

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРУППЫ КИАНИТА

© 2012 г. В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов*, А. Н. Савичев

В природе высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) могут образовываться различными путями. Среди комплексных месторождений можно выделить формацию регионально-метаморфических андалузитовых, кианитовых и силлиманитовых гнейсов и сланцев и ассоциирующую с ними формацию алюмокремниевых метасоматитов, обусловленную кислотным выщелачиванием при процессах постмигматитового метасоматоза [5, 6, 12, 15, 16, 19, 20, 22 и др.]

Щиты и древние платформы занимают более половины площади материков Земли и являются носителями крупнейших рудных месторождений Fe, Mn, Al, Au, и многих других металлов. Полученные в последние десятилетия геологические данные свидетельствуют о принципиальных отличиях геологического развития и металлогении щитов от фанерозойских складчатых областей [1, 2, 13, 22, 24].

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы неоднократного динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные и петрогенные компоненты. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция элементов в породах, вызванная метаморфизмом – растворением и перекристаллизацией, иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов в метаморфических породах, не всегда отвечающему первоначальному содержанию их в осадочных или вулканических породах.

Главным процессом концентрации металлов были метаморфизм и ультраметаморфизм пород, которые вызвали перемещение и концентрацию рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулкаников и осадков. **Метаморфогенное рудообразование** происходило при перекристаллизации исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму в определенных фациальных условиях, что приводило к новым технологическим свойствам и превращало породу в полезное ископаемое. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка образовались магнетитовые кварциты, джеспилиты; из **глинистых осадков, богатых Al – кианитовые, андалузитовые и силлиманитовые сланцы и гнейсы (высокоглиноземистые руды)**; из углеродистых осадков – графитовые руды и др.

Метаморфизм пород, слагающих все щиты и древние платформы, сопровождался формированием метаморфогенных рудообразующих систем. По глобальным масштабам и длительному развитию метаморфизм и связанные с ним метаморфогенные рудообразующие системы должны относиться к общим планетарным явлениям. Рудообразующие метаморфогенные системы формировались под влиянием конвективного тепла Земли, поднимавшегося из подкорковых глубин. Это тепло явилось главной причиной перекристаллизации пород и создания тепломассопереноса, приведших к перемещению рудогенных элементов. Рудообразующие системы формировались из коровых и подкорковых флюидов и вод, высвобождавшихся при перекристаллизации, гранитизации и переплавлении осадочных и вулканогенных пород [1, 6, 22].

В пределах архейских и протерозойских структур в процессе развития тектонических мегациклов выделяются этапы прогрессивного регионального метаморфизма в условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций, которые последовательно сменяются процессами ультраметаморфизма и гранитизации. Гранитизация имела преимущественно метасоматический характер с переходами к палингенному и анатектическому. Эти два этапа проявления метаморфизма – метасоматизма в развитии архейско-протерозойских структур образуют, по существу, единый метаморфо-метасоматический цикл [18].

На рубеже архея и протерозоя в докембрийской литосфере появляются тектонически дифференцированные подвижные области с одновременно развивающимися метаморфическими поясами, резко различавшимися контрастными термодинамическими режимами (беломорско-лапландского и свекофенского типов). Названные режимы обеспечивали формирование типичных для всего позднего докембрия и слагающих значительные площади докембрийских щитов средне- и высокотемпературных эклогито-гнейсовых комплексов кианитового типа и гнейсово-сланцевых комплексов андалузитового и кианитового типов.

Значительную роль в распределении месторождений и рудопроявлений играют шовные зоны сдвиговых деформаций, что наиболее ярко проявлено на коллизионных стадиях развития орогенов. Эти зоны являются проводниками флюидных потоков, взаимодействие которых с метаморфизирующимися толщами приводит к формированию сопря-

* Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

женных кислотных, основных и щелочных метасоматитов, которые могут классифицироваться по РТ параметрам процессов и по условиям кислотности-щелочности. В области высоких температур и давлений формируются специфические кислотные ортопироксен-силлиманитовые метасоматиты. При умеренных температурах, в зависимости от глубинности процессов, могут формироваться кислотные метасоматиты – андалузитовые, кианитовые и силлиманитовые кварциты и основные метасоматиты – кордиеритовые, кордиерит-жедритовые, гранатовые, гранат-жедрит-кианитовые и др. При низких температурах возникают пропилиты, березиты, листовениты в зависимости от того, по каким породам они развиваются [5, 8, 17, 20–22 и др.].

