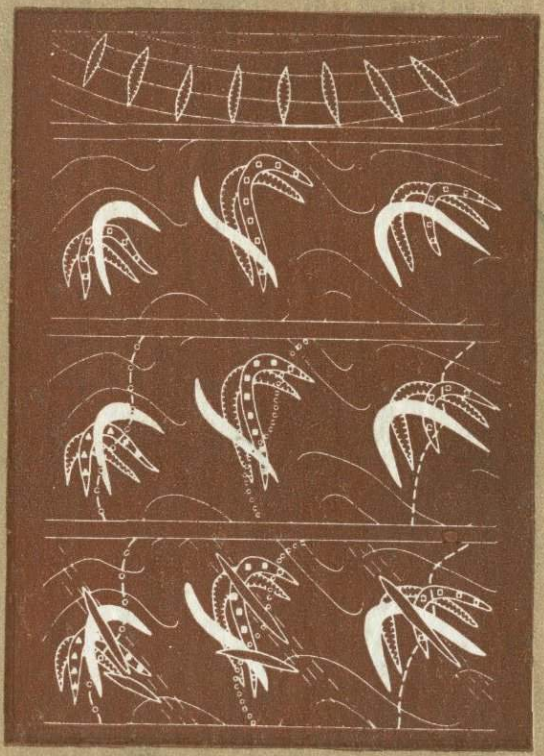
РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

4720

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

УДК 552.163:553.061.017

Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. / Ред. кол.: Я.Н.Белевцев (отв. ред.) и др. – Киев : Наук. думка, 1984. – 328 с.

В сборнике представлены основные положения и обобщены новые данные по разработке теоретических вопросов регионального метаморфизма и метаморфогенного рудообразования. Приведены материалы по изучению метаморфизма и метаморфогенного рудообразования отдельных крупных регионов европейской части СССР, Сибири, Средней Азии, Дальнего Востока. Освещены вопросы структур и вещественного состава конкретных месторождений полезных ископаемых, формирование которых обусловлено процессами метаморфизма. На примерах региональных исследований показаны возможности определения физико-химических условий метаморфизма и метаморфогенного рудообразования в земной коре.

Для геологов и научных работников, изучающих метаморфические комплексы пород.

Библиогр. в конце статей.

Редакционная коллегия

Я.Н.Белевцев (ответственный редактор), Ю.П.Мельник, И.П.Щербань, А.Н.Комаров, Ю.М.Стебновская

Редакция информационной литературы

Р 1904050000-201
М 221(04)-84 240-84 (С) Издательство "Наукова думка", 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблеме регионального метаморфизма и метаморфогенного рудообразования в последние годы уделяется большое внимание. Теоретические разработки, обобщение геологических данных и экспериментальное моделирование условий рудообразования указывают на большую роль процессов регионального метаморфизма при формировании месторождений многих видов полезных ископаемых.

Начиная с 1969 г. обсуждению различных вопросов метаморфогенного рудообразования регулярно посвящаются Всесоюзные межведомственные совещания. В мае 1982 г. в Виннице проведено IУ Всесоюзное совещание по проблеме "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование". Организаторами совещания были Комиссия по метаморфогенному рудообразованию при Научном совете по рудообразованию АН СССР и Комиссия по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию при Петрографическом комитете АН СССР.

В настоящий сборник включены статьи по проблеме регионального метаморфизма и метаморфогенного рудообразования, которые обсуждались на IУ Всесоюзном совещании. В них рассматриваются теоретические аспекты метаморфизма и метаморфогенного рудообразования; вопросы регионального метаморфизма и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых отдельных регионов Советского Союза, особенности физико-химических условий метаморфизма и метаморфогенного рудообразования.

Сборник состоит из трех разделов.

Первый раздел посвящен общим теоретическим вопросам метаморфогенного рудообразования и метаморфизма. В нем дана оценка современного состояния теории метаморфогенного рудообразования и намечены пути ее дальнейшего развития. Рассмотрена важная проблема взаимосвязи особенностей состава и метаморфизма толщ с факторами, контролирующими метаморфогенное оруденение. Охарактеризованы процессы метаморфизма и связанное с ними оруденение. Обсуждается теоретический вопрос о путях миграции и условиях мобилизации вещества в процессе метаморфических преобразований пород, а также генерации метаморфогенных растворов. Освещены интересные теоретические и практи-

ческие вопросы связи рудных и метаморфических формаций, состава протоконтинентальной коры с ее эволюцией и металлогенические следствия. Рассмотрены некоторые аспекты возрастных и генетических соотношений регионального метаморфизма и гидротермального оруденения.

Второй раздел освещает вопросы физико-химических условий регионального метаморфизма и метаморфогенного рудообразования. Приводятся результаты теоретических разработок и экспериментальных исследований по изучению эволюции флюидного режима метаморфизма; характера источников рудных растворов; роли седиментогенных и метаморфогенных растворов в минералообразовании; поведения рудогенных элементов в процессе метаморфизма. Особое внимание уделяется моделированию физико-химических условий рудообразования и др.

Третий раздел включает статьи по вопросам метаморфизма и метаморфогенного рудообразования различных районов и типов месторождений. Особое внимание уделяется роли регионального метаморфизма и рудно-метаморфических процессов в формировании металлогенических ассоциаций в древних щитах, прогибах и подвижных поясах докембрия; этапам развития метаморфогенных месторождений; вопросам генезиса месторождений метаморфических формаций докембрия и более молодого возраста.

В сборнике рассматривается очень широкий круг вопросов в области регионального метаморфизма и метаморфогенного рудообразования. Наряду с глубоким рассмотрением теоретических вопросов, представлен конкретный геологический материал, позволяющий использовать научные разработки в практике геолого-поисковых работ с целью повышения их эффективности.

УДК 553.061.17

Я.Н.Белевцев

РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В XX в., особенно в 50 - 70-х годах, на щитах и древних платформах были открыты многочисленные месторождения железа, золота, урана, меди, марганца, свинца, цинка и редких металлов. Данные об их генезисе, полученные на основе изучения условий залегания, закономерностей размещения, а также изучения минерального и химического состава руд и пород, не согласуются с принятыми представлениями о магматогенном образовании эндогенных рудных месторождений фанерозойских подвижных зон земной коры, а во многих случаях противоречат им.

Большой фактический материал, полученный при разведке и эксплуатации этих месторождений, способствовал становлению теории метаморфогенного рудообразования. В основу ее положены материалы изучения многочисленных месторождений Украины, КМА, Кольского п-ва, Дальнего Востока, Казахстана, а также аналитические и экспериментальные данные, полученные в лабораториях ИГФМ АН УССР (Отделение металлогении). Это данные о проницаемости растворов в кристаллических породах, перемещении рудогенных элементов при метаморфизме, температуре и давлении при рудообразовании, формах переноса металлов и составе растворов и др. Выполнено моделирование процессов мобилизации, переноса и отложения железа и урана, а также разработана динамика процессов рудообразования.

Полученные геологические и экспериментальные материалы показали единство процессов метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и осадочных пород и метаморфогенного рудообразования. Детальное изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитоидных пород щитов, позволило раскрыть такие их особенности, которые нельзя объяснить с позиций плутоно-гидротермального генезиса.

Все это явилось причиной развития на современной геолого-физико-химической основе учения о метаморфогенном рудообразовании, понятие о котором было введено в науку более века назад. Учение это стало не только более емким по содержанию, но и превратилось в стройную теорию метаморфогенного рудообразования.

В настоящее время изучение метаморфогенного рудообразования является перспективным научным направлением, составляющим одну из основ современной теории эндогенного рудообразования. Как показывают геологические исследования последних лет, современная теория метаморфогенного рудообразования определяет принципиально новые предпосылки для поисков и оценки рудных районов на щитах и платформах.

Развитие теории метаморфогенного рудообразования является одним из важнейших вкладов геологии в современный научно-технический прогресс, так как активно способствует удовлетворению все возрастающей потребности в рудных полезных ископаемых за счет открытия и вовлечения в промышленную переработку, кроме богатых руд, месторождений, относительно бедных по содержанию, но больших или очень значительных по запасам рудного сырья, обеспечивающих работу горных предприятий на многие десятки и даже сотни лет. Примером могут служить железистые магнетитовые кварциты с содержанием железа 20 - 35 %, медистые песчаники с содержанием меди 0,3-0,4 %, золотоносные сланцы с содержанием золота 2-3 г на I т и др. Именно такого типа месторождения чаще всего образуются при региональном метаморфизме осадочных и вулканогенных пород.

Ведущее место в разработке теории метаморфогенного рудообразования принадлежит ученым Отделения металлогении ИГФМ АН УССР, под влиянием которых создана Всесоюзная научная школа по метаморфогенному рудообразованию. Развитие теории метаморфогенного рудообразования и внедрение вытекающих из нее разработок осуществляется в научных и производственных организациях Москвы, Ленинграда, Дальнего Востока, Казахстана, Средней Азии, Карелии, Забайкалья, Украины, Урала и КМА.

На Украине проведено четыре межведомственных всесоюзных совещания по метаморфогенному рудообразованию (1969, 1974, 1979 и 1982 гг.). В 1979 г. создана Комиссия по метаморфогенному рудообразованию при Научном совете по рудообразованию АН СССР.

Теория метаморфогенного рудообразования освещалась на международных симпозиумах по генезису рудных месторождений в Токио (1970 г.) и США (1978 г.), на сессиях Международного геологического конгресса в Индии (1964 г.), Канаде (1972 г.), Австралии (1976 г.).

Изданы крупные монографические труды по метаморфогенному рудообразованию [4, 8, 3, 6, II, I4, I2 и др.]. В 1978 г. в США была опубликована классификация метаморфогенных месторождений [21], а в 1980 г. – доклад об основных положениях теории метаморфогенного рудообразования [20].

Весь период изучения метаморфогенных рудных месторождений наша школа пользовалась научными советами, указаниями и поддержкой академиков В.И.Смирнова и А.В.Сидоренко.

Мотивы выделения метаморфогенного класса месторождений

Определение генетической группы или класса месторождений, как показала мировая геологическая практика, должно исходить из основных геологических процессов, происшедших в земной коре. С ними связано образование трех генетических групп горных пород: магматических, осадочных и метаморфических. Каждая группа пород образовалась в определенных геологических и термодинамических условиях, вызвавших соответствующие породо- и рудообразование. При магматических процессах формировались не только различные кристаллические породы – кислые, основные, ультраосновные, щелочные, но и соответствующие им рудные месторождения – магматические, карбонатитовые, пегматитовые, скарновые, плутоно-гидротермальные. Седиментация (осадконакопление) привела к образованию большой и разнообразной группы осадочных пород (известняков, песчаников, глинистых сланцев), с которыми связано формирование пластовых месторождений углей, железных, марганцевых, сульфидных и многих других руд.

Метаморфизм, приведший к преобразованию осадочных, вулканогенных и магматических пород, также является одним из основных геологических процессов при формировании земной коры. Он проходил в эндогенных условиях с различными термодинамическими параметрами, которым отвечают минеральные парагенезисы пород. Динамотермальный (региональный) метаморфизм и ультраметаморфизм привели к превращению осадочных и вулканогенных образований в метаморфические и ультраметаморфические породы – кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты. Метаморфизм вызвал широкую миграцию породо- и рудообразующих элементов, во многих случаях приведшую к возникновению рудных скоплений, достигающих размеров промышленных месторождений. По этим причинам метаморфогенные месторождения должны рассматриваться как самостоятельный класс, так как они наравне с магматогенными и осадочными генетически связаны с одним из основ-

ных геологических процессов развития и становления земной коры, приведшим к образованию метаморфической группы пород.

К метаморфогенным рудным месторождениям относятся первичные скопления металлов в осадочных и вулканогенных породах, которые в процессе метаморфизма изменены (приобрели определяющие руды технологические свойства) или возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вследствие перемещения и концентрации рудогенных элементов метаморфизуемых пород.

Метаморфогенные месторождения широко распространены на всех кристаллических щитах и древних платформах, реже они могут встречаться в фанерозойских складчатых сооружениях, подвергшихся в той или иной степени метаморфизму. Большинство известных месторождений железа, марганца, золота, меди, никеля, урана, платины, кианита и некоторые свинцово-цинковые на щитах и платформах образовались при вулканогенно-, осадочно-метаморфических и ультраметаморфических процессах. К метаморфогенным относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами на Австралийском (бассейн Хамерсли), Канадском (Верхнее озеро в США и Лабрадор в Канаде), Бразильском (Минас-Жерайс), Индийском (Сингхбумский и Бихарский районы), Балтийском (Кируна в Северной Швеции, Костамушское в Карелии и Заимандринское на Кольском п-ве) и Украинском (Кривой Рог) щитах, а также на Китайской платформе (Аньшанское), Воронежском кристаллическом массиве (КМА) и в других районах выходов докембрийских складчатых сооружений.

По запасам минерального сырья и промышленному значению метаморфогенные месторождения, приуроченные к докембрийским щитам и платформам, занимают ведущее место среди других месторождений мира.

Особенности геологического развития щитов

Новые материалы, полученные при изучении Украинского и Балтийского щитов, а также сопоставления, выполненные автором по материалам и личным наблюдениям на Канадском, Индийском и Австралийском щитах, позволили установить важные особенности геологического строения и истории развития докембрийских щитов.

1) Главная особенность состоит в том, что материки Земли в основном сложены докембрийскими породами, образующими щиты и платформы; значительное место занимают также в подвижных зонах фанерозойского периода развития.

2) Щиты и кристаллические основания древних платформ сложены глубоко измененными породами, образовавшимися при метаморфизме и ультраметаморфизме вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадоч-

ных образований догеосинклинальных, эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных подвижных зон.

3) Геологическое развитие в докембрии происходило в условиях самого раннего и длительного периода (более 3 млрд. лет) геологической жизни Земли, в пять раз превышающего все фанерозойские эпохи.

4) Для докембрия были характерны маломощная и мобильная кора Земли, высокая интенсивность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов, а также повышенный поток тепловой энергии, приведший к развитию метаморфизма и ультраметаморфизма пород.

История геологического развития докембрия отличалась от фанерозойской большей длительностью (свыше 3 млрд. лет), грандиозной интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментации, метаморфизмом и гранитизацией первичных вулканитов и седиментов, зарождением и развитием геосинклиналей. Эти особенности геологического развития были обусловлены наличием маломощной и мобильной коры Земли, повышенными потоками тепловой энергии из подкоровых зон и особенностями состава атмосферы и гидросферы. В ходе этих процессов произошло грандиозное накопление больших масс металлов (железа, урана, марганца, кобальта, никеля, золота) в докембрии, что не повторилось в таком виде в последующие геологические эпохи. Метаморфизм и ультраметаморфизм первичных пород вызвали не сравнимые ни с какими другими геологическими процессами перемещения и концентрацию рудных элементов в породах, щитах и платформах.

С целью раскрытия первичного характера современных пород, слагающих щиты, и выделения этапов геологического развития в докембрии нами разработаны новые принципы анализа геологического материала щитов. Эти принципы сводятся к следующему: а) "снятие" метаморфизма и гранитизации и реконструкция первичных осадочных и вулканогенных формаций; б) учет и систематизация изотопных геохронологических данных и особенно реперных определений, относящихся к четко выраженным стратиграфическим рубежам; в) анализ состава и условий образования мигматитов и гранитов с позиций ультраметаморфизма, реконструкция исходных пород, подвергшихся гранитизации; г) выделение интрузивных образований и выяснение их связи с гранитизацией и платформенной активизацией; д) анализ структурных планов складчатых структур [27].

