастных габброидов, протягивающейся параллельно долине реки Аги вдоль северо-западного борта неоген-четвертичной Цасучейской впадины. О раннепротерозийском времени заложения высокопроницаемой тектонической зоны свидетельствуют тела габброидов нижнепротерозойского чонгульского комплекса, участвующие в ее строении.

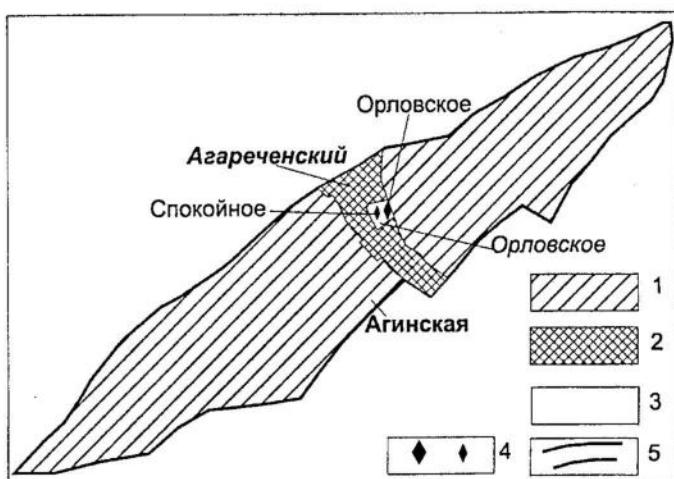


Рис. 22. Редкометальные металлогенические единицы Агинской зоны. Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологических карт масштаба 1:1 000 000 (листы М-49, М-50 и др.).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – анорогенная металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудное поле; 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с анорогенными гранитами и гранитными пегматитами; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

В связи с разломными зонами, ограничивающими Агареченский блок, сформировались массивы редкометальных гранитов нижнемелового кукульбейского комплекса. К этим же зонам приурочены проявления сурьмяной минерализации.

Орловское рудное поле выделяется вдоль разломов в долине реки Аги, контролирующих размещение массивов гранитов кукульбейского комплекса, с которыми связаны редкометальные (тантал и другие) Орловское и Спокойнинское месторождения. Низкие первичные отношения изотопов стронция, присущие этим гранитам, позволяют предполагать, что разломы, контролирующие их размещение, в раннем мелу были активизированы и по ним происходило поступление не только глубинного тепла, обусловившего формирование внутрикоровых гранитных расплавов, но и глубинного вещества.

БОРЗИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Олдондинско-Талангуйский рудный район образован приподнятым блоком раннедокембрийского фундамента, обусловившим формирование юрского внутришельфового поднятия (рис. 23). Здесь же сформировались массивы гранитов кукульбейского комплекса, что напоминает обстановку их формирования в верхнетриасовом Номоконовском поднятии Ингодино-Шилкинской зоны. Разрывные нарушения, ограничивающие приподнятый блок фундамента, прослеживаются по долинам рек Икагия, Турга, Сырая Антия до вершины р. Соктуй и далее по верхним притокам р. Олдонды на Курунзулайский перевал и к поселку Нижнее Гирюнино. На площади поднятия выявлена наиболее интенсивная в регионе аномалия магнитного склонения (от -19° до -7°), обусловленная, по-видимому, не глубоко залегающими высокомагнитными породами раннего докембра.

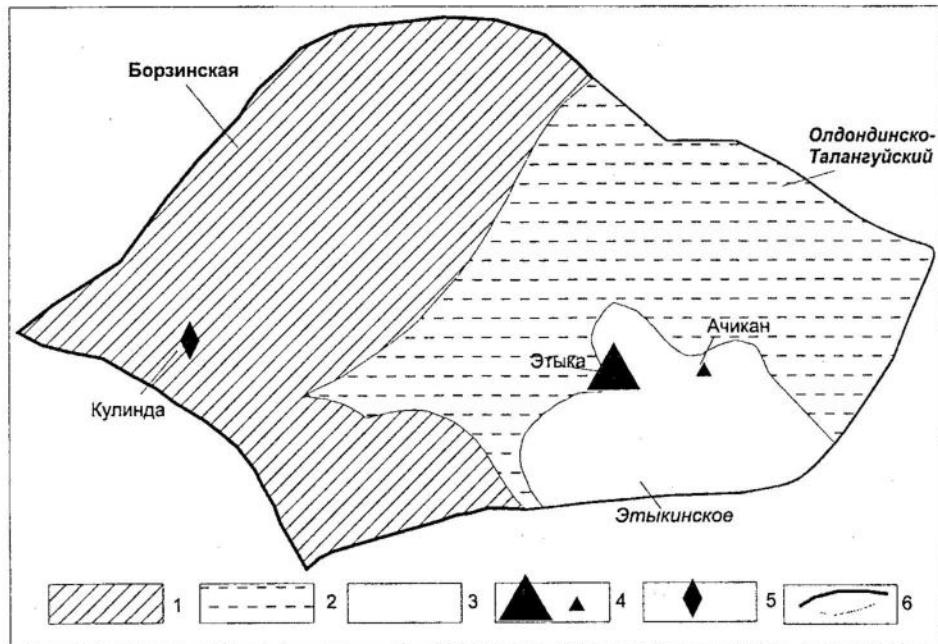


Рис. 23. Редкометальные металлогенические единицы Борзинской зоны.

Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологических карт масштаба 1:200 000 (листы М-50-I, М-50-II, М-49-IX).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – анорогенная металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудное поле; 4-5 – месторождения и проявления, генетически связанные с: 4 – анорогенными гранитами, 5 – гранитными пегматитами; 6 – ограничения металлогенических таксонов.

В рудном районе сосредоточены редкометальные граниты, связанные с ними месторождения и множество пунктов редкометальной минерализации.

Этыкинское рудное поле соотносится с наиболее приподнятым блоком фундамента, маркируемым грубообломочными отложениями нижней юры. На площади рудного поля расположен ареал танталоносных гранитов кукульбейского комплекса и связанные с ними Этыкинское и Ачиканско месторождения, а также пегматитовые жилы и другие проявления позднемезозойской редкометальной минерализации. Наиболее крупное Этыкинское месторождение пространственно тяготеет к западной окраине приподнято-го блока докембрийского фундамента.

КИЧЕРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Нижнекичерский рудный район выделен в северо-западном фланге Байкало-Муйского зеленокаменного пояса (рис. 24). Соотносится с активизированным в среднем-позднем палеозое Нижнекичерским докембрийским выступом или микроконтинентом, условно выделяемым по совокупности геологических и геофизических данных в бассейне нижнего течения р. Кичеры. К образованию выступа, переработанным позднепротерозойскими и фанерозойскими тектоно-магматическими процессами, относятся гнейсы, мигматиты и мраморы, обычно включаемые в состав нюрундуканской свиты. Заметим, что в других полях распространения нюрундуканская свита сложена преимущественно метавулканитами и кварцитами.



Рис. 24. Редкометальные металлогенические единицы Кичерской зоны.
Масштаб 1:200 000. Составил Е.Н.Алтухов
на основе Геологических карт масштаба
1:200 000 (листы N-49-II, N-49-III и др.).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – телерифтогенная металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудное поле; 4 – месторождения, генетически связанные с щелочными метасоматитами; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

На присутствие древнего фундамента в Нижнекичерском районе косвенно указывают многочисленные массивы щелочных пород (Сындырский, Якшинский, Бурпалинский, Монюканский, Акитский и другие), формирование которых могло осуществиться только в структурах с древней континентальной корой в фундаменте. На ее присутствие указывают также массивы дифференцированных базит-ультрабазитов, например, Нюрундуканский, Слюдянско-Курловский и другие. Согласно данным интерпретации гравиметрических материалов они относятся к группе телескопированных, процесс перемещения родоначальных магматических расплавов которых происходил в континентальной коре с некоторой фиксацией в промежуточных магматических камерах. Подобный механизм внедрения реконструирован для соседних Довыренского и Чуйского массивов, сформировавшихся на окраине микроконтинента в составе Олокитской рифтогенной зоны. В отличие от «многокамерных» базит-ультрабазитовых массивов, приуроченных к микроконтинентам, за их пределами распространены преимущественно «однокамерные» массивы (Алтухов и др., 1990).

В южной части Нижнекичерского выступа в эндоконтактовой части массива щелочных пород или над предполагаемым не вскрытым эрозией щелочно-сиенитовым массивом условно выделяется *Кичерское рудное поле*, заключающее проявления редкоземельно-редкометальных метасоматитов.

3. ЭНСИМАТИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

По преобладающим рудно-формационным типам эндогенных месторождений энсиматические складчатые области в металлогеническом отношении являются нередкометальными. Однако они заключают редкометальные металлогенические зоны, приуроченные к микроконтинентам. Происхождение различных энсиматических областей, как известно, неодинаковое, что отчетливо проявлено и в последовательностях формирования магматитов и связанных с ними месторождений в присущих этим провинциям редкометальных металлогенических зонах.

Примером энсиматических провинций с гомодромной, хотя и незавершенной последовательностью формирования редкометальных магматитов и месторождений является Алтайская провинция.

ХОЛЗУНО-ЧУЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Чиндагатуйско-Калгутинский рудный район – это наложенная коллизионно-сдвиговая субширотная зона, в которой в конце триаса – начале юры сформировались редкометальные граниты чиндагатуйско-калгутинского комплекса (рис. 25). С этими гранитами генетически связаны танталит-сподуменовые граниты и литийсодержащие бериллиеносные грейзены, соответственно, Алахинского и Калгутинского месторождений (Костицын, 2002).

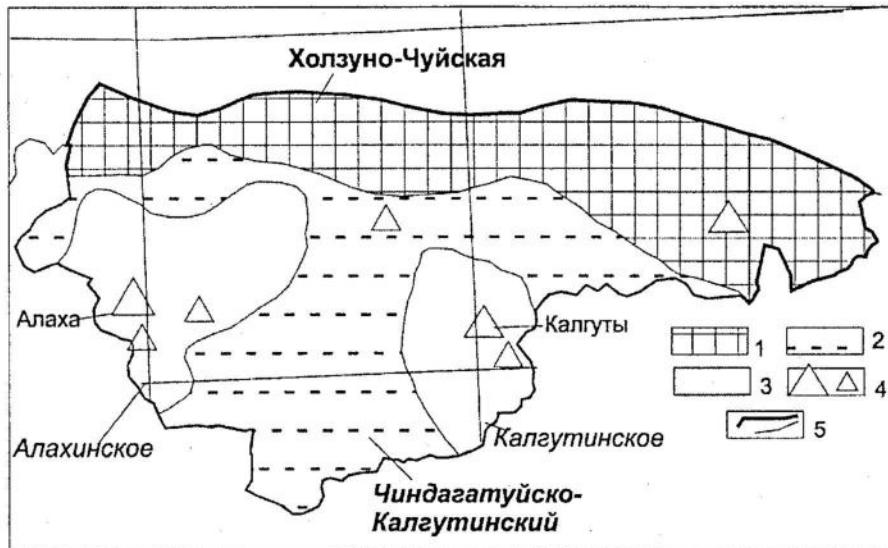


Рис. 25. Редкометальные металлогенические единицы ХолзуноЧуйской зоны.

Масштаб 1:1 000 000. Составил Е.Н.Алтухов на основе Геологической карты масштаба 1:1 000 000 (лист М-45).

Редкометальные металлогенические таксоны: 1 – коллизионно-сдвиговая металлогеническая зона; 2 – рудный район; 3 – рудные поля; 4 – месторождения и проявления, генетически связанные с редкометальными гранитами; 5 – ограничения металлогенических таксонов.

Алахинское рудное поле – оконтуривается по ареалу редкометальных гранитов в западной части рудного района. Вмешает Алахинский редкометальный гранитный шток.

Калгутинское рудное поле соответствует Калгутинскому штоку редкометальных гранитов и его экзоконтактовому обрамлению.

Иной последовательностью формирования редкометальных магматитов и месторождений характеризуется Уральская провинция. Наиболее ранними здесь являются магматиты щелочных формационных типов, возникших в ходе процессов деструкции континентальной докембрийской коры в начальный этап геодинамического цикла Вильсона.

БАШКИРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Рудные районы Башкирской металлогенической зоны генетически связаны с выступами или приподнятыми блоками докембрийского фундамента телерифтогенной зоны, в которых создавались наиболее благоприятные условия для формирования редкометальных магматитов щелочного ряда. *Рудные поля* в составе этих районов соответствуют фрагментам докембрийских блоков и выступов, замаскированных наложенными палеозойскими структурами и процессами.

Обобщенная характеристика типовых редкометальных металлогенических зон, рудных районов и полей России приведена в табл. 3.