От докембрия к фанерозою меняется не только масштаб метаморфических и магматических проявлений и их доля в докембрийском и фанерозойском петрогенезисе, но и, прежде всего, их физико-химический режим и геологические условия проявления, а значит, и связанного с этими явлениями метасоматизма. В фанерозое ультраметаморфизм и магматизм сосредоточены в основном в зонах дислокационного метаморфизма глубинных разломов или связаны с локальными термическими аномалиями. В этом проявляются наиболее общие особенности метасоматизма в докембрии и его отличие от фанерозойских процессов [17, 20–22, 24].

Таким образом, можно наметить две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит):

– стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – **глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип)**;

– нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – **глиноземистая формация фанерозойских складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип)**.

Высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) образуются при значительных колебаниях температуры и чаще всего в условиях высокого давления. Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов входящих в нее ионов, и в обратной зависимости от их радиусов. Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа в значительной мере определяют устойчи-

вость минералов при возрастающем давлении [12–14, 19, 20, 26].

Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации.

Общая последовательность минералов в кристаллохимическом ряду определяется энергией их кристаллических решеток и находит отражение также в возрастании изобарного потенциала образования силикатов ΔZ от **каркасных к островным**. Изменение минералов происходит в результате изменения энергетического состояния структурных частиц кристаллической решетки под воздействием внешних факторов. Неизбежным следствием этих изменений является уменьшение или увеличение расстояний между структурными частицами, что отражается в увеличении или уменьшении количества частиц в объеме решетки. В результате новая решетка, по сравнению с исходной, всегда уплотнена или разуплотнена. Степень уплотнения или разуплотнения отражает направленность в изменении внешних термодинамических факторов. Используется величина структурной рыхлости “ ω ” кристаллических решеток минералов [7, 10].

Результаты экспериментального изучения устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при различных температурах и давлениях объясняют появление различных парагенезисов высокобарических минералов на разных участках шовных зон в метаморфических комплексах Южного Урала. Общеизвестно, что в процессах динамотермального метаморфизма ведущей тенденцией в изменении состояния алюминия является переход его из четверной координации по кислороду в шестерную (рис. 1). Это сопровождается уменьшением молекулярного объема и увеличением плотности минералов, изменением коэффициента структурной рыхлости минерала – ω [10].

Полевые шпаты в гнейсах и кристаллических сланцах устойчивы в щелочных условиях. Повышение температуры расширяет поле их устойчивости в сторону увеличения кислотности, а повышение давления резко сужает его [28].

Структурная рыхлость минералов плагиогнейсов, кристаллической решетки ортоклаза, микроклина $\omega = 8.40$, анортоклаза $\omega = 7.80$, альбита $\omega = 7.75$, биотита $\omega = 7.62$. Мусковиты устойчивы в более кислых средах, нежели полевые шпаты, но увеличение давления резко расширяет поле их устойчивости. Структурная рыхлость кварца $\omega = 7.54$, мусковита $\omega = 7.40$, пирофиллита $\omega = 7.20$, парагонита $\omega = 7.05$. В более кислой среде устойчивы полиморфные модификации Al_2SiO_5 , а появление той или иной модификации обусловлено РТ-параметрами системы. Структурная рыхлость андалузита $\omega = 6.36$, силлиманита $\omega = 6.21$, кианита