Применив эти принципы к анализу геологического материала, мы получили возможность раскрыть историю геологического развития докембрийских складчатых зон щитов. Это позволило выделить три главных тектоно-метаморфических цикла, отвечающих периодам развития докембрия: догеосинклинальному - архейскому (3500 - 2600 млн. лет),

геосинклинальному – раннепротерозойскому (2600 – 1650 млн.лет) и платформенному – позднепротерозойскому (1650 – 650 млн. лет).

Для архейского цикла характерна грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея. В результате ее в настоящее время более чем на 60 % разрез архея образуют продукты метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Они представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами и продуктами их гранитизации – различного состава гранитоидами с останцами магматических пород. В конце архея появились осадочные породы, представленные в настоящее время кристаллическими сланцами, кварцитами, метаконгломератами и гнейсами.

В архее не установлены разрезы с набором геосинклинальных формаций. Для него характерно обилие концентрических структур, которые особенно отчетливо выявляются на космических снимках. Эти структуры иногда совпадают с зональными гнейсо-гранитоидными куполами, но в большинстве случаев остаются пока нерасшифрованными.

Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием железа, марганца, кобальта, никеля и меди, которые определили металлогению архейского цикла развития. Недостаток свободного кислорода в атмосфере в течение архея, по-видимому, способствовал разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению в больших количествах железа, кремния, марганца, урана и других металлов в водных бассейнах.

Для нижнепротерозойского цикла характерно изменение условий геологического развития, выразившееся в снижении интенсивности вулканизма и развитии процессов седиментации. Протерозойские образования щитов и кристаллических оснований древних платформ более чем на 80 % сложены седиментогенными породами, которые впоследствии при метаморфизме и ультраметаморфизме были превращены в кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы, мигматиты и граниты.

В геологическом развитии протерозоя по набору литологических формаций достаточно четко выделяются геосинклинальные подвижные зоны. Начальный, или ранний этап развития геосинклинальных зон является вулканогенно-седиментогенным, средний этап – складчато-метаморфическим и поздний – разломно-интрузивным.

Длительная геологическая история этого периода запечатлена в полных формационных рядах типичных геосинклинальных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных метаморфических и ультраметаморфических формаций. Наличие зональности в пространственном размеще-

Таблица I. Этапы геологического развития и металлогенические эпохи докембрия

Стратиграфическое подразделение	Этапы развития		Геологические процессы		Генетические типы рудных месторождений	Металлогеническая эпоха
Фанерозой 570±20 млн. лет			Осадконакопление и образование кор выветривания		Осадочные, россыпные, кор выветривания	Фанерозойская
Верхний протерозой (PR_2) 1650±50 млн. лет	Платформенный		Образование платформенных осадочных формаций. Магматическая и метасоматическая активизация		Осадочные, магматические, эндогидрогенные в зонах активизации	Позднепротерозойская
Нижний протерозой (PR_1) 2600±100 млн. лет	Геосинклинальный	Миогеосинклинальный	Отложение кластогенных и хемогенных осадков	Региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, протоактивизация	Метаморфизованные, метаморфические, ультраметаморфические, эндогидрогенные, в зонах протоактивизации	Раннепротерозойская
		Эвмиогеосинклинальный	Образование кластогенных осадков и основных вулканитов			
		Эвгеосинклинальный	Возникновение вулканитов с подчиненным количеством осадков			
Архей (AR) 3500 млн. лет	Догеосинклинальный		Образование вулканитов с подчиненным количеством осадков	Региональный метаморфизм, ультраметаморфизм	Вулканогенно-метаморфические	Архейская

нии структурно-формационных областей, важная роль в их образовании глубинных разломов – все это не оставляет сомнения в подлинности геосинклинального режима, господствовавшего в протерозое. Появление свободного кислорода и углерода в атмосфере и гидросфере привело к массовому образованию окислов и карбонатов железа, марганца, урана, кремния и других элементов, являющихся продуктами разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя.

Эти особенности геологического развития докембрия определили первичное накопление многих металлов, заложивших основу металлогении этого периода формирования земной коры (табл. I).

По геологическим и экспериментальным данным, а также на основании термодинамического анализа метаморфических пород и изучения гранитоидов выделяются два главнейших типа преобразования первичных вулканитов и седиментов в докембрии: региональный динамотермальный метаморфизм и региональный ультраметаморфизм.

Первичное накопление металлов в осадках и вулканитах

Главная причина первичного накопления металлов в породах докембрия – грандиозная вулканическая деятельность, в результате которой появились главным образом основные магмы, образовавшие мощные толщи основных пород спилито-кератофировой формации. Вулканические породы докембрия богаты железом, медью, кобальтом, никелем, хромом, титаном и ванадием. Основная часть металлов входила в решетку амфиболов и лишь незначительная их часть, особенно медь, никель и кобальт, связана с рассеянной сульфидной минерализацией.

Второй причиной первичного накопления металлов в породах докембрия являлась седиментация, получившая особенно большое развитие в раннем протерозое, в результате чего образовались мощные кластогенные, хемогенные и биогенные формации, богатые железом, медью, ураном, марганцем, титаном, никелем, цинком и другими металлами. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, в которой сконцентрировано более 70 % всех железных руд земного шара, месторождения золота, урана и меди в нижнепротерозойских конгломератах, равно как и метаморфические марганцевые, титановые и многие другие месторождения раннего протерозоя.

Большая часть металлов, сконцентрированных в осадочных и осадочно-вулканогенных породах докембрия, связана с основными вулканитами, которые поступали непосредственно в область седиментации как субмаринные образования либо попадали в осадки как продукты разрушения магматических пород.

Большие объемы осадочных и вулканогенных пород со значительны-

ми содержаниями в них многих металлов в виде микрорудных фаций [19] показывают, что рассеянные в породах металлы – неисчерпаемый источник для образования рудных концентраций при метаморфизме первичных осадочных и вулканогенных пород.

Миграция химических элементов в породах, вызванная динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом

Региональный динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм вызвали растворение различных составляющих исходных пород, их всеобщую перекристаллизацию, а при ультраметаморфизме еще частичное или полное переплавление и метасоматоз. Для низких ступеней метаморфизма характерны дегидратация пород и перекристаллизация большей части аутигенных минералов, что сопровождалось широкой подвижностью легкорастворимых элементов, в частности многих металлов. С усилением метаморфизма минералы, составляющие породы, подвергались растворению, а затем переплавлению. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникших при метаморфической дифференциации. Миграция первичного рудного вещества под влиянием этих процессов привела к перераспределению и концентрации рудогенных элементов.

Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие все докембрийские континенты Земли на всю толщу сиалической коры, вызвали огромного масштаба перемещение рудогенных элементов в породах. Получены многочисленные данные о подвижности рудных и нерудных компонентов осадочных и вулканогенных пород, подвергшихся региональному динамотермальному метаморфизму и ультраметаморфизму.

Выполненные нами экспериментальные работы по мобилизации металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами при температуре 300 ^{0}C и давлении 300 атм в разных средах показали: перемещение металлов в осадочных породах достигает 70 – 75 % первоначального их содержания, а в метаморфических – до 15 – 20 %; наибольшая мобилизация металлов происходит в кислой среде; вынос различных металлов неодинаков при равных условиях.

Проведенные подсчеты количества рудогенных элементов в породах различных фаций метаморфизма позволили установить общую закономерность уменьшения содержания металлов с усилением метаморфических фаций; наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от зеленосланцевой фации через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Эта общая закономерность выноса металлов при усилении ме-

таморфизма усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в отдельных метаморфических фациях. Так, ванадий, цинк, медь проявляют отчетливую тенденцию к накоплению в гранулитовой фации; марганец, частично медь и цинк – в амфиболитовой и гранулитовой; свинец, уран и кобальт – в эпидот-амфиболитовой фации. Еще более усложняется эта закономерность при метаморфическом изменении различных пород – терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов (литофильные, халькофильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма. В этих же условиях накапливаются халькофильные элементы, благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, хотя для некоторых районов известно образование медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой фации. Сидерофильные элементы чаще концентрируются в породах высоких ступеней метаморфизма, однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды, отлагавшиеся в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие элементы этой группы можно назвать "космополитами", так как вследствие изменяющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма /9/.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивной подвижностью рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение содержания большинства металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, из которых они образовались.

При ультраметаморфизме пород возникли гранитоиды двух типов: палингенные – при метаморфической перекристаллизации пород и реоморфические – перемещенные. Установлена общая закономерность миграции рудогенных элементов при гранитизации, состоящая в следующем: а) в палингенных гранитоидах сохраняется или снижается содержание рудогенных элементов по сравнению с метаморфическими породами, из которых они образовались; б) в реоморфических гранитоидах и особенно в метасоматитах и некоторых жильных образованиях наблюдается значительное накопление многих рудогенных элементов.

При гранитизации за счет постгранитизационных растворов возникали метасоматиты, представленные альбититами, грейзенами, эгиринитами, карбонатитами, листвинитами и березитами. По геологическим и изотопным данным, метасоматиты и жилы образовались в завершающие

этапы ультраметаморфизма. В метасоматитах и жильных образованиях встречаются месторождения бериллия, ниобия, тантала, урана, полиметаллов и многих других элементов. Генетически эти месторождения связаны с процессами гранитизации метаморфических пород и рассматриваются как гидротермальные постгранитизационные месторождения. Источниками рудогенных элементов при образовании этого типа месторождений были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму и гранитизации.

Описанная закономерность миграции элементов в породах, вызванная метаморфизмом и ультраметаморфизмом, - главная причина образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, которая является потенциально рудоносной и перспективной для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах.

Рудообразование

Рудообразование, возникающее при метаморфизме, имеет свои особенности. Оно вызвано изменением физико-химических условий метаморфизма. Выделяются четыре типа метаморфогенного рудообразования.

I. Перекристаллизация исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму, в некоторых случаях приводит к образованию полезного ископаемого, вследствие приобретения породой технологических свойств, определяющих руды. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси водных соединений железа и кремнезема) образовались магнетитовые кварциты, роговики и джеспилиты - железные руды; из глинистого сланца, богатого алюминием, - кианитовые породы, являющиеся рудой для производства алюминия; из углеродистого сланца - графитовые руды и т.д.

2. Вынос из породы безрудных компонентов осуществляется в условиях пластического сжатия. Он сопровождается сближением рудных минералов или прослоев, что приводит к превращению породы в руду. Это широко распространенный процесс образования метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов. Сущность его состоит в том, что щелочными водами растворяется кварц и выносится кремнезем, разрушаются частично или полностью прослои, сложенные кварцем; при этом остающиеся рудные прослои сближаются и образуют богатую руду. Это происходило в зонах тектонического сжатия, вызывающего усадку материала породы, образование плойчатости и кристаллизацию первичной породы. Так образуются остаточно-метаморфические руды.

3. Метасоматическое замещение не-

рудных минералов пород рудными характерно для большинства разновидностей метаморфических месторождений. Рудоотложение при этом происходит вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором, которые вызываются нарушением равновесного состояния раствора и породы в связи с изменением внешних причин (температуры и давления) при фильтрации и диффузии раствора через породы, а также активной реакцией растворенных веществ с компонентами породы. Метасоматическое замещение, происходящее в условиях пластической деформации, отличается от обычного тем, что здесь не сохраняется равенство объемов. Объем вынесенных нерудных компонентов часто бывает значительно больше, чем образованных рудных материалов. При этом новообразование отличается повышенной пористостью, а иногда вследствие сжатия и усадки, сопровождающих этот процесс, образуются плотные руды с объемом гораздо меньшим, чем первоначальная порода.

4. Выполнение полостей породы рудным материалом происходит вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе, что приводит к их взаимной реакции и образованию нерастворимых в этих условиях соединений в виде рудных минералов. Причиной этого обычно является изменение одного из параметров равновесия: охлаждение раствора или изменение флюидного давления в системе, что приводит к химическому взаимодействию растворенных веществ. Этот тип рудообразования характерен для аллохтонных метаморфических месторождений, довольно редко он встречается среди ультраметаморфических месторождений.

Условия образования метаморфогенных месторождений

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного сочетания многих факторов: исходного состава метаморфизуемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов, форм их нахождения, а также режима температуры и давления и активности растворов при метаморфизме.

В строении земной коры кристаллических щитов, по геологическим и геофизическим материалам, выделяются два различных по составу и строению слоя (или поля). Один из них, расположенный преимущественно у поверхности щитов, сложен существенно метаморфическими породами, другой слой – гранитоидных пород находится ниже первого (на различной глубине). Соответственно каждый из этих слоев при своем формировании сопровождался образованием различных типов метаморфогенных месторождений. В верхнем слое среди метаморфических пород, образовавшихся при региональном метаморфизме, находятся метаморфизован-

ные и метаморфические месторождения, а в гранулитовом слое – месторождения, генетически связанные преимущественно с ультраметаморфизмом.

Метаморфизованные месторождения образовались в два этапа: к первому (дометаморфическому) относится накопление рудных компонентов в породах при вулканогенно-седиментационных процессах; ко второму (метаморфическому) – изменения минерального состава месторождения, вызванные растворением и перекристаллизацией первичных пород с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта вследствие собирательной перекристаллизации. Для таких месторождений характерны рудные пласты, уплощенные линзы и пластовые стратиформные залежи среди пород, близких по составу к рудам и отличающихся от них главным образом содержанием рудных компонентов. Рудные залежи и вмещающие их породы относятся к одним осадочным или осадочно-вулканогенным формациям, а парагенезисы минералов пород и руд – к одним метаморфическим фациям. Метаморфизм изменил первичную минеральную форму нахождения элементов, которая определяет технологические свойства руд (магнетитовые, кианитовые, графитовые и др.). Примерами метаморфизованных месторождений являются железистые роговики, джеспилиты и кварциты, развитые на многих щитах мира; марганцевые месторождения Индии; полиметаллические – Австралии; золотые, медные, урановые – в конгломератах, песчаниках и сланцах протерозоя в Канаде, Бразилии, Южной Африке и многих других странах.

Метаморфические месторождения образовались при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизуемых пород, имевшей аллохимический характер. Обособление рудоносных флюидов и гидротермальных растворов происходило во время перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород. Рудные и безрудные компоненты, не вошедшие в кристаллические решетки метаморфических минералов, приобретали подвижность, переходили в раствор или флюид. Перемещение рудоносных флюидов и растворов, как отложение рудного вещества и формирование рудных залежей, происходило в открытых полостях или при метасоматическом замещении пород в тектонически подготовленных зонах; иногда руды образовывались благодаря выносу безрудных компонентов породы (остаточно-метаморфические).

Метаморфические месторождения формируются либо непосредственно в толще материнских пород (автохтонные), либо размещаются в ближайших к ним толщах метаморфических пород (аллохтонные). Закономерности размещения этих месторождений определяются в основном метаморфическими, первичными и осадочно-вулканогенными факторами, а также

развитием протоструктур в породах. Примерами метаморфических руд являются остаточно-метаморфические железные руды Криворожского бассейна и КМА, а также многочисленные месторождения богатых руд меди, полиметаллов, урана и др.

Ультраметаморфические месторождения образовались при палингенезе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафторитами (альбититами, лиственитами, березитами), образующими часто тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии метаморфизма.

Процесс полного или частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород осуществляется под действием флюидов, содержащих кремний, алюминий, натрий, калий. В процессе гранитизации эти флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, высвобождавшимися из первичных пород и не вошедшими в состав новых минералов, слагающих мигматиты и граниты.

Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования

Метаморфизм и ультраметаморфизм горных пород осуществлялись при воздействии температуры, давления и химически активных растворов, являющихся главными факторами метаморфогенного рудообразования. Активность растворов зависит от содержания в них углекислоты, щелочей и кислорода. По мере развития процесса метаморфизма изменялись состав и физико-химические параметры растворов, что определяло различные условия рудообразования.

Метаморфизованные и большая часть метаморфических месторождений (автохтонные) формировались в тех физико-химических условиях, что и породы, среди которых они залегают. Другая часть метаморфических (аллохтонных) и ультраметаморфические месторождения образовались на заключительных этапах процессов и являются постметаморфическими и постультраметаморфическими.

Физико-химические условия рудообразования - это важный критерий для раскрытия генетических особенностей и закономерностей размещения метаморфогенных месторождений.

Изучение газово-жидких включений в рудных минералах или нерудных, парагенетически с ними связанных, из различных метаморфогенных месторождений [1, 9, 10, 13, 16] свидетельствует о значительной амплитуде температур метаморфогенного рудообразования, меняющихся в интервале от 70 - 100 до 600 - 800 °С.

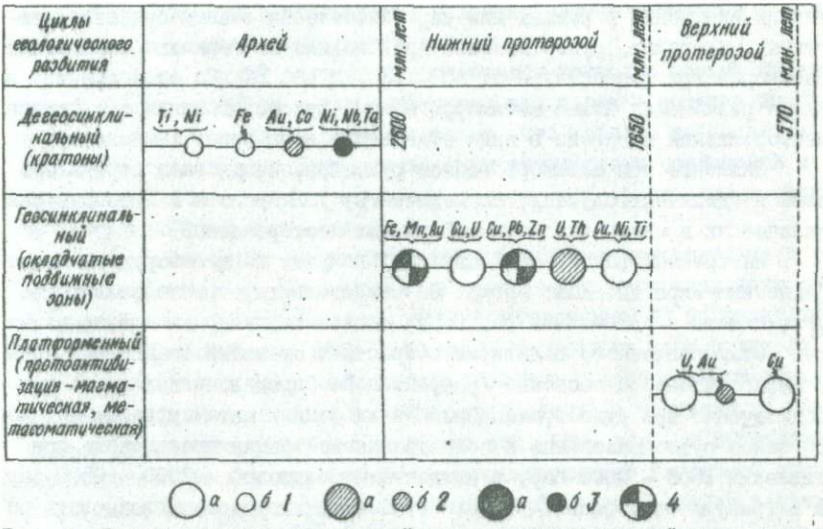


Рис. I. Схема размещения метаморфогенных месторождений по циклам геологического развития докембрия:
I – метаморфизованные: а – крупные, б – средние и мелкие месторождения; 2 – метаморфические: а – крупные, б – средние и мелкие месторождения; 3 – постультраметаморфические: а – крупные, б – средние и мелкие месторождения; 4 – месторождения всех метаморфогенных подклассов

По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфические месторождения можно разделить на три группы. Первая группа отвечает фациям низких температур (от I00 – I20 до 450 ^{o}C) – дозеленосланцевой и зеленосланцевой. Вторая группа соответствует фации средних температур (от 400 – 450 до 650 ^{o}C) – эпидот-амфиболитовой. Третья группа отвечает фациям высоких температур (от 600 до 800 ^{o}C) – гранулитовой, амфиболитовой и фациям дистеновых гнейсов и амфиболитов. Такое деление на группы по температурам образования рудных минералов справедливо только для метаморфизованных месторождений и для части метаморфических, которые образовались в прогрессивную стадию динамотермального метаморфизма (автохтонные месторождения).

Для аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических месторождений температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В подавляющем большинстве это месторождения, возникшие при метасоматозе (альбитизация, лиственитизация, березитизация) или выполнении полостей трещин в горных породах. Как можно судить по данным изучения газово-

жидких включений в рудных или парагенетически с ними связанных нерудных минералах, рудоотложение происходило из горячих (термальных) растворов при температуре от 80 - 120 до 400 °С. По этой причине на схеме размещения полей метаморфогенного рудообразования эта группа месторождений выделена в виде отдельного поля (рис. I, поле о).

Давление при метаморфогенном рудообразовании было определено лишь в единичных случаях: по количеству углекислоты в газово-жидких включениях в минералах метаморфогенных месторождений.

Интересный фактический материал получен по железорудным месторождениям Украины, КМА, Урала. Он свидетельствует, что количество углекислоты в остаточных растворах железистых кварцитов и железных руд метаморфического подкласса возрастает от зеленосланцевой фации к амфиболитовой и особенно гранулитовой. Определены давления, господствующие при рудообразовании в этих фациях метаморфизма. Метаморфогенное рудообразование в зеленосланцевой фации происходило при давлении 1500 - 2000 бар, в эпидот-амфиболитовой - 2000 - 2500 бар, а в гранулитовой фации - 4200 - 4400 бар; плотность углекислоты во включениях равнялась 0,796 - 0,851 г/м^3 [9].

Получены данные о давлениях, при которых образовались урановые месторождения альбититовой формации (температура их образования достигает 120 - 320 °С), относящиеся к подклассу ультраметаморфических месторождений. Для парагенезиса альбита и кварца в водно-солевых растворах с переменным количеством углекислоты давление минералообразования равняется 600 - 800 бар [13].

Метаморфогенные месторождения образовались в большинстве на значительных глубинах, достигающих нескольких километров от поверхности, а размах оруденения для метаморфизованных и метаморфических месторождений составляет 6 - 8 км, для постгранитизационных - 2 - 2,5 км. Плутоно-гидротермальные среднетемпературные месторождения образовались при давлении 400 - 500 бар, а низкотемпературные - при давлениях в пределах первых сотен бар.

Эти данные, хотя и недостаточные для окончательного суждения, все же указывают на отличие метаморфогенных месторождений от плутоно-гидротермальных.

Рудообразующие растворы и их источники. Во всех случаях рудообразования метаморфические активные растворы принимали самое непосредственное участие в химических реакциях, которые при благоприятных тектоно-физических условиях приводили к рудообразованию. Растворы доставляли к местам рудоотложения значительные, порою огромные количества металлов, измеряемые десятками и сотнями миллионов, а иногда и миллиардами тонн. Такую огромную работу растворы могли со-

вершить только при благоприятных условиях выноса элементов и рудоотложения в течение длительного времени.

Изучение жидких включений в минералах показало весьма низкую концентрацию металлов в рудообразующих растворах – порядка тысячных и сотых долей грамма на литр. Известно, что металлы переносятся большей частью в виде легкорастворимых комплексных соединений и осаждаются только тогда, когда образуются труднорастворимые продукты химической реакции – минералы.

Флюиды и водные растворы формировались при метаморфизме и ультраметаморфизме: а) из свободной и связанной в минералах воды; высвобождавшейся из породы вследствие дегидратации; б) из подкоровых глубинных (ювенильных) вод, являющихся носителями конвективного тепла, которые могли быть химическими агентами рудообразующих флюидов и растворов; в) из вадозных (инфильтрационных) и реликтовых, часто сильно минерализованных и подогретых вод. Воды поровых пространств, выделявшиеся из породы, вместе с вадозными водами глубинной циркуляции были главными составляющими метаморфических растворов низких фаций метаморфизма. Воды, связанные в гидратных минералах, и ювенильные воды составили растворы и флюиды средних и высоких фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Главнейшие свойства растворов и флюидов, возникающих при метаморфизме и ультраметаморфизме, – высокая температура и неравновесное физико-химическое состояние с вмещающими породами – явились причиной их минерализации и превращения в рудообразующие растворы.

Источники рудообразующих веществ. Для метаморфизованных месторождений источниками рудного вещества являются породы, среди которых находятся эти месторождения. Рудоносные породы отличались от нерудоносных лишь более высоким содержанием металла. Метаморфизм этих месторождений не сопровождался привносом или выносом рудных компонентов, а состоял в перекристаллизации и некоторой перегруппировке рудного материала, вследствие чего порода или руда часто приобретала новые технологические свойства и в связи с этим становилась промышленным месторождением. Совершенно очевидно, что руды метаморфизованных месторождений были образованы за счет осадочных или вулканогенных пород, содержащих металлы.

Для метаморфических месторождений не всегда можно установить природу рудного вещества с достаточной достоверностью. Приведем некоторые доказательства природы рудного вещества для этих месторождений.

I. Метаморфические месторождения во многих случаях сохраняют геохимические особенности, характерные для пород, среди которых они

залегают. При этом рудные тела указанных месторождений имеют разнообразную форму, но во всех случаях отвечают геохимическим особенностям вмещающих пород.

2. Нами изучен изотопный состав серы сульфидов из руд и пород Криворожского бассейна, слагающих согласные прослои, секущие жилы и метасоматические зоны. Полученные данные показали, что изотопные соотношения серы для сульфидов согласных прослоев и секущих кварц-сульфидных, сульфидно-карбонатных и сульфидных жил находятся в поле биогенной серы. Очевидно, остаточные метаморфические растворы, которые обусловили образование секущих жил альпийского типа, выносили из метаморфических пород серу первичного биогенного происхождения.

3. Проведенные подсчеты рудогенных элементов в первичных осадочных и вулканогенных породах, изучение их подвижности при метаморфизме и ультраметаморфизме показали общее уменьшение количества рудогенных элементов по мере развития метаморфизма и гранитизации, что свидетельствует о мобилизации и аккумуляции подвижных металлов при этих процессах.

Все это дает основание считать, что породы, подвергшиеся метаморфизму, явились источником рудного вещества для образования метаморфических рудных месторождений.

Об источниках рудного вещества для ультраметаморфических месторождений можно судить по следующим данным.

I. Широко развитые на кристаллических щитах различные диафториты (альбититы, лиственниты, березиты, карбонатиты и др.) и связанное с ними оруденение приурочены к разломным и складчатым структурам. Протяженность диафторических - тектоно-метасоматических зон часто во много раз превосходит толщину земной коры, а парагенезисы минералов рудоносных метасоматитов однотипны и прослеживаются на многие десятки и сотни километров.

2. Установлена приуроченность рудных зон к глубинным разломам, подтверждающаяся резким (на 15 - 20 км) градиентом мощности земной коры (по данным ГЗС).

3. Метасоматиты и жильные образования представлены главным образом натриевыми минералами (альбитом, эгирином, рибекитом и др.) и в меньшей степени - калиевыми (калиевыми полевыми шпатами). В этих зонах порою накапливались огромные количества натрия и меньше калия. В зальбандах тектоно-метасоматических зон наблюдаются широкие ореолы калиевого метасоматоза в гранитоидах, выраженного заменой в полевых шпатах натрия на калий. Это свидетельствует о мобилизации натрия растворами из гранитоидов для образования альбититовых зон, а не о привносе его из подкоровых глубин.

4. Магнетиты, встреченные как новообразования в щелочных метасоматитах (альбититах и эгиритах) Криворожского бассейна, имеют значительно более высокие отношения изотопов кислорода, чем гидротермальные постмагматические воды. Это подтверждает участие метаморфических (гидротермальных) вод в метасоматическом рудообразовании.

5. Наиболее интенсивное развитие метасоматитов наблюдается на площадях распространения пород, достигших амфиболитовой фации метаморфизма и интенсивно гранитизированных. Такие изменения пород, как было указано выше, вызвали наибольшую подвижность в них рудогенных элементов.

Приведенные данные подтверждают возможность мобилизации рудного вещества из вмещающих метаморфических пород и гранитоидов при образовании рудных метасоматитов, а также участие метаморфических растворов в образовании метасоматитов. Однако большая протяженность рудных метасоматитов, связь их с глубинными разломами, однотипность парагенезисов на больших расстояниях позволяют предполагать также и участие ювенильных подкоровых или нижнекоровых источников рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений.

Классификация метаморфогенных месторождений

Метаморфизм – геологический процесс образования метаморфических пород – вызвал широкую миграцию породо- и рудообразующих элементов, что во многих случаях привело к формированию новых типов рудных месторождений, обладающих своими особенностями залегания и размещения в земной коре.

Выше нами приведены мотивы выделения метаморфогенных месторождений в самостоятельный генетический класс, наравне с магматогенным и осадочным. В предложенной генетической классификации метаморфогенного класса месторождений [5] все месторождения по вертикали подразделяются по термодинамическим условиям на три метафациальные серии: месторождения, образовавшиеся в условиях фаций низких температур (100 – 450 °С) – дозеленосланцевой и зеленосланцевой; в условиях фации средних температур (450 – 650 °С) – эпидот-амфиболитовой; в условиях фаций высоких температур (650 – 850 °С) – амфиболитовой и гранулитовой. По горизонтали класс метаморфогенных месторождений подразделяется на три подкласса: метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений, с последующим подразделением каждого подкласса на группы.

Закономерности размещения метаморфогенных месторождений

Рассмотренные выше условия образования метаморфогенных месторождений показали, что закономерности размещения их принципиально отличаются от закономерностей размещения других групп эндогенных месторождений.

Метаморфогенные месторождения не тяготеют к интрузивным массивам, не образуются вокруг или среди них, более того, они размещаются чаще всего среди метаморфических пород, где вообще нет интрузивов. Установлены следующие основные закономерности размещения метаморфогенных месторождений на докембрийских щитах:

I. Большинство метаморфогенных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород нижнепротерозойского геосинклинального цикла геологического развития, значительно реже они встречаются в породах архейского догеосинклинального цикла и верхнепротерозойского платформенного цикла (см. рис. I).

2. Структурно-фациальные протерозойские зоны, которые развились из троговых геосинклиналей и сложены метаморфическими кластогенными, хемогенными и вулканогенными породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, наиболее рудоносны для метаморфогенных месторождений железа, марганца, меди, свинца, урана, золота и других металлов; менее рудоносны породы гранулитовой фации метаморфизма для большинства типов месторождений. Месторождения богатых железных руд типа криворожских в СССР или Супериор в США, за редким исключением, находятся среди железисто-кремнистых пород нижнего протерозоя зеленосланцевой фации метаморфизма миогеосинклинального образования.

3. В тектоно-метасоматических зонах протоактивизации, генетически связанных с завершающими стадиями процесса гранитизации, размещаются многочисленные редкометальные месторождения.

Разработанная теория метаморфогенного рудообразования применяется при изучении рудных районов и отдельных рудных месторождений. Имеются работы, посвященные изучению железных руд [6], урана [7, 12], марганца [14], глиноземистого сырья [11]. В частности, с позиций метаморфогенного рудообразования приведен анализ всех материалов по железным рудам Криворожско-Кременчугского, Приазовского, Орехово-Павлоградского, Побужского и других районов Украинского щита, что позволило: а) дать оценку железных руд Украинского щита, разработать их генетическую классификацию и рекомендовать поисковые критерии промышленных типов руд этого региона; б) определить перспективы выявления новых рудных площадей и пути повышения эффективности поисковых и геологоразведочных работ.

Далее укажем на необходимость дальнейшего развития и совершенствования теории метаморфогенного рудообразования. Это следует делать прежде всего на фактических материалах, которые в большом количестве получают при разведке и эксплуатации месторождений, при углубленном изучении минерального состава пород и руд методами изотопии, электронной микроскопии и многими другими, ныне известными методами. Необходимо совершенствовать экспериментальные работы по моделированию процессов рудообразования в термодинамических условиях, отвечающих геологическим процессам.