Выводы

1. Тектоническая позиция большей части редкометальных рудных районов определяется приуроченностью к тектонически контрастным фрагментам окраинно-континентальных шельфовых комплексов, к активизированным микроконтинентам, выступам, приподнятым блокам фундамента энсиалических зеленокаменных поясов, континентальных рифтовых зон и их флангам (плечам) и др.

2. Тектоническая позиция типовых редкометальных рудных полей определяется приуроченностью к выступам, приподнятым блокам фундамента окраинно-континентальных шельфовых комплексов, к активизированным тектонически и геохимически контрастным фрагментам микроконтинентов, выступов, приподнятых блоков фундамента энсиалических зеленокаменных поясов, континентальных рифтовых зон и их флангов, к узлам пересечения разнопростирающихся структур, сквозькоровых разломов и др.

3. Общность тектонической позиции редкометальных рудных районов и рудных полей в различных типах металлогенических провинций России служит основой их прогнозирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение материалов по редкометальной металлогении позволяет заключить, что главнейшие металлогенические провинции и зоны эндогенных редкометальных месторождений приурочены к структурам древних платформ и энсиалических складчатых областей. Металлогенические провинции энсиматических складчатых областей в редкометальном отношении редуцированные и низко продуктивные, а редкометальные металлогенические зоны в их пределах формировались в связи с микроконтинентами и являются по происхождению энсиалическими.

Полнота эволюционных рядов эндогенных месторождений в каждой из редкометальных провинций и их продуктивность обусловлены строением и особенностями преобразования древней континентальной коры. Это позволяет рассматривать наличие и петро-геохимические особенности докембрийских структурно-вещественных комплекс-

Таблица 3

Геологические эквиваленты типовых редкометальных металлогенических зон, рудных районов и полей России

№ п/п	Металлогеническая мегазона, зона, геол. эквивалент	Рудный район, геол. эквивалент	Рудное поле, геол. эквивалент	Месторождения возраст/металлы
1	2	3	4	5
1	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона, Титовско Поросозерская зона – зеленокаменный пояс	Титовский – фрагмент зеленокаменного пояса	Ареал пегматитовых жил	Титовское AR ₃ / Be
2	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона, Титовско Поросозерская зона – зеленокаменный пояс	Колмозеро-Воронинский – фрагмент зеленокаменного пояса	Ареал пегматитовых жил	Колмозеро, Пеллапахк, Васин Мыльк, Охмыльк, Полмостундровское, Олеенье AR ₃ / Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be
3	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона, Титовско-Поросозерская зона – зеленокаменный пояс	Поттилемский – фрагмент зеленокаменного пояса	Ареал пегматитовых жил	Безымянное AR ₃ / Li
4	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона. Кейвская зона – фрагмент микроконтинента	Ареал рассеянных зачаточных рифтов	–	Сахарийское, Плоская, Ельские озера, Ровгора, Юмперуайское AR ₃ / TR, Y TR, Y
5	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона. Оленегорско-Себельярвская зона – зеленокаменный пояс с фрагментами смежных структур	Хибино-Ловозерский – тектонические фрагменты зеленокаменного пояса и смежных структур	Ловозерское – тектонический фрагмент микроконтинента	Ловозерское D ₂₋₃ / TR, Y, Zr, Nb, Ta, Rb, Cs
6	Центрально-Кольская – телерифтогенная мегазона. Оленегорско-Себельярвская зона – зеленокаменный пояс с фрагментами смежных структур	Хибино-Ловозерский – тектонические фрагменты зеленокаменного пояса и смежных структур	Хибинское – выступ фундамента телескопированного рифта	Хибинское D ₂₋₃ / TR, Y, Zr, Nb
7	Ениско-Беломорская – система зеленокаменных поясов и смежных фрагментов Беломорского блока	Ковдорский – Ениский зеленокаменный пояс с фрагментами смежных структур	Карбонатитовый массив с экзоконтактовым обрамлением	Ковдор D ₂₋₃ / Zr Африканда D ₂₋₃ / Nb
8	Урикско-Тагульская – шельфовая зона	Урикско-Ийский – грабенообразный фрагмент шельфового комплекса	Урикское – приподнятый блок фундамента в юго-восточной части грабена	Урикское, Гольцовое, Белореченское PR ₁ / Li, Rb, Cs, Ta, Nb
9	Урикско-Тагульская – шельфовая зона	Бирюсино-Тагульский – горст (тектонические фрагменты гранит-зеленокаменной области и шельфа)	Елашское, Верхнемальцевское – тектонические фрагменты зеленокаменного пояса и шельфа (грабен)	Вишняковское, Александровское Тенишетское, Копна, Отбойное R ₁ / Ta, Li, Be

1	2	3	4	5
10	Кирейская – телерифтогенная зона	Кирейско-Ермасохинский – тектонический фрагмент телескопированной рифтогенной зоны	Зиминское – ареал карбонатитовых массивов и щелочных метасоматитов	Белозиминское Среднезиминское Большетаггининское Ярминское R_3/Nb , Ta, TR, Y
11	Агульская – телерифтогенная зона	Монкressкий – выступ фундамента рифтогенной зоны – микроконтинент	Хайламинское – тектонический фрагмент выступа фундамента	Зашихинское $P_1/Ta, Nb, TR$
12	Иркинеевская – докембрийский рифт	Чадобецко-Тайгинский – выступ (поднятие) докембрая	Нембинское – ареал щелочно-ультраосновных пород в северной части докембрийского выступа	Нембинское $T_1/Nb, TR$
13	Иркинеевская – докембрийский рифт	Чадобецко-Тайгинский – выступ (поднятие) докембрая	Чуктуконское – южный фрагмент докембрийского выступа	Чуктуконское $T_1/Nb, TR$
14	Центрально-Енисейская – телерифтогенная зона	Пенченгинский – микроконтинент с тектоническими фрагментами телерифтогенной зоны и шельфового комплекса	Татарское – ареал щелочных метасоматитов и доломитовых карбонатитов	Татарское R_3/Nb
15	Горевско-Ангарская – телерифтогенная зона	Кийский – блок фундамента в контуре эвапоритового комплекса	Кийское – ареал надразломных карбонатитовых тел в тектоническом фрагменте эвапоритового комплекса	Кийское $P_1/ TR, Y$
16	Каларо-Олекминская – фрагмент телерифтогенной системы	Северо-Курультинский – фрагменты зеленокаменного пояса и его плечей	Тас-Юряхское, Куранахское – фрагменты ветвей зеленокаменного пояса	Куранахское, Тас-Юряхское $PR_1/ TR, Y, Zr$
17	Каларо-Олекминская – фрагмент телерифтогенной системы	Северо-Курультинский – фрагмент зеленокаменного пояса и его плечей	Олондинское – грабен шельфового комплекса	Олондинское $PR_1/ Li, Ta$
18	Каларо-Олекминская – фрагмент телерифтогенной системы	Темулякитский – фрагменты зеленокаменного пояса и шельфового прогиба	Тунгурчинское, Оломокитское – грабены шельфового комплекса	Тунгурчинское, Оломокитское $PR_1/ Li, Ta$
19	Каларо-Олекминская – фрагмент телерифтогенной системы	Каларо-Катугинский – фрагменты гранит-зеленокаменной области и шельфового прогиба	Катугинское – приподнятый блок фундамента шельфового прогиба	Катугинское $PR_1/ Ta, Nb, Zr, TR$
20	Улканко-Алгаминская – фрагмент телерифтогенной зоны	Улканский – вулкано-плутонический пояс (телескопированный рифт)	–	Восточно-Улканское $PR_1/ TR, Ta, Nb$ Алгаминское R_3/Zr
21	Уджинская – скрытая телерифтогенная зона	Ареал пикритов и других щелочных пород	–	Томтор $R-D/ TR, Nb$
22	Амыло-Кандатская – рифтогенная зона	Даштыгхемский – микроконтинент	Арысканское – приподнятый блок фундамента микроконтинента	Арысканское $O_3/Y, TR, Nb, Ta, Zr$
23	Убсунур-Бийхемская – окраинно-континентальная зона скрытых сквозькоровых разломов	Торгалыкский – микроконтинент	Карасугское – приподнятый блок фундамента микроконтинента	Карасугское K/TR