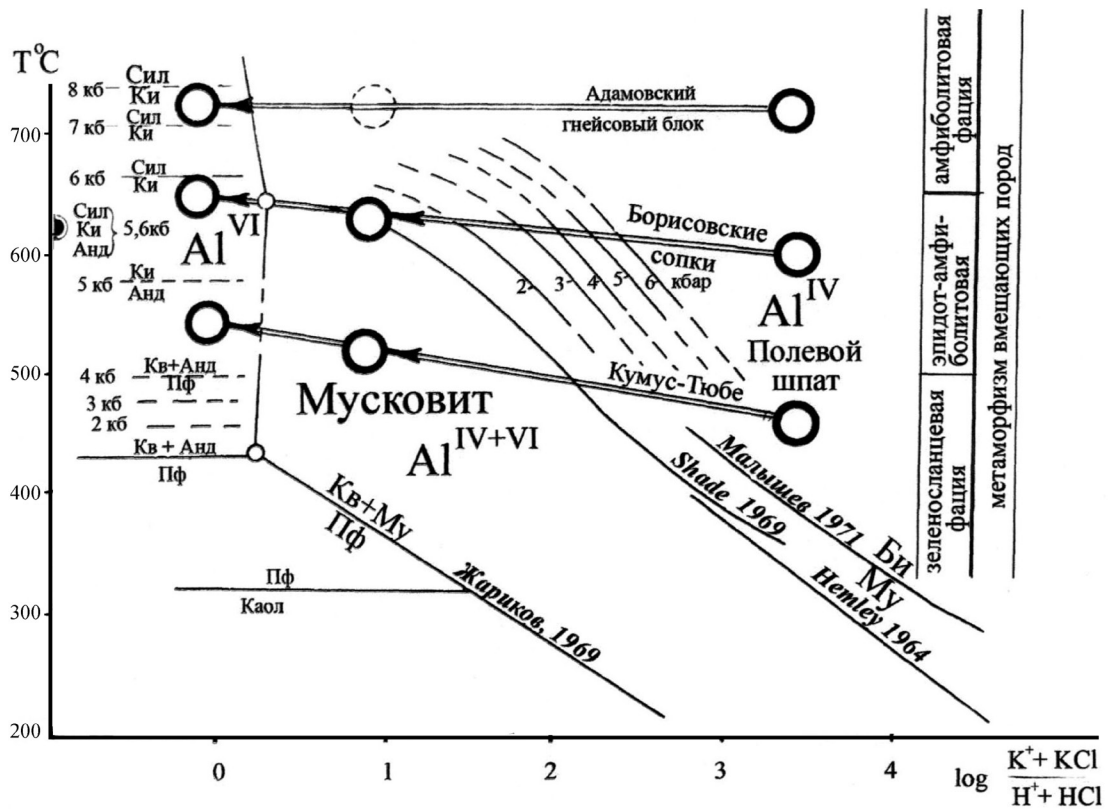


Рис. 1. Диаграмма устойчивости минералов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и температур (по экспериментальным данным)[20].

Пш – полевоый шпат, Му – мусковит, Ки – кианит, Кв – кварц, Пф – пиррофиллит, Анд – андалузит, Каол – каолинит, Ст – ставролит, Гр – гранат, Хлд – хлоритоид. Стрелками показаны условия образования зональности кианитовых кварцитов Адамовского и Кочкарского метаморфических комплексов.

$\omega = 5.62$, корунда $\omega = 5.15$. При формировании силлиманитовых парагенезисов в гнейсах мусковит не образуется, так как при высоких температурах он не устойчив (см. рис. 1).

Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Р-Т условий определяет состав сосуществующего с ней флюида [14].

Выразительным примером такого двоякого взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (метаморфогенный тип) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (метасоматический тип).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом формируют-

ся ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пироп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. Геологически вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним, архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокобарический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу **метаморфических**, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью **метасоматического** механизма и не является вполне изохимическим, поэтому их нужно рассматривать как **метаморфогенно-метасоматические**.

Появление высокобарических парагенезисов в докембрийских метаморфических комплексах (Балтийский щит, Карелия, Украинский щит, Алданский щит, Урал и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селек-