Ближайшей задачей по изучению метаморфогенного рудообразования является выяснение: роли прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма в рудообразовании; рудообразования, вызванного ультраметаморфизмом, и его соотношения с плутоно-гидротермальным; рудообразование в условиях дозеленосланцевого метаморфизма.

Некоторые проблемные вопросы теории метаморфогенного рудообразования

Новый геологический и экспериментальный материал, полученный в последние годы, способствовал широкому обсуждению некоторых вопросов теории метаморфогенного рудообразования на IУ Межведомственном совещании в г. Виннице.

Роль прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма в рудообразовании. Прогрессивная стадия метаморфизма характеризуется наращиванием P и T, приведших к перекристаллизации первичных осадочных и вулканогенных пород, подвергшихся метаморфизму. Эта стадия метаморфизма характеризуется изохимической направленностью, в ней господствовали условия перекристаллизации пород и вынос породо- и рудообразующих компонентов.

По этой причине многие исследователи считают невозможным рудообразование при прогрессивной стадии метаморфизма.

Однако с этим согласиться нельзя. Имеются наблюдения и аналитические данные наши и многие других исследователей, свидетельствующие не только о миграции химических элементов в породах в ходе их прогрессивного метаморфизма, но и образование новых минералов, в том числе рудных. Приведем некоторые данные.

Л.Н.Овчинниковым и А.А.Кременицким (1981) по фактическим данным установлен вынос редких щелочных металлов в метабазитах и метапелитах высокотемпературных зон, а А.А.Маракушевым доказана доминирующая роль аллохимического метаморфизма на всех стадиях развития метаморфических эвгеосинклинальных поясов (1973).

По данным А.М.Блоха (1981) – высвобожденные диссипативные воды

из микропространств при перекристаллизации породы активно образуют сверхвысококонцентрированные растворы и являются главным агентом массопереноса при рудообразовании.

Микропористая система порода – вода в условиях метаморфизма характеризуется отсутствием равенства интенсивных параметров по всем ее частям и потому относится к неравновесным системам и могущим стать ареной мобилизации и массопереноса компонентов породы.

Это позволило ему сделать вывод о том, что при отсутствии равновесия в системе в целом состояние в каждом отдельно взятом малом участке каждый момент могут возникнуть равновесные условия и осуществляться минерало- и рудообразование.

Вынос SiO_2 при перекристаллизации железисто-кремнистых пород и образование богатых железных руд остаточно-метаморфического типа хорошо изучены в Криворожском бассейне (Я.Н.Белевцев, 1955, 1959 гг.).

Н.П.Ермолаев (1980), А.М.Жукова и др. (1980) установили, что прогрессивный метаморфизм, разрушая первичные минералы породы, высвобождает рассеянные микроэлементы, переводит их в миграционную форму, способную к геохимической миграции и дальнейшему рудообразованию. Это последнее должно осуществляться в отдельных благоприятных литолого-тектонических (физико-химических) условиях.

Изохимичность метаморфизма несомненна для крупных толщ, серий и свит или геологических объектов, захваченных региональным метаморфизмом. Однако для отдельных пластов, горизонтов и прослоев или их участков, имеющих различный состав, метаморфическое растворение и перекристаллизация пород вызовут миграцию элементов в сторону выравнивания состава пород и обогащение метаморфических растворов химическими компонентами, не вошедшими во вновь образованные кристаллические решетки минералов. Синметаморфические тектонические движения пород, выразившиеся в складкообразовании, создавали зоны разуплотнения, по которым направлялись потоки метаморфических растворов. Это подтверждается формированием железорудных залежей среди джеспилитов на участках сложной складчатости. Здесь в многочисленных проницаемых местах, чаще на контактах сланцев и джеспилитов, хорошо изучены вынос SiO_2 и сохранение Fe, которые привели к образованию железорудных залежей. При этом магнетит относится к одной генерации, в руде и вмещающих джеспилитах он одинаков по величине, форме выделения и микропримесям (Белевцев, 1955, 1959 гг.).

Перекристаллизация пород во время прогрессивного метаморфизма во многих случаях является сама рудообразующим процессом. Так, первичные илисто-глинистые и железисто-кремнистые осадки при метамор-

фической перекристаллизации превращаются в магнетит-сланцевые породы или магнетитовые кварциты (джеспилиты), представляющие собой типичные метаморфизованные месторождения рядовых железных руд.

Таким образом, с прогрессивной стадией метаморфизма генетически связано образование как метаморфизованных, так и метаморфических (автохтонных) месторождений вследствие повышения концентраций рудного вещества в метаморфизуемых породах.

В регрессивную стадию метаморфизма образуются метаморфические (аллохтонные) месторождения под влиянием рудных метаморфических растворов. Последние перемещаются из зон высокого метаморфизма в более низкие фации, распространяются по проницаемым - тектонически подготовленным породам и проявляются чаще всего в виде рудоносных метасоматитов (березитов, лиственитов, альбититов и др.) и жильных образований (пегматитовых, кварцевых, карбонатных и др.).

Рудообразование, вызванное ультраметаморфизмом. Ультраметаморфические месторождения формируются при палингенезе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов в смятых проницаемых зонах пород. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматитами и различными диафторитами (альбититами, лиственитами, березитами и др.), образующими тектонометасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерных для регрессивной стадии метаморфизма.

Ультраметаморфизм в настоящее время рассматривается как сложный процесс переплавления, перекристаллизации, магматического и метасоматического преобразования метаморфических (первично-осадочных и вулканогенных) пород.

Ультраметаморфизм проявлен с различной интенсивностью на всех щитах мира. Наиболее широко он развит в породах архея и нижнего протерозоя, менее - в верхнем протерозое.

В области, охваченной ультраметаморфизмом, возникали остаточные растворы, в основе которых были метаморфические флюиды, измененные во время перекристаллизации и переплавления пород. Эти растворы обогащались рудными и нерудными элементами, не вошедшими в кристаллические решетки минералов пород, образованных при ультраметаморфизме.

В благоприятных случаях остаточные растворы могли приобретать свойства рудных растворов.

Постгранитизационные флюиды и растворы, содержащие железо, марганец, кальций, натрий, калий, редкие и цветные металлы, поднимались по зонам дробления в область расслоенных метаморфичеких пород и по пути могли еще обогащаться новыми элементами.

Установлены особенности месторождений, образовавшихся при ультраметаморфизме, по которым их можно отличить от плутоно-гидротермальных.

I. Размещение залежей контролируется протяженным складчато-трещинными структурами, которые нередко развиты по относительно узким зонам смятия - милонитам, катаклазитам или бластомилонитам. Такие рудоносные зоны во многих случаях протягиваются на десятки и даже сотни километров среди метаморфических и ультраметаморфических пород, на которые они наложены как метасоматические образования.

2. Фронт метасоматитов обычно достаточно широк, что привело к коренному изменению вмещающих пород, в то время как рудные образования занимают в нем относительно небольшое место.

3. Месторождения этого типа расположены среди метаморфических пород вблизи полей гранитизации или непосредственно в гранитоидах. Интрузии в этом районе либо отсутствуют, либо имеют более поздний возраст, чем метаморфизм и рудообразование.

Приведенные выше критерии отличия ультраметаморфических месторождений от постмагматических, хотя не всегда являются исчерпывающими, во всех случаях позволяют установить генетический тип месторождения.

В процессе ультраметаморфизма пород коры естественно полагать, что образовавшаяся при расплавлении пород кислая магма при определенных тектонических условиях могла перемещаться по ослабленным зонам и образовывать плутонические очаги. Кристаллизация магмы в этих очагах могла привести к образованию плутоно-гидротермальных рудных месторождений.

Таким образом, плутоно-гидротермальные месторождения могут возникать среди метаморфических пород щитов и они должны рассматриваться, по-видимому, не иначе, как частный случай ультраметаморфического рудообразования.

Рудообразование в условиях дозеленосланцевого метаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных пород. На третьем и четвертом совещаниях по метаморфогенному рудообразованию широко обсуждалась проблема рудообразования в условиях дозеленосланцевого изменения осадочных и вулканогенно-осадочных пород (*Белевцев* - 1981; *Горошников*, Курило - 1981; Горьковец - 1981; Щербань - 1981; Берикболов и др. - 1981 г.).

В опубликованных работах показано, что в ряде районов среди измененных в условиях эпигенеза и метагенеза осадочных и осадочно-вулканогенных пород образуются полиметаллические, медные, медно-никелевые и другие месторождения. По экспериментальным данным уста-

новлен интенсивный вынос рудогенных элементов растворами в кислой среде при температуре 100 и 300 °С.

Среди пород докембрия и фанерозоя выделяется большая группа эпигенетически измененных осадочных и вулканогенных пород, содержащих многочисленные месторождения черных, цветных и редких металлов. Последние составляют большую группу месторождений, известных под названием телетермальных. Они широко распространены на всех континентах, изучаются и разрабатываются, но нуждаются в детальном исследовании и генетической переоценке. Рудовмещающие породы этих месторождений обычно изменены в различных фациях регионального эпигенеза, которые определяются как сообщества пород близкого минерального состава, характеризующиеся совокупностью новообразованных структурно-минеральных признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных стадиях эпигенетического развития пород. Эти фации не соответствуют метаморфическим фациям в понимании Эскола, а стадиям регионального эпигенеза, отвечающим определенным семействам пород.

Выделяются следующие фации (стадии) регионального дозеленосланцевого метаморфизма: а) эпигенез; б) метагенез. Метагенез, по одним данным, соответствует наиболее низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, по другим - является переходным процессом от эпигенеза к метаморфизму.

Факторами образования различных фаций эпигенеза являются: а) глубина погружения пород или p-T-условия; б) исходный минеральный состав; в) химическая активность растворов, определяющих метасоматические изменения.

Рудные месторождения образовались под влиянием гидротермальных растворов при температуре 100 - 300 °С. Такие месторождения не имеют связи с магматическими очагами, хотя во многих классификациях эндогенных рудных месторождений их относят к гидротермальным (телетермальным) низкотемпературным образованиям.

По мнению американских и многих наших ученых телетермальные месторождения образовались из гидротермальных растворов, которые мигрировали на большие расстояния от магматического источника и потеряли запасы тепла и химическую активность. Эти месторождения просты по минеральному составу, не имеют хорошо выраженных околорудных изменений и представлены стратиформными и жильными телами.

В настоящее время генезис телетермальных месторождений рассматривается по разному.

I. Магматогенно-гидротермальный. Месторождения этой группы связаны с залегающими на глубине массивными изверженными породами

Таблица 2. Температура кристаллизации пород и прожилков

Породы	Температура гомогенизации, °С	
	Минералов породы	Минералов-прожилков
Органогенно-глинистый известняк из таврической свиты с прожилками кварца	100	Кальцит, 140-220
Известняк мраморизованный из Балаклавского карьера (Крым)	Выделение кальцита в основной массе породы, 120-140	210
Антрациты, полуантрациты и вмещающие их породы Донбасса	170-240	Кварц, 150-350
Длиннопламенные угли и вмещающие их породы Донбасса	70-90	Кварц, 150-350
Киноварь и другие рудные минералы Никитовского месторождения	110-140	Кварц, 150-350

Таблица 3. Вынос суммы рудных и нерудных элементов из различных пород

Р-Т-условия опытов	Кварц-слюдистая порода	Кварц-хлоритовый микросланец	Кварц-плагиоклазо-мусковитовая порода	Карбонат-кварц-хлоритовая порода	Биотитовый гнейс
Т = 300 °С Р = 300 бар	31,9	24,9	23,7	21,3	25,5
Т = 100 °С Р = 100 бар	16,7	13,8	13,2	11,9	15,5

(Вольфсон, Захаров, Князев, Смирнов). Авторы аргументируют это следующим: а) наличием на некоторых месторождениях секущих рудных тел наряду с пластовыми; б) некоторые изменения боковых пород, выраженные в окварцевании, серицитизации и каолинизации; в) стадийностью формирования руд, представленных иногда несколькими парагенезисами; г) относительно высокая температура минералообразования - по данным гомогенизации газово-жидких включений от 50 до 100 и 200 °С.

2. Осадочный сингенетический генезис месторождений подтверждается обычно площадным характером распространения, стратиграфической приуроченностью, пластовой формой рудных тел, отсутствием вблизи изверженных пород и тектонического контроля оруденения (Константинов, Попов, Рутье).

3. Осадочно-метаморфический генезис подтверждается первично осадочным пластовым сингенетическим накоплением рудного материала

и его перемещением при диагенезе, эпигенезе и низкотемпературном метаморфизме (Горжевский, Домарев, Шнайдерман).

4. Эпигенетическое образование месторождений под действием химически активных подземных вод глубинной циркуляции (А.И.Германов, Ч.Девидсон и др.).

Нами изучены месторождения полиметаллов Нагольного кряжа в Донбассе, некоторые месторождения Центральных Карпат, Казахстана, Кавказа и других районов, а также породы таврической свиты Крыма, прошедшие эпигенетические изменения, известняки Балаклавского месторождения, песчаники, алевролиты и аргиллиты угленосной серии Донбасса. Все эти породы отнесены к осадочным, но они значительно изменены в условиях глубинного эпигенеза. Это подтверждается тем, что значительная часть основной массы породы раскристаллизована, породы рассечены прожилками, состоящими из кварца, кальцита или других минералов, обычно преобладающих в основной массе породы.

Температуры кристаллизации пород и прожилков определены методом гомогенизации газово-жидких включений минералов основной массы породы и минералов в прожилках (табл. 2).

Экспериментальными работами в Секторе металлогении АН УССР установлен активный вынос рудных и нерудных элементов из песчаников, алевролитов и аргиллитов Донбасса, Карпат, Казахстана при температурах 100 и 300 ^{o}С, давлении соответственно 100 и 300 бар (табл. 3).

Необходимо привлечь внимание ученых и геологов к изучению так называемых телетермальных месторождений, имеющих большое научное и практическое значение.

Энергетические условия метаморфогенных рудообразующих систем. Метаморфизм пород, составляющих все щиты и древние платформы, вызвал формирование метаморфогенных рудообразующих систем. По глобальным масштабам и длительному геологическому времени развития метаморфизм и метаморфогенные рудообразующие системы с ним связанные должны относиться к общим планетарным закономерностям развития Земли. Рудообразующие метаморфогенные системы формировались под влиянием конвективного тепла Земли, поднимающегося из подкоровых глубин. Это тепло явилось главной причиной перекристаллизации пород и создания тепломассопереноса, приведшее к перемещению рудогенных элементов. Рудообразующие системы формировались из подкоровых флюидов и вод, высвобождающихся при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород (рис. 2).

Первый этап – развитие метаморфизма и ультраметаморфизма вызвал разрушение кристаллических решеток минералов пород и переход

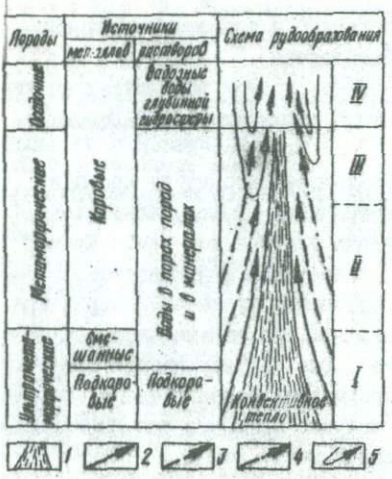


Рис. 2. Схема формирования метаморфогенных рудообразующих систем: I – конвективное тепло; 2 – подкоровые флюиды; 3 – ультраметаморфические флюиды и растворы; 4 – метаморфические растворы; 5 – водные растворы глубинной циркуляции; I – область зарождения рудообразующих систем; II – область формирования рудообразующих систем и оптимального рудообразования; III – область завершения метаморфогенного рудообразования; IV – область телетермального (низкотемпературного) рудообразования

многих химических элементов в подвижное состояние, которое насыщали растворы и флюиды, переводя их в метаморфогенные рудные растворы. Эта область отвечает периоду зарождения метаморфогенных рудообразующих систем.