1	2	3	4	5
24	Центрально-Сангиленская – разветвленная телерифтогенная зона	Верхнеэрзинский – фрагмент рифтогенной зоны	Танзекское – приподнятый блок фундамента	Улуг-Танзекское Pz ₃ (C)/ TR, Ta, Li, Be, Zr, Nb, Y
25	Центрально-Сангиленская – разветвленная телерифтогенная зона	Верхнеэрзинский – фрагмент рифтогенной зоны	Верхнесольбельдерское – тектонический фрагмент рифтовой долины	Проявления Pz ₃ (C)/ TR, Nb, Y
26	Центрально-Сангиленская – разветвленная телерифтогенная зона	Сольбельдерский – приподнятый блок фундамента рифтогенной зоны	Шукбюльское – фрагмент приподнятого блока фундамента	Шукбюльское, Карайадырское PR ₃ -Pz ₁ / Cs, Li
27	Центрально-Сангиленская – разветвленная телерифтогенная зона	Каргинский – фрагмент рифтогенной зоны	Хунчельское – приподнятый блок фундамента	Проявление Pz ₃ (C)/ TR, Nb, Y, Хунчельское Pz ₃ ?/Ta, Li
28	Южно-Сангиленская – рифтогенная зона	Хусуингольский – приподнятый блок фундамента рифтогенной зоны	Тастыгское – ареал пегматитовых жил в тектоническом блоке шельфового комплекса	Тастыгское, Дзоское и др. PR ₃ -Pz ₁ / Li, Ta, Nb, Cs, Be,
29	Южно-Сангиленская – рифтогенная зона	Качикский – тектонический фрагмент рифтовой долины	Церигингольское, Качикское – ареалы пегматитовых жил	Церигингольское, Качикское и др. PR ₃ -Pz ₁ / Li, Ta, Nb, Be
30	Колтасская – телерифтогенная зона	Кульчазинский – выступ фундамента	Южно-Богатырское – тектонический фрагмент фундамента	Южно-Богатырское D/TR, Nb
31	Колтасская – телерифтогенная зона	Томский – выступ фундамента микроконтинента	Ташелгинское – тектонические фрагменты зеленокаменного и шельфового комплексов	Солнечное, Мраморное, Монгол и др. P-T(?)/Li, Ta, Nb, TR
32	Ингодино-Шилкинская – шовная (рифтогенная) зона	Нижнеингодинский – конседиментационное поднятие	Завитинское – блок метаморфического комплекса	Первомайское K ₁ / Li, Be, Ta, Nb
33	Борзинская – разветвленная шовная зона	Олдондинско-Талангуйский – приподнятый блок фундамента	Этыкинское – фрагмент приподнятого блока фундамента	Этыкинское, Ачиканское K ₁ / Ta, Li, Be
34	Агинская – зона долгоживущих сквозькоровых разломов	Агареченский – приподнятый блок фундамента микроконтинента	Орловское – фрагмент скрытых разломов	Орловское, Спокойнинское K ₁ / Ta, Li, Be
35	Кичерская – тектонический фрагмент зеленокаменного пояса	Нижнекичерский – микроконтинент	Кичерское – ареал метасоматитов	Кичерское Pz ₂₋₃ / Y TR
36	Холзуно-Чуйская – массивно-окраинные террейны в чешуйчато-блоковой системе	Чиндагатуйско-Калгутинский – ареал коллизионно-сдвиговых гранитов	Алахинское – ареал редкометальных гранитов	Алаха T ₃ -J ₁ / Li, Ta
37	Холзуно-Чуйская – массивно-окраинные террейны в чешуйчато-блоковой системе	Чиндагатуйско-Калгутинский – ареал коллизионно-сдвиговых гранитов	Калгутинское – гранитный шток с экзо kontaktовым обрамлением	Калгуты T ₃ -J ₁ / W, Ta

сов в качестве фундаментальных критериев, определявших условия формирования эндогенных редкометальных месторождений и металлогенический потенциал разновозрастных геоструктур. Поэтому, учет особенностей строения древней коры представляется оправданным и необходимым при проведении редкометального металлогенического анализа. На этом основании выделено две группы и пять типов редкометальных провинций.

Распределение месторождений и запасов редких металлов по различным группам и типам металлогенических провинций свидетельствует о том, что наиболее продуктивными и комплексными являются редкометальные провинции древних платформ и энсиалических складчатых областей, докембрийская континентальная кора которых не подвергалась коренным преобразованиям. Главными причинами этого являлось устойчивое коро-мантийное взаимодействие в ходе глобальных геодинамических циклов и изначальная обогащенность лиофильными металлами коры гранит-зеленокаменных областей, участвующих в их строении. Наиболее полно редкометальный магматизм проявился на древних платформах, поскольку только они пережили практически все катаклизмы, связанные с созданием и распадом суперконтинентов.