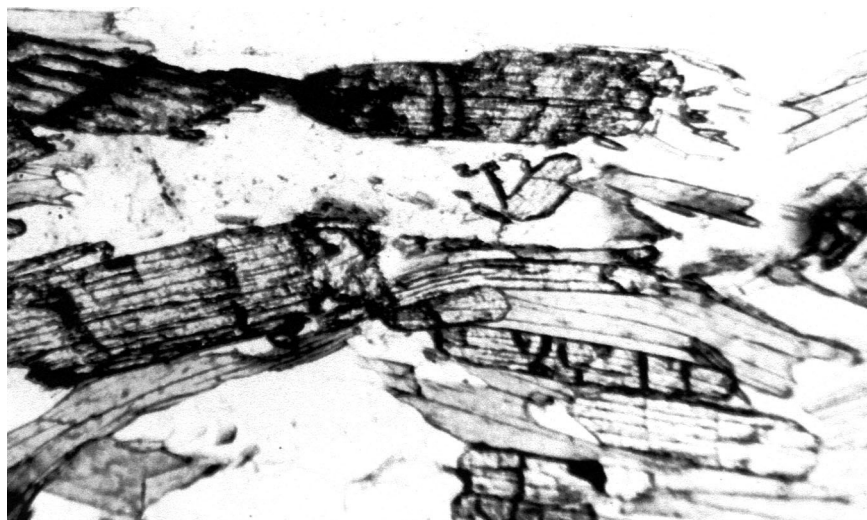


Рис. 2. Развитие кианита по биотиту в плагиогнейсах шумихинской свиты. Шлиф ШМ-11, без анализатора, увел. $\times 20$.

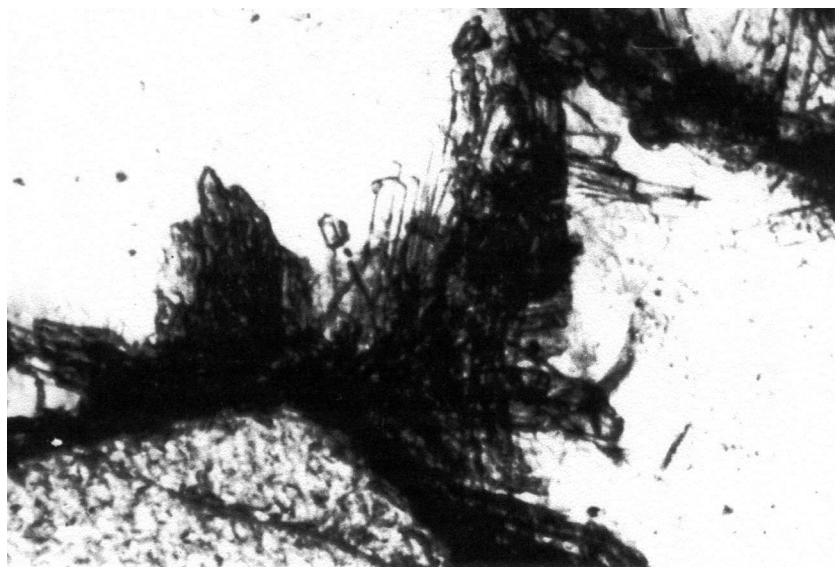


Рис. 3. Развитие метасоматического кианита в ассоциации с кварцем по раннему метаморфогенному кианиту. Шлиф ШМ-8, без анализатора, увел. $\times 40$.

тивным переходом под давлением в раствор “наиболее надежно закрепленных” ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора. Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим путем во флюидное давление с весьма высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы [2, 3, 8, 9, 12, 15, 19, 20, 26]. Поэтому кианит в плагиогнейсах гнейсовых ядер архейско-протерозойского возраста на Урале (**Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкар-**

ского, Адамовского, Джабык-Карагайского метаморфических комплексов) образуется по биотиту (рис. 2), а не по алюмосиликатам – полевым шпатам или мусковиту, и минеральная ассоциация создается без кварца, в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования кианит-кварцевых зон (рис. 3).

Аналогичное взаимоотношение минералов наблюдается и в **беломорском гнейсово-мигматитовом комплексе** [25]. Кианит в этих породах рассматривается как типичный метаморфогенный минерал амфиболитовой фации. При этом отмечается обычная ассоциация его с биотитом, иногда с мусковитом. Обычной формой нахождения кианита