Второй этап – завершения метаморфизма и ультраметаморфизма – отвечает области формирования рудообразующих систем и оптимального рудообразования, для которой характерно образование метаморфогенных и метаморфических месторождений.

Третий этап – постультраметаморфизма и протоактивизации – отвечает области завершения процессов рудообразования, для которого характерно формирование ультраметаморфических и связанных с протоактивизацией месторождений.

Четвертый этап – отвечает действию метаморфогенной рудообразующей системы в зоне развития осадочных пород, измененных в условиях глубинного эпигенеза (метагенеза). Эта область низкотемпературного (телетермального) рудообразования.

I. Бабенко О.В., Гнатенко Г.И., Коваль В.Б. Особенности формирования уранового месторождения в железорудной формации докембрия. – В кн.: Вопр. геохимии, минералогии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1970, с. 78–80.

2. Белевцев Я.Н. Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов. – В кн.: Докл. II Всесоюз. объед. сес. по закономерностям размещения полез. ископаемых и прогноз. картам. Киев : Изд-во АН УССР, 1960, ч. 3, с. 105–125.

3. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 275 с.

4. Белевцев Я.Н., Бура Г.Г., Дубинкина Р.П. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. – Киев : Изд-во АН УССР, 1959. – 307 с.

5. Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Горошников Б.И., Домарев В.С. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. - Геология руд. месторождений, 1976, № 2, с. 3-11.
6. Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Веригин М.И. и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. - Киев : Наук. думка, 1981 - 230 с.
7. Белевцев Я.Н., Жуков Ф.И., Жукова А.М. Метаморфизм и урановое рудообразование. - В кн.: Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических породах. М. : Недра, 1980, с. 158-256.
8. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Киев : Наук. думка, 1972. - 227 с.
9. Белевцев Я.Н., Терещенко С.И. Термобарические условия формирования пород железорудной формации Украинского щита. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск : Наука, 1979, т. 1, с. 166-171.
10. Глевасский Е.Б., Савенко Б.Я. О температурах образования магнетитов метаморфических пород Мариупольского железорудного месторождения. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып. 3, с. 315-321.
11. Горошников Б.И. Петрография высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. - Киев : Наук. думка, 1971. - 202 с.
12. Коваль В.Б. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия. - Киев : Наук. думка, 1980. - 148 с.
13. Кузнецова С.В., Скуридина Н.В. Физико-химические условия формирования натриевых метасоматитов докембрийского возраста. - В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования: Тез. докл. III Межвед. рабочего совещ. (Киев, май 1979 г.). Киев : Наук. думка, 1979, с. 110-111.
14. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. - Хабаровск : Дальневосточ. науч. центр, 1974. - 267 с.
15. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М. : Наука, 1968 т. I, с. 46-56.
16. Сиворонов А.А. Об использовании включений растворов при изучении метаморфических пород железорудных месторождений. - Там же, с. 181-183.
17. Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. - М. : Изд-во АН СССР, 1961. - 191 с.
18. Сидоренко А.В., Ляхович В.В. Пара- и ортогранитоиды. - Сов. геология, 1975, № 7, с. 3-16.
19. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. - М. : Изд-во АН СССР, 1960. - 212 с.
20. Belevtsev Ya.N. Main principles of the present theory on metamorphogenetic ore formation. - In: Proc.fifth YAGOD. Shtutgart, 1980, p. 75-80.
21. Belevtsev Ya.N., Burjak V.A., Goroshnikov B.I., Domarev V.S. Genetic classification of metamorphogenetic deposits.- Intern.Geol. Rev., 1978, 4, N 20, p. 418-424.

УДК 553.4:551.24:552.16

Н.Л.Добрецов

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Задачи настоящего доклада – проиллюстрировать и подчеркнуть взаимосвязь особенностей состава и метаморфизма толщ с факторами, контролирующими метаморфогенное оруденение. По нашему мнению [5–8, 15], эта задача полнее всего решается на основе формационного анализа метаморфических толщ. Аналогичная идея была высказана в докладе А.И.Стрыгина и поддержана в той или иной форме в докладах В.А.Бурякa, Е.А.Кулиша, Н.В.Попова и А.Н.Зедгенизова, но встретила возражения в некоторых других докладах и выступлениях на настоящем совещании. Поэтому необходимо еще раз вернуться к определению метаморфических формаций и их значению для металлогенического анализа.

По определению [5, 10], метаморфическая формация – комплекс метаморфических пород, отличающийся по составу и (или) особенностям метаморфизма. Особенности метаморфизма могут быть определены как набор фаций или тип метаморфизма. С этими главными признаками (особенности состава и метаморфизма) коррелируются другие признаки, такие как структурные и геохимические особенности формаций, а также их рудоносность.

В решениях специального заседания КММР по проблеме метаморфических формаций во Фрунзе в мае 1979 г. была отмечена "актуальность и перспективность формационного подхода при картировании металлогенической характеристике метаморфических толщ. Под формационным подходом подразумевается выделение связных и пространственно-сопряженных структурно-вещественных комплексов метаморфических пород разного ранга. Развитие формационного подхода при изучении метаморфических толщ является логическим завершением учения о геологических формациях, развиваемого советской геологической наукой" [12, с. 4].

Как видим, важнейшие требования правильного выделения метаморфических формаций – их картируемость и разная потенциальная рудоносность, что в свою очередь зависит от масштабов и целей исследования. В упомянутом решении Комиссия рекомендует "проводить картирование метаморфических толщ как комплексов, а также составлять специализированные карты метаморфических формаций для отдельных регионов, на примере которых и следует конструктивно решать вопросы формационного анализа; ... усилить исследования связи метаморфогенного рудообразования с составом и особенностями метаморфизма и метасоматоза метаморфических формаций" [12, с. 5].

Примером такого подхода является Карта метаморфических формаций Алданского щита, продемонстрированная и обсужденная на настоящем совещании [9 и др.]. Как и в других регионах с широким развитием метаморфических комплексов, среди последних выделяется класс нестратифицированных (или плохо стратифицированных) формаций, к которым на Алданском щите отнесены чарнокит-гнейсовая, эндербитовая, гранито-гнейсовая, реоморфических гранитов, выделяемые другими авторами как ультраметаморфические, а также метапироксенитовая, метагаббро-анортозитовая, габбро-амфиболитовая, выделяемые как метамагматические формации. Среди стратифицированных формаций выделены незональные формации супракрустального комплекса (например, кондалитовая и кварцито-кондалитовая верхнеалданской серии, магнетит-кварцитовая среднесутамской и борсалинской серий, карбонато-базито-гранулитовая федоровской свиты и др.). Наконец, обособляются зональные формации трогового типа и полиметаморфические (диафторитовые) формации.

С большинством из этих формаций связан определенный тип оруденения. Например, в карбонатно-базито-гранулитовой формации локализованы магнезиальные скарны, несущие в одних случаях флогопитовое, в других - железооруденение Таежного типа.

В последнем случае одни исследователи видят лишь связь с гранитоидами, другие, наоборот, предполагают наличие первичных пластовых железных руд, т.е. это могут быть скарнированные железистые породы (см. доклад В.М.Кравченко в настоящем сборнике). С габбро-амфиболитовой, магнетит-кварцитовой, кварцито-кондалитовой связаны другие типы железооруденения, с кондалитовой также *Al*-сырье, графит.

Многие метаморфические и содержащиеся в них рудные формации находят свои аналоги на Украинском щите (см. доклад А.И.Стрыгина в настоящем сборнике), но есть и многочисленные различия. Из детального сопоставления метаморфических и рудных формаций Алданского и Украинского щитов, а также других сходных регионов могут последовать важные в теоретическом и практическом отношении выводы. Сравнительный анализ металлогении сходных метаморфических формаций и их серий, а также целых регионов, вероятно, станет одним из эффективных путей металлогенического анализа.

При металлогеническом анализе метаморфических толщ очень важно учитывать генетическую разнородность оруденения в метаморфических толщах и возможность длительного и полигенного его происхождения. Сама классификация метаморфогенных месторождений и критерии их выделения разработаны еще недостаточно, и здесь еще предстоит большая работа в рамках наших обоих комиссий. Наряду с классификацией киев-

Факторы и критерии выделения разных классов метаморфогенных месторождений

Класс месторождений, месторождения	Факторы				
	литолого-стратиграфические	метаморфические	структурно-тектонические	геохимические	магматические
Прометаморфический, метаморфизованные	Главные	Второстепенные	Второстепенные	До метаморфические	Возможны дометаморфические
Синметаморфический, новообразованные	Второстепенные	Главные	Ясные	Неотчетливые	Отсутствуют
Реометаморфический, переотложенные	Ясные	Ясные	"	Ясные (до- и синметаморфические)	Возможны до- и синметаморфические
Гидротермально-магматогенный, в метаморфических толщах	Второстепенные	Отсутствуют	Важные	Постметаморфические	Главные

ской школы (см. [1, 2], а также доклад Я.Н.Белевцева в настоящем сборнике), существуют близкие варианты классификаций ленинградской и новосибирской школ [4, 11]. В последних выделяются прометаморфические (метаморфизованные), реометаморфические (переотложенные) и синметаморфические (новообразованные) месторождения, критерии выделения которых по совокупности признаков схематически показаны в таблице.

Литолого-стратиграфические факторы (положение в разрезе, первичная литология толщ) наиболее важны для прометаморфических месторождений, в которых рудные концентрации созданы до метаморфизма. Метаморфические факторы (приуроченность к определенной фации или зоне метаморфизма, положение в структурно-метаморфической шкале или тектоно-метаморфическом цикле) являются главными для синметаморфических и весьма существенными для реометаморфических месторождений. Структурно-тектонические факторы оруденения как региональные, так и локальные (приуроченность к замкам складок, оперяющим разрывам и т.д.) могут обнаруживаться в разной форме для любых месторождений и для определения генезиса месторождений здесь очень важен упомянутый выше структурно-метаморфический анализ.

Наконец, геохимические факторы и признаки оруденения (характер первичных геохимических ореолов, наличие и особенности сопутствующих метасоматитов) существенно меняются для разных классов месторождений, но взятые в отдельности, как и другие признаки, не могут

быть решающими для определения генезиса и прогноза оруденения.

Следует подчеркнуть, что многие признаки указывают лишь на гидротермальное рудоотложение, но этого недостаточно для суждения о генезисе месторождений и прогнозе скрытого оруденения, так как гидротермальные месторождения могут быть магматогенными (плутоногенными, вулканогенными), метаморфогенными (регрессивной стадии регионального метаморфизма, ультраметаморфическими), смешанными или полигенными.

Эти вопросы требуют еще специального обсуждения и скорейшего решения, поэтому организация соответствующего симпозиума представляется весьма актуальной. Автор уже подчеркивал [4, 6], что метаморфогенные гидротермальные системы могут быть названы системами с местными буферами в отличие от магматогенных систем с отдаленными буферами. Метаморфогенные гидротермальные растворы просачиваются гораздо медленнее, часто в виде рассеянного потока и контролируются особенностями состава ближайшего окружения, тогда как магматогенные растворы обладают большей инертностью и контролируются в основном эволюцией магматического очага, в меньшей мере изменяясь при взаимодействии с вмещающими породами.

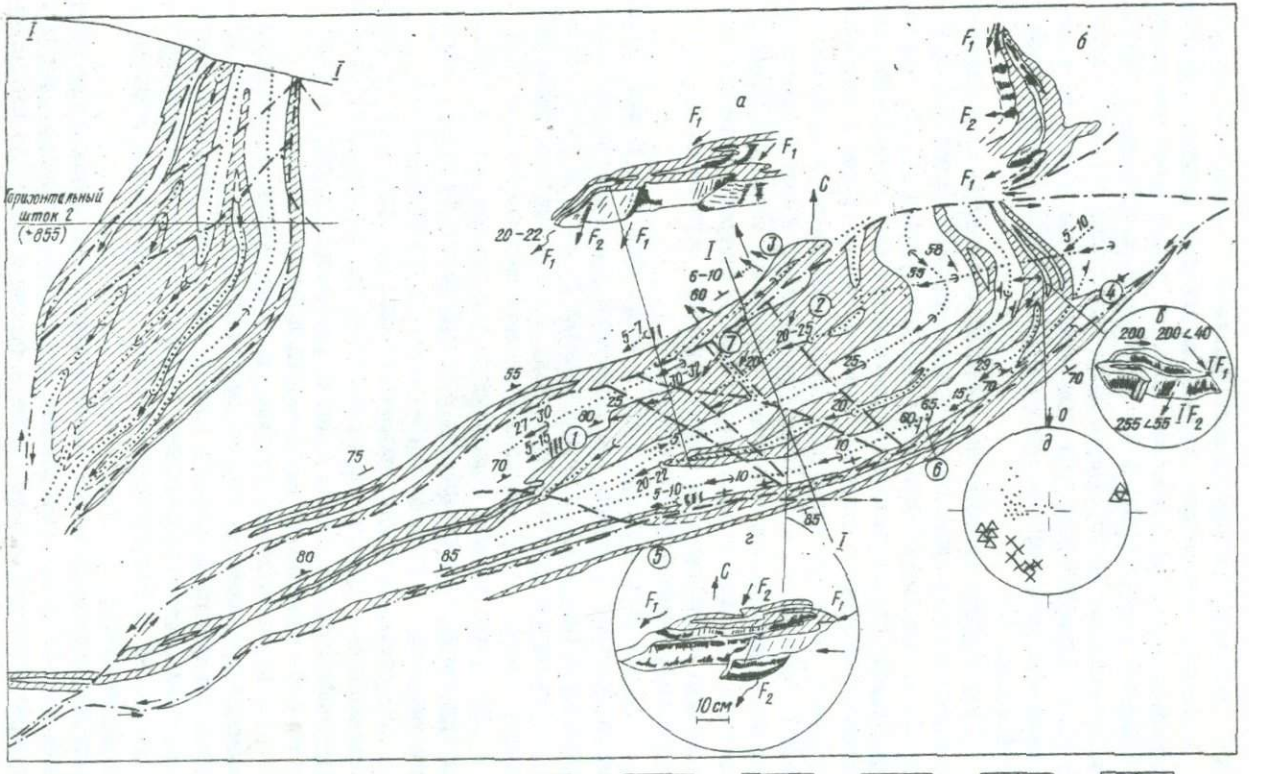
Однако часто месторождения в метаморфических толщах оказываются полигенными. Особенно это характерно для реометаморфических месторождений (например, в черносланцевых толщах). В таких случаях важен комплексный учет всех факторов, который наиболее эффективен, по нашему мнению, при формационном анализе метаморфических толщ.

При таком анализе используются два главных метода изучения связи оруденения с особенностями метаморфических формаций, способствующих выявлению главных факторов, контролирующих оруденение:

1) составление карт метаморфических формаций разного масштаба с выявлением рудоносных и перспективных на определенное оруденение формаций, групп формаций, а также рудоносных структур и узлов, что позволяет осуществлять региональный прогноз оруденения;

2) изучение последовательности метаморфизма и деформаций, метасоматоза регрессивной стадии, переотложения или отложения руд в пределах конкретных формаций и рудных узлов, позволяющие осуществлять локальный прогноз оруденения. Эти методы могут модифицироваться в зависимости от класса месторождений и особенностей метаморфических формаций.