По петро-геохимическим причинам неблагоприятными для поисков редкометальных месторождений различных формационных типов являются гранулито-гнейсовые области, также участвующие в строении фундаментов провинций энсиалической группы.

Энсиалические провинции с преобразованной древней континентальной корой, а также энсиматические провинции являются минерагенически специализированными и менее продуктивными. Для них характерны мелкие и средние по запасам редкометальные месторождения разного возраста, среди которых больший интерес представляют месторождения гранитного ряда.

В целом редкометальные металлогенические провинции могут рассматриваться в качестве показателей глубинного строения и петро-геохимической зрелости крупных сегментов континентальной коры. Соответственно, металлогенические критерии наряду с другими должны использоваться при проведении региональных геологических исследований.

Важнейшее значение в формировании крупных редкометальных месторождений имел ранг металлогенических эпох в их взаимосвязи с тектоническими и геодинамическими обстановками проявления редкометального магматизма. До последнего времени хронологическому критерию при металлогеническом анализе не придавалось генетического содержания, а металлогенические эпохи не ранжировались по ресурсной значимости в зависимости от породивших их процессов. С учетом современных достижений геофизики и геодинамики предполагается, что различные металлогенические эпохи были порождены принципиально разными глубинными геодинамическими процессами, имевшими разные тектонические следствия. Это позволяет выделить металлогенические эпохи глобального и регионального рангов. Хроно-генетический металлогенический критерий позволяет ориентировать поисковые работы на месторождения конкретных металлогенических эпох.

Тектоническая позиция наиболее крупных эндогенных редкометальных месторождений, генетически связанных с магматитами мантийного и (или) коро-мантийного происхождения характеризуется их приуроченностью преимущественно к активизированным зеленокаменным поясам, телескопированным или повторным рифтогенным зонам, а также к активизированным сквозькоровым разломам древних платформ и микроконтинентов. Формирование таких месторождений определялось и динамикой рифтогенных процессов. Для реализации крупных месторождений необходимым условием

являлось умеренное или попеременное растяжение и сжатие континентальной докембрийской коры под влиянием наложенных плом-тектонических процессов глобального ранга.

Редкометальные магматиты и месторождения, формировавшиеся одновременно с рифтовыми долинами, а также в связи с рифтогенными зонами рассеянного типа, обычно бесперспективные или низкоперспективные независимо от ранга металлогенических эпох. Главная причина этого заключается, вероятно, в том, что их становление происходило в обстановке преобладавшего растяжения, не способствовавшей консервации редких металлов и приводившего, вероятно, к рассеиванию не только глубинной энергии, но и рудного вещества.

Тектоническая позиция редкометальных месторождений коровой генетической группы характеризуется их приуроченностью преимущественно к структурам шельфовых комплексов окраинных тектонических зон (поясов) древних платформ и микроконтинентов. Локализации этих месторождений в тектонических комплексах зеленокаменных поясов и энсиалических рифтов способствовали свойственные им повышенная проницаемость и наличие геохимических барьеров. Более крупные и богатые месторождения присущи протоколлизионным гранитам. Редкометальные граниты и гранитные пегматиты повторно коллизионных, а также коллизионно-сдвиговых и анорогенных эпох относительно небольшие независимо от тектонических условий локализации. Возможной причиной этого являлось обеднение или разубоживание коровых резервуаров редкими металлами в ходе тектоно-магматических процессов предшествующих эпох при отсутствии или ограниченных возможностях привноса дополнительных объемов рудного вещества из мантийных резервуаров.

Наиболее благоприятные условия для локализации редкометальных месторождений создавались в тектонически и геохимически контрастных фрагментах шельфовых комплексов, активизированных структур рифтогенной природы, микроконтинентов, блоков фундамента энсиалических зеленокаменных поясов и неогейских рифтовых зон, а также в узлах пересечения разновозрастных структур и сквозькоровых разломов. Эти и подобные им геологические тела интерпретируются в качестве естественных эквивалентов редкометальных рудных районов и рудных полей.

Общность тектонической позиции однотипных групп эндогенных редкометальных месторождений в региональных и локальных тектонических структурах служит обоснованием направлений целевых поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Г.Я. Магматические комплексы фундамента Сибирской платформы (Восточный Саян). // Региональные схемы магматизма Алтая-Саянской складчатой области. – Л.: Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1978, т. 270, с. 68–73.
- Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. – М: Недра, 1980, 224 с.
- Алтухов Е.Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. – М.: Недра, 1986, 247 с.
- Алтухов Е.Н. Закономерности размещения эндогенных редкometальных месторождений. // Разведка и охрана недр, 1993, № 3, с.27–29.
- Алтухов Е.Н. Основные особенности размещения редкometальных месторождений в региональных структурах континентов. // Отечественная геология. 1995, № 6, с. 22–25.
- Алтухов Е.Н. Историко-геологические аспекты формирования эндогенных редкometальных месторождений России. Тезисы доклада на Всероссийском совещании: // Эволюционно-геологические факторы рудообразования и прогноз месторождений полезных ископаемых. – М.: ВИМС, 1996, с. 22.
- Алтухов Е.Н. Редкometальные провинции России. Тектонические аспекты типизации. – М.: ИМГРЭ, 1997, 148 с.
- Алтухов Е.Н. Раннедокембрыйский рифтогенез и его металлогенические следствия. Тезисы доклада на международной конференции: // Рифтогенез, магматизм и металлогения докембра. – Петрозаводск, 1999, с. 5.
- Алтухов Е.Н. Роль процессов преобразования древней сиалической коры в металлогении фанерозоя. Тезисы доклада на ГУ Международной конференции: // Новые идеи в науках о земле. – М.: 1999, с.120.
- Алтухов Е.Н. Глубинное строение коры редкometальных провинций. // Вестник СПбГУ, сер. 7, 2002, вып. 3 (№ 23), с. 47–53.
- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. – М.: Недра, 1973, 172 с.
- Алтухов Е.Н., Филина Н.П., Бородин Л.С. Щелочные граниты юга Средней Сибири и тектонические условия их становления. // Геология и геофизика, 1987, № 10, с. 60–65.
- Алтухов Е.Н., Гершаник С.Ю., Глазунов О.М., Мехонощин А.С. Тектоническая позиция базит-ультрабазитовых пород Северного Прибайкалья. // Геология и геофизика, 1990, № 6, с. 56–64.
- Алтухов Е.Н., Гершаник С.Ю. К проблеме внутриструктурных неоднородностей юга Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геологич., 1991, т. 66, в. 5, с. 3–12.
- Алтухов Е.Н., Бородин Л.С., Брызгова Т.М. Геолого-geoхимические критерии выявления редкometально-редкоземельных районов и полей щелочно-гранитового типа. – М.: ИМГРЭ, 1991, 108 с.
- Алтухов Е.Н., Бородин Л.С., Ващурин А.И. Редкometальные провинции России: геолого-генетические типы и перспективы рудоносности. Тез. доклада на конф. «Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке». – М.: 1998, с.158–160.
- Алтухов Е.Н., Ващурин А.И. Роль раннедокембрийских структур в редкometальной металлогении. Тезисы доклада на V международной конференции: // Новые идеи в науках о земле, т. 1. – М.: 2001, с. 6.
- Алтухов Е.Н., Костицын Ю.А. Палеозойские редкometальные гранитоиды юга Сибири: Rb-Sr датировки и их прогнозно-металлогенические следствия. // Геология и разведка, 2004, № 3, с. 56–59.