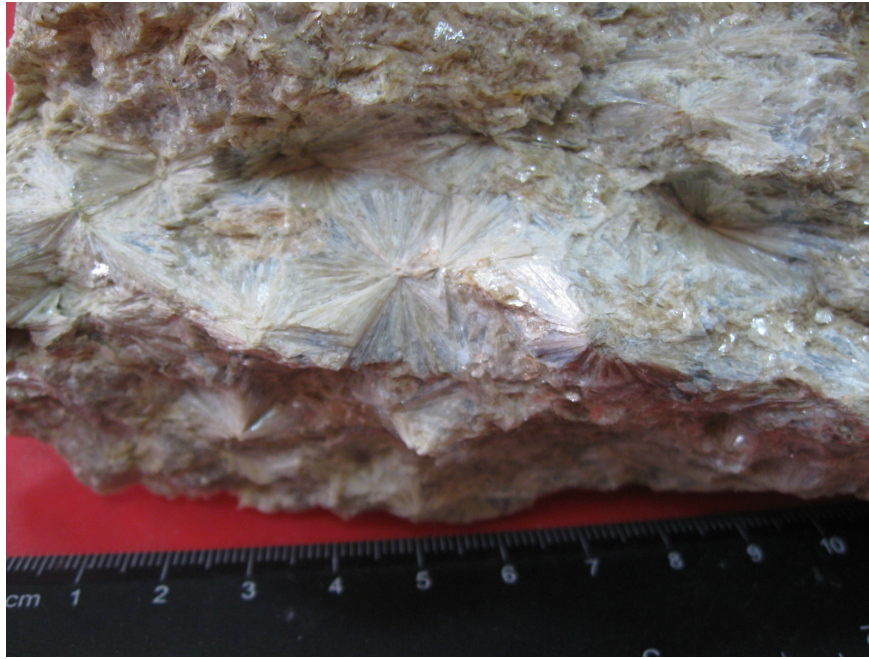


Рис. 4. Радиально-лучистый кианит в кианитовых кварцитах. Брусняновское проявление кианита.

являются идиоморфные призматические кристаллы длиной 0.5–5.0 мм. Характерно развитие кианита по биотиту. Крупные зерна кианита могут содержать включения граната, биотита, кварца, графита. Кроме метаморфогенного кианита, в составе беломорского комплекса установлены кианитизированные горные породы с новообразованным, метасоматическим кианитом.

Поздний кианит во всех кианитизированных породах по формам выделения и взаимоотношению с другими минералами совсем иной, чем метаморфогенный кианит кианит-гранат-биотитовых плаггиогнейсов. Метасоматический кианит совместно с кварцем замещает все минералы плаггиогнейсов. Кроме этого, среди кианитизированных метасоматитов встречены кианит-кварцевые жилы с кианитом в зальбандах [25].

Алюмокремниевые метасоматиты второй группы локализируются в шовных долгоживущих зонах складчатых областей. Чем лучше тектонически подготовлен район, тем мощнее и разнообразнее в нем проходили метасоматические процессы, тем больше они были специализированы в металлогеническом отношении. Образование алюмокремниевых метасоматитов обусловлено химическим воздействием инфильтрующегося раствора на горные породы, при этом, они формируются в широком диапазоне температуры и давления тем интенсивней, чем активнее раствор и выше проницаемость пород. Естественно, для развития таких метасоматитов наиболее благоприятны зоны пониженных динамических нагрузок, чем и определяется приуроченность их к структурам растяжения, участкам повышенной трещиноватости и т. д. Соответственно,

для возникающих ассоциаций характерны минералы более низкой структурной плотности, в которых алюминий в четверной координации преобладает над алюминием в шестерной координации: силлиманит, андалузит, мусковит, алюмохлориты и т. д.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста и преобразованием их во время палеозойского орогенеза. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Карелии, Сибири и на Урале.

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных типа руд: **метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический**, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами [4, 11, 17, 27].

Кианитовые руды, представленные кианитовыми гнейсами, сланцами и различными метасоматитами, различаются характером кристаллизации кианита, формами его выделения и текстурными особенностями. Основанием подразделения кианитовых руд на морфогенетические типы служит также и то, что приемы и способы извлечения кианита и технологические показатели обогащения определяются такими свойствами кианита, как кристаллическая форма его выделений и агрегатное строение кристаллов, отсутствие или наличие в кристаллах кианита или