В прометаморфических месторождениях при метаморфизме меняется качество, а иногда и назначение руд (например, сидеритовые руды превращаются в магнетитовые, уголь в графит и т.д.), но поскольку контролирующие факторы преимущественно дометаморфические, то на первый


I
I
Горизонтельный шток 2 (+855)
а
б
в
г
д
10 см
200
200 ∠ 40
255 ∠ 55
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

план выступает выявление этих дометаморфических особенностей (т.е. "снятие" метаморфизма; это единственный случай, когда введение понятие "метаморфическая формация" может оказаться излишним). Однако *большинство руд в метаморфических толщах является синметаморфическими или реометаморфическими.* К синметаморфическому классу относятся многие нерудные полезные ископаемые (флогопит, мусковит, асбест, цветные камни и др.). *На примере мусковитовых пегматитов* и их отличия от редкометальных пегматитов [18] была показана зависимость оруденения от зоны или фации метаморфизма (локализация в дистен-альмандиновой зоне), состава толщ (глиноземистые толщи с повышенной известковистостью), режима давления (при низких давлениях в андалузит-силлиманитовом типе мусковитовые пегматиты не образуются) и режима флюида, способствующие развитию кислотного выщелачивания на регрессивном этапе.

Главная масса металлических полезных ископаемых в метаморфических толщах относится к реоморфическим или полигенным месторождениям. Здесь сложное сочетание контролирующих факторов, сложность истории и генезиса месторождения выступают особенно рельефно. Поэтому, с одной стороны, здесь всегда остается много дискуссионных и нерешенных вопросов, противоречивых точек зрения, с другой - преимущества формационного подхода, позволяющего сочетать эмпирическую корреляцию с физико-химическим и структурным анализом, проявляются отчетливо.

Рассмотрим это на примере колчеданных и золоторудных месторождений в черносланцевых формациях.

Примером крупного колчеданного свинцово-цинкового месторожде-

---

Структурная схема горизонта штольни 2 Холоднинского месторождения и разрез по линии I-I, азимут 339° (Тарасова и др., 1981): а - крупная антиклинальная складка F_1 и характер мелких складок F_{1-2} на ее крыльях; б - северо-восточная часть Первой рудной зоны; взаимоотношение мелких складок; в - F_{1-2}, г - F_{1-3}; д - диаграмма ориентировки шарниров мелких структурных форм и складок на северо-восточном фланге Первой рудной зоны (по 25 - 35 замеров): I - F_1, I - F_2, 3 - F_3; 4 - колчеданно-полиметаллические руды; ориентировка: 5 - слоистости и первичной полосчатости (а - наклонная, б - вертикальная); 7 - шарниров складок F_1 (а - антиклинальная, б - синклинальная, в - мелких структурных форм F_1); 8 - антиклинальной (а) и синклинальной (б) складок F_2 и мелких структурных форм, параллельных F_2 (в); 9 - шарниров складок F_3 (а) и параллельных им мелких структурных форм (б); 10 - линии разрывных нарушений (а - продольных тектонических зон, б - оперяющих малоамплитудных взбросо-сдвигов) и направления движения по ним.

ния в докембрийских черносланцевых толщах является Холодненское месторождения в Северном Прибайкалье [7, 14]. Оно локализовано в черносланцевой части рифейской олокитской серии, метаморфизованной в условиях дистен-ставролит-альмандиновой зоны. Главным итогом совместного исследования петрологов-метаморфистов и геологов-рудников [7, 14] явилось доказательство складчатой структуры рудного поля и самих рудных тел и переотложения руды в замки складок и в зоны тектонических нарушений в осевой части складок, в результате чего месторождение относится к реометаморфическим (или переотложенным), хотя первичная концентрация вещества была, вероятно, гидротермально-осадочной [14].

Складчатая структура месторождения и форма рудных "столбов", приуроченных к замковой части антиклинальных складок, видна из схематизированного разреза (рисунок). Переотложение руд во время регионального метаморфизма доказывается изменением текстуры руд в замках складок и рудных столбах, где присутствуют массивные, линзовидно-сетчатые и пятнистые руды с хорошо развитой линейностью, наличием околорудных метасоматитов с цинковым ставролитом, содержанием до 7 % ZnO и цинковой шпинелью, а также данными структурно-метаморфического анализа.

По этим данным [7, 14], в течение раннего тектонометаморфического цикла, объединяющего три этапа деформации, одновременные с региональным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа, сформировались главные особенности внутренней структуры месторождения и текстуры главной массы руд. В частности, характерно одинаковое склонение рудных столбов и ориентировка ранней линейности. Этот цикл завершился хрупкопластическими и хрупкими деформациями, в результате чего возникли тектонические зоны с метасоматитами, кварцевыми и рудными жилами (см. рисунок). Во время второго (позднерифейского?) тектонометаморфического цикла образовались более крупные складки и основные разломы, определяющие положение месторождения в общей структуре района. В эти складки ранее деформированные толщи сминались одновременно с зеленосланцевым диафторезом, наиболее интенсивно проявленном вблизи крупных разломов.

Таким образом, особенности реометаморфических месторождений, подобных Холодненскому, определяются сочетанием гидротермально-осадочного, динамометаморфического и сопутствующего регрессивно-метасоматического процессов. Еще больше полигенность сказывается на золоторудных месторождениях в черных сланцах. Анализ материалов по таким месторождениям [3, 4, 8 и др.] показывает, что для образования наиболее крупных и важных объектов необходимо сочетание первичного

вулканогенно-осадочного или осадочного накопления золота, переотложения золота в литологически или геохимически благоприятные горизонты и структуры во время регионального метаморфизма и, наконец, наложения на подготовленные участки магматогенно-гидротермальной деятельности, формирующей наиболее богатые руды. Общие запасы месторождения определяются первыми двумя процессами.

В заключение отметим некоторые теоретические проблемы, которые необходимо решить для более глубокого понимания взаимосвязи метаморфизма и метаморфогенного рудообразования. Эта связь более сложная и многосторонняя, чем обычно ее понимают. Выявление этих связей возможны как на пути уточненной, модельной типизации метаморфогенного рудообразования и метаморфических формаций, так и углубленного физико-химического анализа. Следует помнить, что образование огромной массы флюидов на прогрессивной стадии регионального метаморфизма обеспечивает возможность миграции в больших масштабах многих компонентов, но не концентрацию их в конкретных телах, а чаще рассеивание. Исключение составляет анатексис и связанная с ним гранитизация (понимаем ее как преимущественный процесс всплывания и накоплений легких расплавов) [15, 16]. Они могут приводить к рассеиванию одних (халькофильных) и накоплению других (литофильных) элементов.

Концентрация большинства рудных элементов и возникновение или переотложение руд происходят на регрессивной стадии по-разному: а) отделением постмигматитовых флюидов и накоплением в них компонентов, у которых коэффициент распределения $K_д^{фл-ж} \gg 1$; б) изменением коэффициента распределения $K_д^{фл-тв}$ при снижении температуры и изменении состава флюида; в) уменьшением массы растворителя и созданием пересыщения за счет регрессивных реакций гидратации и карбонатизации; г) локализацией путей фильтрации и взаимодействием с геохимическими барьерами (типа углистого вещества).

Изучение регрессивной стадии регионального метаморфизма, ее сходства и отличия от регрессивной стадии магматического процесса должны привлечь особое внимание. Перечисленные выше четыре стадии могут проявляться и при рудоотложении из магматогенных гидротермальных растворов, но их количественные характеристики и соотношения друг с другом должны существенно отличаться в метаморфогенных и магматогенных гидротермальных системах.

Другая группа проблем связана с закономерностями изменения состава флюида и формами переноса в них рудных компонентов. К ним относится возможная роль мантийных флюидов: насколько велика добавка мантийных компонентов? В каких случаях она наиболее существенна? Как отличить мантийные флюиды от глубинных коровых (например, поста-

натектических) флюидов? При коровом происхождении флюидов возникают проблемы влияния состава формаций и отдельных пачек, возможность выравнивания состава флюида в разрезе формаций, влияние температурной эволюции и режима давления. Интересными представляются проблемы временной эволюции и эпизодичности метаморфогенного (и другого эндогенного) рудообразования, рассматриваемые на настоящем симпозиуме, а также другие вопросы, поставленные в докладе Я.Н.Белевцева и других его работах [1, 2]. Мне думается, что совместное обсуждение этих проблем специалистами разных профилей - петрологами, минералогами, геологами-рудниками, геохимиками откроет новые пути и возможности их решения. В этом один из главных итогов настоящего совещания.

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М. : Недра, 1979. - 275 с.
2. Белевцев Я.Н. Основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования. - Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 1-16.
3. Буряк В.А. Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 185-197.
4. Добрецов Н.Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений. - Геология и геофизика, 1974, № 8, с. 43-59.
5. Добрецов Н.Л. Принципы выделения и классификация метаморфических формаций и задачи формационных исследований. - В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск : Наука, 1981, с. 6-19.
6. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. - М. : Недра, 1981. - 236 с.
7. Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Волкова Н.И., Картавченко В.Г. Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения (Сев. Прибайкалье) и некоторые критерии их рудоносности. - В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1981, с. 56-68.
8. Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Кузнецова Л.Г. и др. Метаморфические формации Западного Саяна и Тувы в связи с вопросами метаморфогенной золотоносности и асбестоносности. - В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1981, с. 6-24.
9. Добрецов Н.Л., Попов Н.В. Метаморфические формации Алданского щита. - В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск : Наука, 1981, с. 83-103.
10. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций. - Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 3-15.
11. Кратц К.О., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. и др. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. - Геология руд. месторождений, 1973, № 6, с. 3-16.
12. Метаморфические формации (принципы выделения и классификации) / Под ред. Н.Л.Добрецова. - Новосибирск : Наука, 1981. - 258 с.
13. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. - Л. : Наука, 1970. - 270 с.
14. Тарасова Р.С., Могилев В.А., Добрецов Н.Л. Структурные особенности и структурно-метаморфическая эволюция Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. - Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 34-45.

15. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев, Н.В.Соболев, В.В.Хлестов. - М. : Недра, 1974. - 327 с.

15. Sobolev V.S., Dobretsov N.L., Glebovitski V.A, A.O. Petrologic and physico-chemical aspects of metamorphogenetic ore mineralization. - Bull.Geol.Surv.Finl., 1980, 307, p. 84-98.

УДК 553.2+553.411

В.А.Буряк

СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Теория метаморфогенного рудообразования в последние годы успешно и быстро развивается [2, 5, 7 и др.]. За рубежом открыты крупные метаморфогенные месторождения различных полезных ископаемых, в том числе нерудного сырья, железа, слюдоносных пегматитов, вольфрама, олова, свинца, цинка и редких металлов. Важная рудогенерирующая роль процессов метаморфизма и ультраметаморфизма признается все более широким кругом геологов и привлекает к себе все большее внимание.

Разработаны основные теоретические принципы и факторы, определяющие метаморфогенное рудообразование, его классификацию, критерии поисков и оценки. Установлена определяющая роль зонального (полифациального) метаморфизма в формировании метаморфогенно-гидротермальных систем вообще и метаморфогенно-гидротермального оруденения в частности. Однородный незональный метаморфизм приводит лишь к образованию метаморфизованных и собственно метаморфических автохтонных рудных образований. Зональный рудогенерирующий метаморфизм развивается вдоль глубинных разломов и "скрытых" зон повышенной проницаемости в условиях диффузии и фильтрации глубинных и местных активизированных метаморфизующих флюидов-растворов и характеризуется значительным (на 0,5 - 3 кбар) преобладанием $P_{фл}$ над $P_{общ}$, т.е. развивается в условиях не вполне закрытой системы. В связи с этим он не вполне изохимичен и сопровождается метаморфогенно-метасоматическими процессами, решающими в метаморфогенном рудообразовании.

При этом, как нам представляется, процессы метаморфизма прогрессивного этапа и предшествующего литогенеза играют главную роль в создании рудообразующих метаморфогенных растворов-флюидов и приводят их в движение. Регрессивные метасоматические преобразования пород играют основную роль в этап непосредственного рудообразования, при поступлении метаморфогенных растворов в рудолокализующие

зоны рассланцевания – зоны пониженного давления и разгрузки метаморфогенных флюидов-растворов.

Важным достижением последних лет является также получение новых данных по развитию процессов метаморфизма в древних "зеленокаменных поясах", содержащих основные золоторудные месторождения, в том числе месторождения-гиганты. Установлено, что гранитогнейсовые купола, обрамляющие золотоносные пояса, зональны, сформировались не до накопления рудовмещающих зеленокаменных пород, как это ранее считалось, а позже. В процессе формирования куполов последние метаморфизуются и гранитизируются. В основании поясов расположены интенсивно гранитизированные и мигматизированные породы. Все это, а также общая совокупность геологических данных, достаточно обоснованно позволяют считать золоторудные месторождения в "зеленокаменных поясах" производными процессов метаморфизма и гранитизации, т.е. метаморфогенными. Это, в свою очередь, дает возможность более успешно подойти к поискам и оценке подобных месторождений на территории СССР среди выходов древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных докембрийских толщ. В практике работ в нашей стране образования, подобные зарубежным зеленокаменным поясам, часто именуются зонами "диафторитов", а развитое в них оруденение относится к "диафторитовому типу".

Устанавливается определяющая роль вулканогенных процессов в формировании первичной металлогенической специализации метаморфических комплексов, в том числе миогеосинклинальных черносланцевых. Помимо собственно метаморфогенного оруденения целесообразно выделение переходного метаморфогенно-плутоногенного оруденения.

Несмотря на значительные успехи, современная теория метаморфогенного рудообразования требует дальнейшего развития и совершенствования. Ряд положений остается еще дискуссионным и уязвимым. Это свойственно теории рудообразования и обусловлено как недостаточным объемом выполненных детальных исследований, в том числе полевых и экспериментальных, прежде всего по источникам, миграции и причинам локализации рудогенных элементов при различных РТХ-условиях метаморфизма, так и методически неправильным подходом, в ряде случаев допускаемым при решении тех или иных вопросов.

Основные положения, требующие, по нашему мнению, наибольшего внимания и быстрейшего решения, следующие.

I. Классификация метаморфогенных месторождений. В настоящее время существуют, как известно, несколько классификаций метаморфогенных месторождений. Наиболее обоснованы и разработаны классификации, предложенные Я.Н.Белевцевым с соавт. /3/, Ю.М.Соколовым с соавт. /8/ и Н.Л.Добрецовым /6/.

В основу классификаций, предложенных Ю.М.Соколовым и Н.Л.Добрецовым с соавторами, положен принцип временного соотношения метаморфизма и оруденения. Исходя из этого выделяются прометаморфический, ортометаморфический (по /8/) или синметаморфический (по /6/) и промежуточный реометаморфический классы месторождений.