Арзамасцев А.А., Чашин В.В., Арзамасцева А.В. Интрузия Нива – новое проявление агпайтового магматизма в Кольской щелочной провинции. // ДАН, 1999, т. 365, № 5, с. 653–656.

Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гущин А.В. Металлогенез магматических комплексов внутриплитных геодинамических обстановок. – М.: ГЕОС, 2001, 640 с.

Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – М.: Наука, 1990, 293 с.

Берзин Н.А., Ножкин А.Д., Хомичев В.Л. и др. Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтая-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. – Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002, 178 с.

Бескин С.М., Нечаева И.А., Усова Т.Ю. Типы и поисковые критерии редкометальных и редкоземельных месторождений щелочно-гранитовой формации. – М.: ВИЭМС, 1987, 54 с.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В. Так что же такое «редкометальный гранит»? // Записки Всероссийского минералогического общества, ч. СХХVIII, № 6, 1999, с. 28–40.

Бородин Л.С. Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях. // Геохимия магматизма. – М.: Наука, 1982, с. 190–207.

Бородин Л.С. Геохимические и петрологические факторы рудоносности редкометальных гранитов. // Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. – М.: Наука, 1984, с. 102–124.

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987, 261 с.

Бородин Л.С. Петрохимические тренды и эволюция архейской континентальной коры. // Геохимия, 1994, № 1, с. 40–53.

Бородин Л.С. Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровьих карбонатитовых формаций. // Геохимия, 1994, № 12, с. 16–83.

Бородин Л.С. Оценка химического состава и петрохимическая эволюция верхней континентальной коры. // Геохимия, 1999, № 8, с. 813–825.

Бородин Л.С., Алтухов Е.Н. Петрохимические тренды и эволюция гранитоидов складчатых областей юга Сибири. Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. – М.: Наука, 1993, с. 109–144.

Бородин Л.С., Гинзбург Л.Н. Петрохимические и геохимические критерии прогнозно-минерагенической типизации гранитоидов при геохимических поисках. // Прикладная геохимия, в. 3. Прогнозно-поисковая геохимия. – М.: ИМГРЭ, 2002, с. 26–48.

Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присаянья. – Новосибирск: Наука, 1994, 184 с.

Брынцев В.В., Салаев А.В., Сумин Л.В. К проблеме возраста и генезиса гранитоидов Дербинской глыбы. // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере. Тезисы докл. к Пятому Восточно-Сибирскому региональному петрографическому совещанию. – Иркутск: 1989, с. 46–48.

Бухаров А.А. Нижнепротерозойское развитие Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов. Мат. совещания: Суперконтиненты в геологическом развитии докембра. – Иркутск: 2001, с. 48–50.

Ваганов В.И., Волчков А.Г., Кочнев-Первухов В.И., Кривцов А.И. и др. Пространственные металлогенические таксоны. // Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2002, 82 с.

Виноградов А.П., Ефимов М.М., Радченко А.Р. Корреляция докембра западной части Восточно-Европейской платформы. – Апатиты: 1987.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозой-раннемезозойских гранитоидов Алтая. // ДАН, 1996, т. 350, № 1, с. 83–86.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. Позднепалеозой - раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая. // Геология и геофизика, 1997, № 4, с. 715–729.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров А.С. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена. // Геология и геофизика, 2000, № 3, с. 398–413.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступников Н.И. Геохронология докембрийских гранитоидов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980, с. 66–79.

Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Меймечиты в аккреционных призмах Сихоте-Алиня: плом в зоне субдукции? Материалы совещания: «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты», т. 1. – М.: ГЕОС., 1998, с. 112–113.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000. Гл. ред. А.Л. Яншин. – ВСЕГЕИ: 1980.

Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий масштаба 1:500 000. Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. – ВостСибНИИГГиМС, Иркутскгеология. 1982.

Геологическая карта Тувинской АССР масштаба 1:500 000. / Гл. ред.: А.А. Подкаменный, М.Л. Шерман. – ВСЕГЕИ: 1983.

Геологическая карта Кольского региона. М-б 1:500 000. / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов, 1996.

Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь. / Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2-го тома А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000, 477 с.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород. / Ред. Бородин Л.С. – М.: Наука, 1974, 376 с.

Глебовицкий В.А., Соколов Ю.М., Щемякин В.М. Уникальные месторождения докембра. // Геол., методы поисков, разведки и оценки м-ний тверд. полезн. ископаемых. Обзор ЗАО. – М.: Геоинформмарк, 1998, 65 с.

Глуховский М.З., Моралев В.М. Архейские сиалические ядра – основные структурные элементы раннепротерозойского суперконтинента. // Суперконтиненты в геологическом развитии докембра. Материалы совещания. – Иркутск: 2001, с. 63–65.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1000 000. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35)-37-Мурманск. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000, 233 с.

Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. / Ред. И.В. Луцицкий. – М.: Наука, 1975, 288 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – М.: Недра, 1977, 277 с.

Гусев Г.С. Позиция редкометальных месторождений в структурах плит главных металлогенических эпох. // Отечественная геология, 1995, № 5, с. 49–54.

Девятов В.П., Казаков А.М. Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири. // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991, с. 40–54.

Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперпломы. // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220–223.