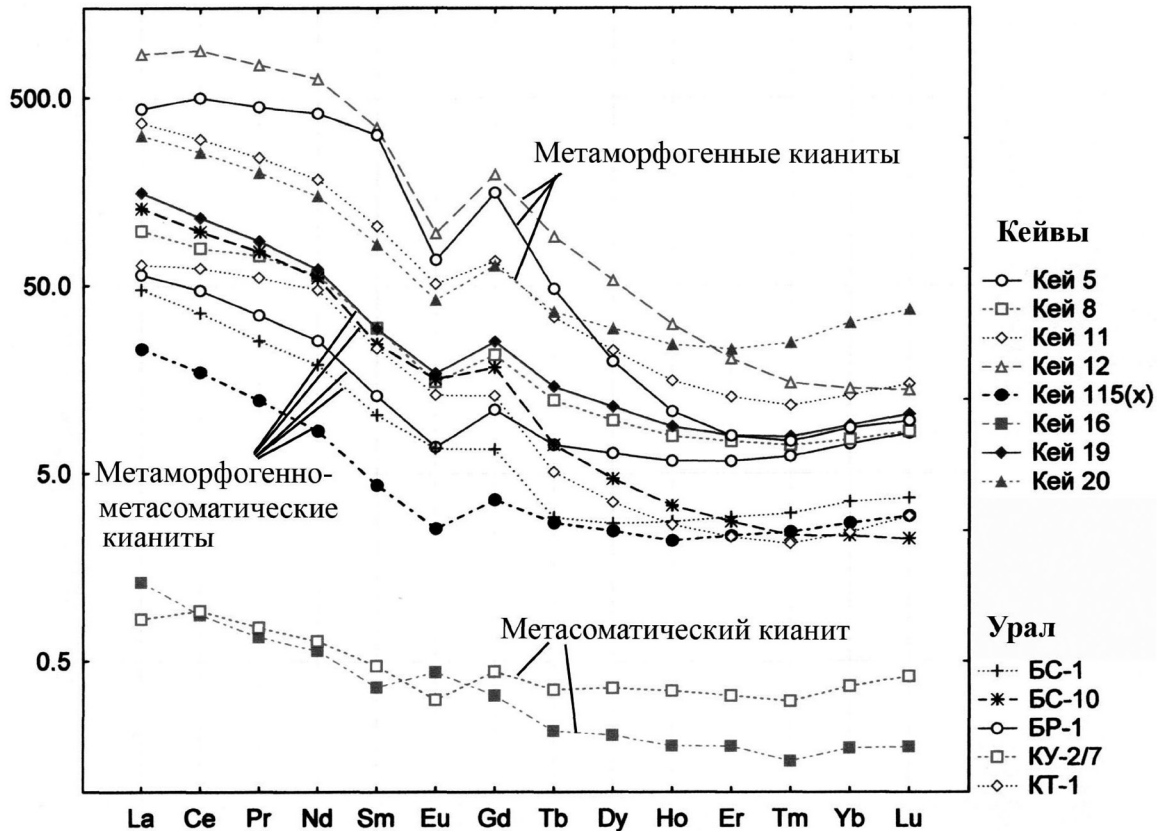


Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту в кианитах месторождений Кольского полуострова (кейвская свита) и Урала.

их агрегатах посторонних механических минеральных примесей, в том числе и вредных, а также характер взаимоотношения кианита с сопутствующими минералами и вмещающей породой.

На Урале широко развиты месторождения метасоматических кианитовых кварцитов, реже силлиманитовых кварцитов, залегающих в шовных зонах, секущих силлиманит(кианит)содержащие гнейсы Адамовского, Кочкарского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертского метаморфических комплексов [9, 12, 19–21, 23].

Кианитовые кварциты представляют собой плотные породы, разбитые трещинами отдельности на крупные блоки. Кианит распределяется в кварцитах неравномерно: от единичных зерен до 40–50%. В зонах высокой концентрации кианита последний кристаллизуется в виде радиально-лучистых агрегатов светло-голубой окраски (рис. 4). Кианит образует радиально-лучистые агрегаты в кварците, в котором по границам зерен наблюдаются скопления пылевидного магнетита, реже появляется зерна рутила, пирита, гематита.

Кроме того, на метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических месторождениях обычно наблюдаются кварцевые жилы выполнения, имеющие в зальбандах андалузит, кианит или силлиманит, зачастую в парагенезисе с мусковитом [2, 16,

19, 20, 23]. Концентрации высокоглиноземистых минералов в этих зонах представляют лишь минералогический интерес, промышленных концентраций не образуют.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Сибири и на Урале.

Сравнение уральских кианитов (пробы БР, БС, КУ, КТ, СВЛ) с кианитом свиты Кейв (пробы КЕЙ) методами математической статистики и факторного анализа показал их сходство по минеральным включениям и примесям, по химическому составу, содержанию редких и редкоземельных элементов (рис. 5).