Такой подход правомерен и, естественно, возражений не вызывает. Он способствует познанию процессов метаморфогенного рудообразования и изучению месторождений. Однако если исходить из необходимости преемственности и сохранения устоявшихся понятий и терминов, существующих в классификациях месторождений полезных ископаемых, то предложенная классификация не очень удобна, прежде всего в терминологическом отношении. Так, месторождения, испытавшие метаморфизм, уже давно называются метаморфизованными и вряд ли стоит вводить новый термин, именуя их прометаморфическими. Весьма неопределен класс "реометаморфических" месторождений и его отличие от "прометаморфических". Во всяком случае в практике работ трудно назвать конкретное месторождение, например золоторудное, которое можно было назвать типоморфным для реометаморфического класса и не считать его "ортометаморфическим" или метаморфизованным. В то же время справедливо подчеркивается важная роль метаморфогенно-гидротермальных процессов в развитии оруденения.

Более удобна, по нашему мнению, для практического использования классификация, предложенная Я.Н.Белевцевым с соавторами. При ее дальнейшем развитии и доработке целесообразно под метаморфическими месторождениями понимать только автохтонные собственно метаморфические образования, минеральные парагенезисы которых, в том числе рудонесущие, изофациальны с метаморфическими прогрессивного этапа рудовмещающих пород.

Так называемые аллохтонные метаморфические месторождения полностью не изофациальны вмещающим метаморфитам, они постоянно сопровождаются метасоматическими изменениями, регрессивными по отношению к метаморфическим минералам вмещающих толщ, т.е. формируются в решающей мере в регрессивный этап метаморфизма. По аналогии с плутоногенно- или магматогенно-гидротермальными образованиями их целесообразно именовать метаморфогенно-гидротермальными или метаморфогенно-метасоматическими в зависимости от морфологической выраженности и соотношения процессов метасоматоза и выполнения.

Как известно, магматическими месторождениями называются только те, которые возникли в магматический этап непосредственно из магмы. Гидротермальные производные магматических расплавов называются не магматическими, а магматогенными. Подобным образом место-

рождения, возникшие за счет вулканических процессов, называются вулканогенными. И в нашем случае месторождения регрессивного этапа метаморфизма следует называть не метаморфическими, а метаморфогенными. В случае решающей роли метаморфогенных гидротерм их в порядке уточнения целесообразно именовать метаморфогенно-гидротермальными, при решающей роли флюидов - метаморфогенно-метасоматическими. Характерными представителями метаморфогенно-гидротермальных месторождений являются золото-шеелитовые и золоторудные кварцевожильные и прожилково-вкрапленные месторождения, в том числе залегающие в черносланцевых толщах и зеленокаменных поясах, ряд свинцово-цинковых месторождений (Таборное, им. Барвинского и др. в Прибайкалье, Сардана в Якутии и др.), и вероятно, судя по данным Е.П.Сапрыкина, оловянные кварцевожильные месторождения Приморья, связанные с биотитами.

Заслуживают обсуждения также терминология и границы подкласса "ультраметаморфические" месторождения. Слюдоносные, редкометальные и даже керамические пегматиты, именуемые в соответствии с рассматриваемой классификацией ультраметаморфическими, формируются при решающей роли регрессивных метасоматических изменений, температурные образования которых на 100 - 300° ниже, чем температура метаморфизма вмещающих кристаллических сланцев. Они являются не собственно ультраметаморфическими образованиями, а производными процессов ультраметаморфизма. В связи с этим их лучше именовать ультраметаморфогенными или для удобства просто метаморфогенными, как это принято в практике работ и специальной геологической литературе, посвященной пегматитам.

Целесообразна дальнейшая разработка и выделение формаций постультраметаморфических (метаморфогенных) пегматитов и метасоматитов.

2. *Первичное содержание рудогенных компонентов в рудовмещающих метаморфитах, их источники и миграция в процессе рудообразования*. Эти вопросы, по общему мнению, наиболее принципиальны для теории метаморфогенного рудообразования и вместе с тем наименее выяснены. В качестве исходного отправного момента признается, что содержание рудогенных элементов во вмещающих породах (осадочных, вулканогенных или магматических) было повышенным, что в результате многократного концентрирования приводило к формированию промышленного оруденения. Если для метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений это очевидно, то для новообразованных метаморфогенно-гидротермальных и метаморфогенно-метасоматических образований ни на одном из месторождений это вполне убедительно не установлено. Приводятся, разумеется, многочисленные данные, свиде-

тельствующие в пользу повышенных первичных содержаний рудных компонентов в метаморфизуемых толщах. Однако все они не являются однозначно интерпретируемыми, как это справедливо отмечается сторонниками магматогенного рудообразования, что и служит основой для длительной дискуссии. Метаморфические породы одного фациального типа и состава содержат одинаковое количество рудогенных элементов, независимо от того, имеют они месторождения или нет, если, разумеется, исключить сами метаморфогенные рудные новообразования. Эта закономерность проявляется как в пределах месторождения и его ближайшем окружении, так и в региональном плане. Иначе говоря, по содержанию рудогенных компонентов рудовмещающие метаморфизованные породы практически не отличаются от нерудовмещающих. Характерны в этом отношении так называемые черносланцевые формации. Установлено, что содержания золота в них как в золотоносных, так и в незолотоносных районах практически одинаковы и находятся на уровне кларковых – I,5 – 4 мг/т, редко выше. Это до сих пор основной аргумент, позволяющий сторонникам магматогенного генезиса связывать золотое оруденение в таких толщах с инструзивным магматизмом.

Зоны выноса рудогенных компонентов непосредственно в контакте с рудными телами отсутствуют, а если и проявляются, то, как показывают конкретные расчеты на месторождениях, не достаточны для формирования всего оруденения. Рассматривать в связи с этим метаморфогенные тела, в том числе кварцевожильные, как альпийские секреционного типа совершенно не правомерно, хотя их так и считают многие геологи.

Каковы возможные причины и объяснения этих данных?

По нашему мнению, они заключаются в том, что в метаморфизованных породах, точнее в твердой фазе метаморфитов (именно в той части, которая подвергается анализу), сохраняются лишь "фоновые" концентрации металлов, "изофациальные" по отношению к РТХ-условиям метаморфизма. Все "избыточные" концентрации переходят в жидкую и газовую фазы и осаждаются в метаморфогенных новообразованиях – рудных телах, прожилках, вкрапленниках, либо выносятся за пределы материнских пород. Причем отделение этих "избыточных" концентраций происходит в основном на самых ранних этапах литификации осадков и продолжается в условиях метаморфизма. Третий этап метаморфизма – "избыточные" концентрации – находится главным образом в газово-жидкой фазе – в составе метаморфогенных флюидов, пропитывающих всю толщу породы. В это время происходит метаморфизация и своеобразная сепарация (с удалением части H_2O) этих флюидов, обусловливающая резкое

повышение их концентрации. Дополнительно происходит высвобождение рудных компонентов из твердой фазы пород.

На основании имеющихся экспериментальных данных и непосредственных определений состава поровых вод диагенезируемых осадков, можно полагать, что концентрация рудогенных элементов в метаморфогенных флюидах была во много раз выше, чем в твердой фазе пород, и возрастала по мере усиления метаморфизма. Согласно данным А.М.Блоха [4], по своей концентрации такие растворы можно даже рассматривать как расплавы-растворы.

Необходима постановка экспериментальных работ в этом направлении, прежде всего по определению времени и условий отделения рудогенных компонентов из литифицируемых и метаморфизуемых осадков, детальный анализ и учет палеогидрохимической зональности и состава подземных вод. Необходимо объяснить и показать возможность весьма длительного нахождения повышенных концентраций металлов в таких поровых и фильтрационных растворах, охватывая весь период катагенеза, вплоть до позднескладчатого этапа деформаций, когда происходит основное выпадение из метаморфогенных вод рудных компонентов и образование метаморфогенных месторождений. Определение содержаний рудогенных компонентов, присутствующих в тех или иных породах и толщах, необходимо производить с учетом количества и состава метаморфогенных новообразований и газово-жидкой фазы, содержащейся в этих толщах.

3. Миграция компонентов в условиях прогрессивного метаморфизма. Вопрос этот остается остродискуссионным. Отсутствие миграции рудогенных компонентов или неопределенные данные получаются когда: 1) сравниваются между собой породы, в различной мере метаморфизованные, но не являвшиеся первоначально (до процессов метаморфизма) полными литолого-стратиграфическими и геохимическими аналогами; 2) низка чувствительность анализов; 3) выполнено ограниченное число анализов.

Кроме того, изменения в составе пород (твердой фазы) разных зон метаморфизма, как следует из приведенного выше, могут быть только весьма незначительными. Часто они меньше первичных природных изменений состава пород по латерали и в связи с этим могут быть установлены далеко не во всех случаях и только при выполнении большого количества высокочувствительных анализов. При малом числе анализов различия статистически не значительны, что служит основанием для многих говорить об изохимичности метаморфизма. Показательны в этом отношении многочисленные публикации, рассматривающие поведение урана и особенно золота. На основе обобщения данных по различным регио-

нам и выполнении большого количества определений в одном районе вполне определенно можно говорить, что более низкое (статистически значимое) содержание золота в породах амфиболитовой и более высокотемпературных фаций по сравнению со слабо- и неметаморфизованными породами - обычное явление. Однако при изучении отдельных районов с выполнением небольшого количества анализов нередко высказываются противоположные суждения [7].

Недостаточно учитываются также индивидуальные геохимические особенности элементов. Почему-то предполагается, что содержания всех элементов по мере нарастания метаморфизма (в случае его неизохимичности), должны уменьшаться и притом постепенно, аналогично поведению воды и CO_2. В действительности это далеко не так. Зона гранитизации - зона выноса сидеро- и халькофильных элементов. В то же время большинство литофильных элементов здесь накапливается. Высоко- и среднетемпературные зоны метаморфизма - зоны преимущественного накопления сидерофильных и выноса халькофильных элементов. Отмечаемые в высокотемпературных зонах метаморфизма сульфидно-полиметаллические и медно-колчеданные залежи являются не метаморфическими, как это нередко считается, а метаморфизованными дометаморфическими (вулканогенно- или гидротермально-осадочными).

В низкотемпературных зонах накапливаются халькофилы, в слабоизмененных и неметаморфизованных осадках - углеводороды (нефть и газ), выносимые из более высокотемпературных зон.

4. Рудогенерирующая роль прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Существуют различные представления по этому вопросу. Есть основания считать, что в прогрессивный этап формируются собственно метаморфические (автохтонные) месторождения, из металлов это главным образом железо, титан, хром, ванадий. Все метаморфогенно-гидротермальные (аллохтонные) образования, как все формации рудоносных метаморфогенных пегматитов и метасоматитов, различные жилы и жильно-прожилковые зоны формируются в регрессивный этап, т.е. в условиях падения P и T. В прогрессивный этап могут образовываться, по-видимому, лишь безрудные граниты и жилы.

5. Типоморфные отличительные признаки метаморфогенного оруденения, пространственно-возрастные соотношения метаморфогенного и иных типов оруденения, эволюционная направленность в развитии оруденения. Все эти вопросы также недостаточно разработаны. Основные отличительные особенности оруденения, свидетельствующие о его метаморфогенной природе: I) постоянная приуроченность к метаморфизованным породам (осадочным, магматическим или вулканогенным); 2) тесная временная сопряженность процессов метаморфизма и оруденения

(при этом оруденение формируется преимущественно в регрессивный заключительный этап метаморфизма); 3) тесная зависимость минерального состава от степени метаморфизма и состава вмещающих пород, т.е. развитие оруденения и метаморфизма происходило в условиях одних и тех же (для собственно метаморфических автохтонных образований) или близких (для метаморфогенно-гидротермальных) температурных полей; 4) пострудный возраст постметаморфических интрузивных магматических пород и связанной с ними минерализации; 5) контроль в размещении складками и разрывами инверсионно-складчатого этапа деформаций; 6) пострудный возраст разрывов орогенного постскладчатого этапа.

При изучении метаморфогенного оруденения специального внимания заслуживает также изучение магматических процессов как в общерегиональном, так и в более локальном плане, поскольку это дает возможность более правильно подойти к пониманию генезиса оруденения и закономерностей его размещения. Необходимо учитывать, что метаморфизм, гранитизация, метаморфогенное оруденение, последующие гранитоидный и основной интрузивный магматизм и магматогенное оруденение - производные единого, но весьма длительного непрерывно-прерывистого процесса, обусловленного в своей первопричине внедрением в земную кору основных мантийных масс. Не случайно в связи с этим под рудогенерирующими метаморфическими куполами и поясами фиксируются положительные гравитационные аномалии, а после развития метаморфогенного оруденения внедряются гранитоиды и затем основные расплавы. Гранитоиды являются производными метаморфических процессов и, образовавшись, могут существенно активизировать их развитие и, следовательно, метаморфогенное рудообразование.

1. Аношин Г.Н., Лепезин Г.Г., Мельгунов С.В. и др. Поведение золота и серебра при прогрессивном метаморфизме. - Докл. АН 1982, 262, № 6, с. 1477-1480.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М. : Недра, 1979. - 275 с.
3. Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Горошников Б.И., Домарев В.С. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. - Геология рудных месторождений, 1976, № 2, с. 3-12.
4. Блох А.М. Геологические следствия диссипативного состояния воды в микропространствах земных недр : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - М., 1981. - 48 с.
5. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. - М. : Недра, 1982. - 256 с.
6. Добрецов И.Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений. - Геология и геофизика, 1974, № 8, с. 43-60.
7. Сапрыкин Е.П. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. - М. : Наука, 1980. - 171 с.
8. Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. - Сов. геология, 1975, № 2, с. 52-67

УДК (552.16+553.2):552.72(476)

А.С.Махнач, А.М.Пап, Ю.С.Булкин

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ БЕЛОРУССИИ

Влияние процесса регионального метаморфизма на формирование месторождений полезных ископаемых рассматривалось в работах Д.С.Коржинского, Я.Н.Белевцева, Н.Г.Судовикова, В.С.Домарева, А.В.Буряка, Д.А.Великославинского, Ю.Н.Соколова и других исследователей. Полученные ими выводы подтверждаются на примере метаморфогенного рудообразования в докембрии Белоруссии и смежных территорий.

В составе кристаллического фундамента Белоруссии выделяются три серии суперкрустальных пород, являющихся вместилищем рудопроявлений и небольших месторождений. Эти серии сформировались в эпохи догеосинклинального (щучинская), геосинклинального (околовская) и субплатформенного (житковичская) этапов развития территории.

Щучинская серия слагает архейское основание западной части Восточно-Европейской платформы. По составу пород и морфологии связанных с ними геофизических полей серия условно может быть расчленена на три "толщи", которые различаются между собой контрастностью пород по минеральному составу, химизму и характерными парагенезисами породообразующих минералов. Снизу вверх эти толщи имеют следующий состав: 1 – остынская толща биотитовых плагиогнейсов, частично или полностью микроклинизированных под влиянием региональной гранитизации; 2 – заборская толща двупироксеновых основных кристаллических сланцев и тесно связанных с ними амфиболитов и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, являющихся частично или полностью диафторическими образованиями по основным кристаллическим сланцам; 3 – дитвинская толща биотитовых с гранатом и (или) силлиманитом гнейсов повышенной глиноземистости (содержание Al_2O_3 около 20 %). Нижняя толща гнейсов сформировалась путем преобразования основных гранулитов и приобрела новое качество вследствие гранитизации и является обнаженной частью мощного гранитогнейсового слоя земной коры в участках его воздымания. Средняя толща двупироксеновых сланцев и амфиболитов является реликтом первичной осадочно-вулканогенной (толеит-базальтовой) земной коры, сохранившейся выше "фронта" региональной гранитизации, вместе с залегающей на ней верхней глиноземистой толщей [13-15]. Наиболее распространены вместе с прорывающими их гранитоидными образованиями породы нижней толщи, выступающие в различного рода антиклинориях и им подобных поднятиях

кристаллического фундамента. Средняя толща приурочена преимущественно к древним синклинальным структурам. Верхняя толща сохранилась в виде останцов в понижениях фундамента и, возможно, более широко развита в восточной части республики (Брагинский выступ).