- Емельянов Е.Л., Галимова Т.Ф. Об эндогенной зональности редкометального оруденения в ряду щелочные граниты – флюорит-полевошпатовые метасоматиты. // Геология и геофизика, 1982, № 2, с. 66–76.
- Занвилевич А.Н., Балашов Ю.А., Литвиновский Б.А. Проблемы генезиса щелочно-гранитоидных магм. // Магматические формации в истории и структуре Земли. УО АН СССР. – Свердловск: 1989, с. 158–177.
- Захаров А.А. Восточный Саян. // Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск: Наука, 1981, с. 169–192.
- Зубков В.С., Плюснин Г.С. Изотопное датирование и генезис нефелиновых руд Минусинской системы впадин. // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – Киев: 1990, с. 115–118.
- Иванов К.С. Тектоника и геодинамика Урала: развитие идей мобилизма. Материалы совещания: «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты», т. 1. – М.: ГЕОС, 1998, с. 207–209.
- Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Автореф. докт. диссертации. – Хабаровск: ДВО РАН, 1995, 88 с.
- Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-ба 1:1 500 000. / Ред.: Г.Я.Абрамович, Г.Л.Митрофанов, П.М.Хренов. – ВостСибНИИГиМС, 1988.
- Карта нефтегазоносности Тимано-Печорского бассейна. Атлас карт основных нефтегазоносных провинций СССР. / Науч. ред.: В.В.Семенович, С.П.Максимов, Г.Х.Дикенштейн. Министерство геологии СССР: Москва–Новосибирск, 1982.
- Клещев К.А. Возможный механизм формирования месторождений нефти и газа Западной Сибири. // Генезис нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2003, с. 147–148.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. – М.: Наука, 1970, 143 с.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры в процессе простого растяжения литосферы. Материалы совещания: «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты» т. 1. – М.: ГЕОС, 1998, с. 236–237.
- Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. – М.: Наука, 1970, 258 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1977, 205 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Шатагин К.Н., Ярмолюк В.В. Rb-Sr изохrona для онгонита Онгон-Хайерхан. // Докл. РАН. 1995. Т. 347, № 1, с. 88–89.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li-F гранитоидов. // Петрология. 1999. Т. 7, № 4, с. 383–409.
- Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и эволюция окислительного потенциала мантии Земли. // Геохимия, 1996, № 5, с. 387–390.
- Корнев Т.Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. – М.: Недра, 1986, 128 с.
- Корнев Т.Я., Качевский Л.К., Ножкин А.Д. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Енисейского кряжа. // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтай-Саянской складчатой области». – Новосибирск: 1999, с. 17–46.
- Костицын Ю.А. Происхождение редкометальных гранитов: изотопно - геохимический подход. Автореф. докт. дисс. – М.: 2002, 43 с.

- Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Rb-Sr возраст и изотопный состав стронция субшелочных и Li-F гранитоидов Центрального Присаянья. // Геохимия, 2000, № 5, с. 477–484.
- Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов Восточных Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований. // Геохимия, 2004, № 3, с. 243–253.
- Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов СВ Тувы. // Геология и геофизика, 1998, № 7, с. 917–923.
- Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr изохронное датирование штоков онгонитов Ары-Булак (В. Забайкалье). // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 3, с. 381–384.
- Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Причина цикличности глобального геодинамического процесса. // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 3, с. 369–371.
- Котов А.Б. Границные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – СПб: 2003, 78 с.
- Кравченко С.М., Хайн В.Е. Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция. // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 6, с. 368–371.
- Кравченко С.М., Шахотько Л.И. Рельеф поверхности Мохо и распространение щелочно-ультраосновных комплексов севера Сибирской платформы. // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 6, с. 795–798.
- Крылов И.Н., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области. 27-ой Геол. Конгресс, т. 5. Геология докембрия. – М.: 1984, с. 100–106.
- Куликова В.В., Куликов В.С. Докембрийский палеорифтогенез Фенноскандии. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. т. 1. – М.: 1999, с. 347–350.
- Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск: Наука, 1981, 318 с.
- Литвиновский Б.А. О глубине зарождения кислых магм на этапах активизации подвижных поясов. // Геология и геофизика, 1989, № 9, с. 45–53.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. // Геотектоника, 2000, № 6, с. 26–42.
- Макагон В.М., Лепин В.С., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкometальных пегматитов Вишняковского месторождения (Восточный Саян). // Геология и геофизика, 2000, № 12, с. 1783–1789.
- Месторождения литофильных редких металлов. / Борисенко Л.Ф., Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. и др. – М.: Недра, 1980, 559 с.
- Минц М.В. Архейская тектоника миниплит. // Геотектоника, 1998, № 6, с. 3–22.
- Митрофанов Ф.П., Кольцова Т.В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна. // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. – М.: Наука, 1965, с. 142–148.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. – Л.: Наука, 1981, 156 с.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология корообразующих и коропреобразующих процессов при формировании Кольского раннедокембрийского глубинного коллизиона. // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты, т. 2. – М.: ГЕОС, 1998, с. 33–37.

- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизионе: новые геохронологические данные и интерпретации. Материалы совещания «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». – М.: ГЕОС, 2000, с. 332–334.
- Москалева В.Н. Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза. // Региональная геология и металлогения, 1999, № 9, с. 20–26.
- Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна. // Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 38–47.
- Негруца В.З., Полеховский Ю.С. Геодинамические критерии прогнозно-металлогенической оценки черносланцевых ассоциаций Балтийского щита. // Отечественная геология, 1995, № 5, с. 54–60.
- Нечаева И.А. Генетические типы щелочно-гранитных пород. – М.: Наука, 1989, 111 с.
- Ножкин А.Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков земной коры. // Геология и геофизика, 1983, № 8, с. 41–48.
- Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении. // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1524–1544.
- Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. – М.: Недра, 1988, 225 с.
- Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н. Закономерности формирования и размещения уникальных месторождений редких элементов. // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке. – М.: 1998, с. 217–219.
- Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов. // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 4, с. 389–396.
- Пахольченко Ю.А., Макрыгина А.И., Волкова Н.В. и др. Рубидий-стронциевый возраст редкометальных пегматитов Восточной Сибири. // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980, с. 127–131.
- Перчук Л.Л. Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм. // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. – М.: Наука, 1971, с. 72–77.
- Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тыва). Автореф. канд. диссертации. – М.: 2001, 26 с.
- Пейдж Р.У., Мак-Каллох М.Т., Блэк Л.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии. // 27-й Международный геол. Конгресс. – М.: 1984, т. 5, с. 14–35.
- Предтеченский А.А. «Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии». – Новосибирск: Наука, 1967, 155 с.
- Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 1999, 261 с.
- Рублев А.Г. К вопросу о «девонской орогении» Алтае-Саянской складчатой области (АССО). // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов. Эндогенные процессы в литосфере. (Тезисы докл. к Пятому Вост.-Сиб. региональному петрографическому совещанию). – Иркутск: 1989, с. 27–28.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба. // Отечественная геология, 1994, № 3, с. 42–48.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзин Е.И. и др. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблемы стратиграфии быскарской серии. // Отечественная геология, 1999, № 3, с. 47–55.

- Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере. // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 3, с. 298–303.
- Рябчиков И.Д., Брай Г., Когарко Л.Н. и др. Частичное плавление карбонатизированного перидотита при 59 кбар. // Геохимия, 1989, № 1, с. 3–9.
- Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области. // Геотектоника, 1998, № 5, с. 46–60.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. – М.: Недра, 1967, 699 с.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982, 344 с.
- Сезько А.И. Основные этапы формирования континентальной коры Присаянья. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область. – Новосибирск: 1988, с. 7–41.
- Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенков В.А. и др. Новое проявление карбонатитов и структурный контроль щелочных пород Восточно-Саянской провинции. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1989, № 8, с. 34–41.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10, кн. 1. – Л.: Недра, 1989, 352 с.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазуказов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния. // Геотектоника, 2000, № 6, с. 59–75.
- Смагин А.Н., Тетерюк В.К., Ножкин А.Д. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян). // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981, с. 118–128.
- Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В. и др. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. – М.: Наука, 1967, 140 с.
- Сорохтин О.Г. Образование алмазоносных кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит. // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987, с. 92–107.
- Сорохтин О.Г., Ушаков Н.О. Глобальная эволюция Земли и металлогения раннего докембра. // Отечественная геология, № 5, 1999, с. 56–63.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Краевский Б.Г. Геостатистические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1:2 500 000. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1998, 94 с.
- Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1: 5 000 000. / Составители Г.С. Гусев, К.Л. Волочкивич, А.А. Головин, Н.В. Межеловский и др. – ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001.
- Телешев А.Е. Сиенит-гранитовые интрузии Гутаро-Агульского района. // Средне-палеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1974, с. 208–229.
- Телешев А.Е. Взаимоотношения гранитоидов Бреньского plutона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы. // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981, с. 63–103.
- Телешев А.Е. Возраст палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и Восточного Саяна. // Платонические формации Тувы и их рудоносность. / Ред. Г.В. Поляков. – Новосибирск: Наука, 1984, с. 150–162.

- Филатова В.Т. Лапландский гранулитовый пояс: модель глубинного строения и реконструкция геодинамических обстановок при его формировании. // Отечественная геология, 1998, № 5, с. 38–44.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А. и др. Очерки сравнительной планетологии. – М.: Наука, 1981, 328 с.
- Хайн В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины. // Геотектоника, 2000, № 6, с. 3–14.
- Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон Хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). – Новосибирск: 2000, 246 с.
- Чернышев Н.М., Бокая Л.И. Морфоструктурные элементы консолидированной коры Сибирской платформы. // Структуры земной коры и их развитие. – Новосибирск, 1983, с. 114–150.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск, 2000, 188 с.
- Шпаченко А.К., Сорохтин Н.О. Палеогеодинамическая реконструкция условий формирования Хибино-Ловозерского комплекса щелочных интрузий. Тезисы докл. на IV Междунар. конфер. «Новые идеи в науках о земле», т. 1. – М.: 1999, с. 154.
- Щеглов А.Д. Актуальные проблемы металлогенических исследований. // Региональная геология и металлогенез. – 1993, № 1, с. 87–102.
- Щеглов А.Д., Москаleva B.N., Markovskiy B.A. и др. Магматизм и металлогенез рифтогенных систем Восточной части Балтийского щита. – СПб: Недра, 1993, 244 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплунг в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3–29.
- Ярошевич В.М., Корнев Т.Я., Кунгурцев Л.В. Кувайский эталон кувайского базальтоидного комплекса (Восточный Саян). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995, 147 с.
- Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). – М.: Наука, 1982, 274 с.
- Brooks C., Hart S.R. Rb-Sr mantle isochrones and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere. Nature, 1978, vol. 271, № 5642, p. 220–223.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982, v. 80, p. 189–200.
- Kostitsyn Yu.A. Source of rare metals in peraluminous granites: a review of geochemical and isotopic data. // Geochemistry International. 2001, v. 39. Sup. Iss. № 1, p. 43–59.
- Laznicka P. Design of an international date base of giant metal accumulations. // Global Tect. and Metallogeny, 1998, v. 6, № 34, p. 110–119.
- Mitrofanov F.P. (ed). Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity, 1995, 145 p.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	
1. Континентальная раннедокембрийская кора – главное условие формирования редкометальных месторождений.....	4
2. Геодинамические обстановки формирования редкометальных магматитов и месторождений.....	8
3. Главные типы редкометальных месторождений.....	25
4. Редкометальные металлогенические эпохи.....	32
5. Редкометальные металлогенические таксоны.....	55
6. Редкометальные провинции как показатели глубинных неоднородностей континентальной коры.....	61
Выводы.....	63
Глава 2. ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ	
1. Провинции энсиалической группы.....	64
2. Провинции энсиматической группы.....	68
3. О конвергенции редкометальных провинций.....	70
4. Распределение запасов по редкометальным провинциям и эпохам.....	71
5. Некоторые закономерности размещения редкометальных месторождений.....	75
Выводы.....	84
Глава 3. ГЛАВНЕЙШИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ЗОНЫ	
1. Древние платформы.....	86
2. Энсиалические складчатые области.....	110
3. Энсиматические складчатые области.....	123
Выводы.....	126
Глава 4. ТИПОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И ПОЛЯ	
1. Древние платформы.....	128
2. Энсиалические складчатые области.....	139
3. Энсиматические складчатые области.....	152
Выводы.....	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	153
ЛИТЕРАТУРА.....	159

Е.Н.Алтухов, Е.Е.Алтухов, А.И.Вашурин, Т.Ю.Усова

ОСНОВЫ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редакторы: Т.И.Нефелова
Е.А.Трдатян

Компьютерная верстка: И.И.Хрусталева

Обложка: С.К.Усков

Подписано к печати 20 октября 2004 г. Формат 70×108 1/8.
Уч.-изд. 21 л. Тираж 250. Заказ 1–05.

Полиграфическая база ИМГРЭ