Установлено, что наиболее загрязненными по минеральным примесям и химическому составу оказываются самые ранние метаморфогенные кианиты волокнисто-игольчатого и конкреционно-лучистого промышленного типа (КЕЙ-5, 11, 12, 20). Менее загрязненным оказывается параморфический тип кианита по хиастолитам (КЕЙ-15, 19) и порфиробластический кианит кианитовых квар-

цитов и зон перекристаллизации (КЕЙ-1, 8, БР-1, БС-1, 10, КТ-1). Наиболее чистыми оказываются поздние кианиты голубого цвета (КЕЙ-16, КУ-2/7) и андалузит розового цвета (СВЛ-531), образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил; к сожалению, они имеют очень небольшие масштабы распространения и соответственно запасы. В техногенных отложениях Андреево-Юльевской россыпи преобладает порфиروبластический кианит, достаточно чистый (БС-1), к тому же он в значительной мере уже обогащен.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта "Развитие минерально-сырьевой базы России...", руководитель проекта академик РАН В.А. Коротеев. Частичное финансирование осуществлялось по государственной теме Г-3 (УГГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Я.Н. Металлогения щитов и метаморфогенное рудообразование // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 86–95.
2. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 320 с.
3. Беляев О. А. Кислотное выщелачивание и сопряженный железо-магнезиальный метасоматоз в условиях гранулитовой фации // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1981. С. 10–18.
4. Войтеховский Ю.Л. Кианитовые сланцы Б. Кейв – стратегический ресурс России // Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2010. С. 5–10.
5. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 127 с.
6. Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: ГИ КолНЦ РАН, 1980. С. 19–31.
7. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов // Минерал. Сб. Львов. ун-та. 1966. № 20, вып. 3. С. 352–358.
8. Жданов В.А. Рудогенерирующая роль региональных метаморфо-метасоматических процессов // Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: ГИ КолНЦ РАН, 1980. С. 62–70.
9. Игумнов А.Н., Кожевников К.Е. Уральские месторождения дистена (кианит). Тр. ВИМС, вып. 90, 1935. 70 с.
10. Ицксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
11. Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В., Букчина О.В. Особенности вещественного состава и технологические свойства кианитовых руд Хизоваарского месторождения // Обогащение руд. 2003. № 6. С. 17–21.
12. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
13. Кейльман Г.А., Глушкова Г.А., Золотов К.К. и др. Геологические типы метаморфизма в региональных структурах Урала. Екатеринбург: УКСЭ, 1991. 82 с.
14. Кейльман Г.А., Огородников В.Н. О взаимодействии флюида с минеральными системами при метаморфизме // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. С. 79–80.
15. Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Сиализация земной коры (тектонические аспекты). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 50 с.
16. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удоканостановой зоны. М.: Недра. 1967. 298 с.
17. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др. Минералы группы силлиманита – база промышленного производства высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и алюминия // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 157–162.
18. Наливкина Э.Б. Метаморфизм в докембрии и принцип выделения формаций метаморфических пород // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1977. С. 10–14.
19. Огородников В.Н. Алюмокремниевые метасоматиты Кочкарского и Адамовского метаморфических комплексов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1975. 31 с.
20. Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталоносных и золоторудных месторождений Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 328 с.
21. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс. Екатеринбург: УГГУ, 2007. 216 с.
22. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. 340 с.
23. Рапопорт М. С. Кианитовые алюмокварциты восточного склона Среднего Урала и роль кислотного выщелачивания и их образовании // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: СГИ, 1970. С. 43–45.
24. Рундквист Д.В., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. и др. Основы типизации метасоматитов докембрия // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 5–16.
25. Щербакова Т.Ф. Кианитовые и кианитизированные горные породы Беломорья // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1982. С. 58–63.
26. Щербина В.В. О влиянии давления на изоморфные замещения // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 61–67.
27. Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Данилевская Д.А. Роль геологических, минералогических и технологических исследований Института геологии КарНЦ РАН в оценке потенциала минерально-сырьевой базы Республики Карелия // Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы. Петрозаводск. 2010. С. 37–55.
28. Shade J.W. Hydrolisis equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Ph. D. Thesis, Pensilvania State Univ., 1968.