Минеральные парагенезисы всех трех выделенных "толщ", слагающих щучинскую серию архея, характеризуют ее как единую изначально слабо дифференцированную толщу осадков, претерпевших региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Усиление дифференцированности осадков намечается к концу архея. В составе нижней толщи вследствие интенсивной гранитизации минеральные парагенезисы гранулитовой фации замещены парагенезисами амфиболитовой.

Парагенезисы пород нижней или острынской толщи, представленной биотитовыми, в различной степени гранитизированными гнейсами, с прослоями амфибол-биотитовых и реже амфиболовых гнейсов и реликтами слоев амфибол-пироксеновых плагиогнейсов и чарнокитов, представлены следующими сочетаниями минералов*: кпи$_{29}$ + ро$_{36-46}$; би$_{37-45}$ + ро$_{66}$ + + кпи$_{38}$ + пл$_{40}$ + би$_{63}$ (Л23); ро$_{60}$ + пл$_{32}$ (Сл6); ро$_{77}$ + пл$_{33}$ + би$_{67}$ + + кв (Л4, Л17); ро$_{35}$ + пл$_{33}$ + би$_{77}$ + ми + кв (Л31); пл$_{28}$ + би$_{71}$ + + ми + кв (Щ25); ми + кв (повсеместно). Часть минералов сохраняет фазовые соответствия между химическими компонентами, аналогичными таковым в минералах гранулитовой фации. Кроме того, в протолочках гнейсов и их гранитизированных разностей встречаются реликты зерен гиперстена, реже кианита.

Средняя или заборская толща по вещественному составу и минеральным парагенезисам наиболее полно характеризует гранулитовую фацию: ги + ро(I) + би$_{59}$ + пл$_{35-40}$ + кпш + кв ± гр (Щ29); ги$_{49}$ + е кпи$_{40}$ + пл$_{77-89}$ + ро$_{52}$ + кв (редко); би$_{41}$ + пл$_{50}$ + ро + кпи$_{48}$ + + ги + ро II + руд (Щ37); пл$_{80}$ + ро$_{71}$ + кпи$_{57}$ + ги$_{67}$ + руд (Л37,Л45), ро$_{69}$ + пл$_{52}$ + кпи$_{58}$ + ги$_{66}$ + руд (Л1). На породы фации накладывается процесс чарнокитообразования, отчего в них появляются более кислые плагиоклазы, происходит замещение пироксенов амфиболами, биотитом и кварцем. При интенсивном развитии этого процесса породы фации переходят в амфиболиты и гнейсы, гранитизируются до состояния гранитогнейсов.

---

* Здесь и ниже: ап – апатит; ант – антофиллит; ги – гиперстен; гр – гранат; би – биотит; кц – кальцит; кв – кварц; корд – кордиерит; кпи – клинопироксен; кпш – калишпат; кум – куммингтонит; ми – микроклин; мт – магнетит; му – мусковит; ро – роговая обманка; руд – рудные минералы; сер – серицит; сил – силлиманит; ск – скаполит; сосс – соссюрит; ставр – ставролит; сф – сфен; ур – уралит; хл – хлорит; эп – эпидот; Л37 – Лидский район, скв. 37; Ст – Столбцовский; Щ – Щучинский и др.

Верхняя или дитвинская толща обладает несколько повышенной глиноземистостью и характеризуется следующими парагенезисами: пл + би + + ро; пл + би + му; пл + би + му + кв; пл + би + ро + кв; пл + би + + ми + кв + гр; пл + би + му + би П + гр; пл + би + ми + гр + сил + + кв. Спорадически встречаются пл + корд + сил + би + кв. Эти данные характеризуют степень метаморфизма в условиях кордиерит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций низкого давления с понижением условий вплоть до ассоциации сил + гр + + му, характерной для силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. На этом уровне появляются гранитные мигматиты за счет переработки пород на месте залегания.

Околовская серия пород развита преимущественно в восточной части Белорусского подземного выступа или массива в 50 - 70 км западнее и северо-западнее г. Минска. Отложения серии приурочены к узкой и протяженной структуре, предположительно имеющей вид грабен-синклинали, ограниченной тектоническими нарушениями. Ее фрагменты, по-видимому, распространяются к юго-востоку в область Копыль-Бобовнянского подземного выступа. Породы околовской серии условно подразделяются на три свиты [17]: 1) гуменовщинскую (подрудную), представленную преимущественно амфиболитами и амфибол-плагиоклазовыми гнейсами; 2) шашковскую (рудную), представленную амфиболовыми плагиогнейсами с прослоями антофиллит- и куммингтонитсодержащих плагиогнейсов, гнейсов с гранатом, кордиеритом, переслаивающихся с пластами магнетитовых кварцитов и магнетито-силикатных пород; 3) яченскую (надрудную), представленную биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и калишпатсодержащими гнейсами и гнейсами с гранатом, реже ставролитом и кордиеритом. Восточнее Околовской синклинальной зоны распространены гнейсы в которых амфибол уступает место биотиту, увеличивается содержание полевых шпатов и кварца, т.е. увеличивается доля метапелитовых пород. Первичная природа пород восстанавливается по сохранившимся первичным текстурам и структурам, а также на основании петрографического, петрохимического и геохимического изучения с помощью различных диаграмм (А.Симонена, Н.П.Семененко, Н.А.Доморацкого, А.А.Предовского, Де-ля-Роша, Р.Гаррелса и Ф.Маккензи и др.). Преобладающая часть пород в разрезе, представленная роговообманковыми и биотитовыми гнейсами различного состава, образуется по андезито-базальтам, возможно по лавам дацитов и более кислых эффузивов и проявляет ортоприроду. К парапородам относятся куммингтонитовые с гранатом и ставролитом плагиогнейсы, гранатово-антофиллитовые и альбитизированные биотитовые гнейсы. Осадочная природа с примесью вулканогенного материала устанавливается для биотитовых плагиогнейсов с

микроклином, гнейсов с гранатом и силлиманито-биотитовых плагиогнейсов. Исходными осадками, по-видимому, являлись слоистые полимиктовые алевролиты, песчаники с глинистым цементом и континентальные глины. Часть наиболее кислых биотитовых плагиогнейсов имеет черты сходства как с магматическими породами, так и с полимиктовыми песчаниками и связана с продуктами разрушения интрузивных пород кислого и среднего состава без существенной химической переработки. Гранат-антофиллитовые плагиогнейсы образовались за счет умеренно дифференцированных в химическом отношении морских или континентальных глин холодного или умеренного климата. Часть гнейсов образована путем переработки вулканогенного материала с возможной примесью осадочного вещества (туффитов различного состава).

Магнетитовые и магнетитсодержащие кварциты содержат некоторое количество силикатных минералов. Непостоянный количественный минеральный состав пород обусловливает значительный разброс точек анализов на упомянутых выше диаграммах, что позволяет предположить значительную роль в их формировании процессов метаморфизма и железисто-кремнистого метасоматоза. Отмеченная первичная природа железистых кварцитов устанавливается также с помощью геохимических критериев и значениями парных коэффициентов корреляции между породообразующими окислами. Полученные данные по первичной природе осадков подтверждают представления многих геологов (Н.П.Семененко, М.С.Точилина, Н.А.Плаксенко и др.) о смешанном характере исходного для железистых кварцитов материала и широком проявлении процесса метасоматоза. Не исключается образование части железистых кварцитов также осадочным или хемогенным путем. Известную роль в формировании железисто-кремнистых осадков играли также процессы вулканизма, продукты извержений смешивались с осадочным материалом и вместе послужили основой для формирования как вмещающих пород, так и железисто-кремнистых осадков. Этому способствовало наличие вулканических экскаляций и туфового материала, а также гелеобразных выделений железа и кремния, образовавших пласты пород, обогащенных этими элементами. Развитие последующего железисто-кремнистого и другого метасоматоза обусловлено региональным динамотермальным метаморфизмом.

Породы околовской серии характеризуются следующими парагенезисами минералов: пл$_{34-45}$ + ро$_{44-50}$ + кв ± би; пл + ро + кв + гр + би, пл + ро + кум + кв + би, пл + би$_{60}$ + гр$_{89-100}$ ± кв ± кум, пл + ант + + би + кв ± ро + гр, пл + ант + кв + кпш. Рудные пачки средней шашковской свиты: пл + ро + кум + би + мт, пл + би + ант → ставр → → гр (Ст 92), кв + кум + ро + ап, кв + кум + ро$_{зел}$ + мт (главная ассоциация), кв + кпи I эп + кц, кпи + ск + кум + сф, пл + кв +

+ кпи → ро → ск → кц, кв + мт. Редко встречается: пл + ро + би + + ги + кв → ± оф ± ск + эп + сер → кц + хл. В верхней свите встречается ассоциация: пл + би + кв → ставр + гр → ант + сил → корд.

Анализ парагенезисов подтверждает генетическое единство геологической формации околовской серии, отдельные слои которой отличаются количественным содержанием минералов, образованных в общем осадочно-вулканогенном процессе осадконакопления. Сквозным парагенезисом является парагенезис пл + ро. На нем формируются другие парагенезисы, вначале по + ро + ант + би в плагиоклаз-антофиллитовых гнейсах с роговой обманкой, биотитом, в присутствии кварца и магнетита, затем формируется парагенезис пл + ро + кум + би + кв + мт в сходных по структуре гнейсах. Различие между ними связано с повышенной магнезиальностью пород в которых развивается антофиллит-жедрит, а в более железистых породах с пл + ро – куммингтонит-грюнерит. Ассоциация кв + мт выступает как более поздняя, наложенная, вероятно, в связи с появлением вулканических продуктов и растворов, обогащенных кремнием и железом, путем отложения и последующей сегрегации тонкодисперсного магнетита в кварце под влиянием регионального метаморфизма. Одновременно образуется новая ассоциация минералов: зеленовато-голубая, бледно-голубая или бесцветная роговая обманка совместно с магнетитом и гранатом в магнетито-кварцевых слойках, где магнетит часто бывает тонко распыленным. Образованные таким образом крупные выделения роговой обманки, граната и магнетита слагают основную массу силикатно-магнетитовых и железисто-силикатных пород. Иногда к ним присоединяются клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда и андрадитовый гранат. Обычно гранат в гнейсах представлен альмандином.

Минеральная ассоциация корд + ставр + гр (высокожелезистый) свидетельствует о метаморфизме пород серии в условиях субфации альмандиновых амфиболитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Ассоциация кум + ро + кпи, наблюдающаяся как среди рудных прослоев, так и в нижней подрудной части околовской серии, свидетельствует о низких давлениях и характеризует более высокотемпературную часть субфации куммингтонитовых амфиболитов. Присутствие в некоторых разностях пород мусковита и микроклина характеризует низкотемпературную часть этой фации при повсеместном распространении биотита.

В железистых породах (амфиболитах, амфибол-биотитовых плагиогнейсах) характерна ассоциация среднего и основного плагиоклаза с роговой обманкой, альмандином и эпидотом, что характеризует ставролит-альмандиновую субфацию умеренного давления. В небольших количествах могут присутствовать биотит, кварц, диопсид. В магнезиальных

разностях характерна ассоциация антофиллита с роговой обманкой и альмандином, представляющая силлиманит-альмандин-ортоклазовую субфацию низкого давления. Верхняя температурная граница метаморфизма пород околовской серии различными геотермометрами определяется в пределах 600 - 690 °С (по методике Л.Л.Перчука, 1970). Нижняя граница амфиболитовой фации неотчетлива, но может быть очерчена по отсутствию гранитных мигматитов. Диафторически на породы накладываются ассоциации минералов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций

Житковичская серия развита на юге БССР и представлена серицит-кварцевыми, серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми, а также кварц-мусковитовыми сланцами и слюдистыми кварцитами (люденевичская свита), порфироидами по туфам и эффузивам дацитового, липаритового и трахилипаритового состава, перемежающимися со слюдистыми сланцами и кварцитами (кожановичская свита). Метаморфические особенности пород этой серии определяются преобразованием излившихся на поверхность эффузивных расплавов по мере их остывания, что, по Н.Г.Судовикову, приравнивается к условиям амфиболитовой фации. Дайки основных пород, согласные с напластованием пород серии, претерпели региональный метаморфизм в фации эпидотовых амфиболитов и преобразованы в зеленые сланцы в соответствующей фации. Часть сланцев формировалась также за счет преобразования глинистых осадков. Минеральные ассоциации хл + кц + сер + кв и кв + му ± би характеризуют фацию зеленых сланцев. В порфироидах кожановичской свиты сохранилась ассоциация кв + бм + пл + кпш ± му. Часть сланцев и кварцитов в тектонических зонах претерпела изменения в условиях ставролит-кианитовой субфации, а также кислотного выщелачивании под влиянием гранитов Житковичского массива. Мусковитовые кварцитовидные и мусковит-кварцевые кристаллические сланцы образованы в позднещелочную кварц-мусковитовую стадию, связанную с регрессивным метаморфизмом фации зеленых сланцев [4]. Парагенетические ассоциации пород этой серии (кв + хл + би + сер, кц + му, хл + ур + акт + би + эп + сосс + + кц) характеризуют зеленосланцевую фацию с переходом в эпидот-амфиболитовую.

В соответствии со стратиграфической позицией описанных выше суперкрустальных комплексов можно выделить соответствующие эпохи ультраосновного, основного и кислого магматизма, рудогенерирующая роль которых в докембрии Белоруссии практически мало изучена. По приуроченности рудных скоплений к определенным стратиграфическим толщам в докембрии Белоруссии можно выделить архейскую, ранне- и позднепротерозойскую металлогенические эпохи. Однако пока нет существенных доказательств времени отложения или преобразования пород

и руд и не исключено, что руды имеют наложенный характер. Поэтому о времени рудоотложения можно судить лишь по некоторым косвенным признакам.

Архейская эпоха характеризуется проявлениями ильменит-магнетитового оруденения [7, 9, 11]. Последнее тесно пространственно связано с породами гранулитовой фации метаморфизма. Его главной особенностью является приуроченность к тектоническим зонам разрыва с дроблением пород субстрата и цементация их рудными (магнетит, ильменит) скоплениями. В некоторых работах [1, 5] доказывается магматогенная природа этих руд.

Петрологические и генетические особенности руд Новоселковского месторождения (БССР), располагающихся в толще основных кристаллических сланцев (гранулитов), с различных позиций рассматривались ранее [3, 5-9, 11]. Кристаллические сланцы основного состава и вмещающие руды наряду с плагиоклазом и амфиболом содержат гиперстен и клинопироксен и образуют тела протяженностью в несколько сот километров при сравнительно небольшой мощности (от 2-3 до 10 км и более). Такая форма залегания этих тел указывает на их суперкрустальную природу, а химический состав пород подтверждает участие в них вулканогенных слоев, по химизму сходных с примитивно дифференцированными толеитовыми базальтами.

Слоистость пород подчеркивается послойной их чарнокитизацией. Чарнокиты по мере удаления от замещаемых кристаллических сланцев постепенно приобретают массивные текстуры и псевдомагматические структуры. Небольшая мощность тел кристаллических сланцев служит препятствием для безусловного утверждения об их интрузивной природе и вызывает сомнение в возможности проявления в этих породах признаков кристаллизационной и гравитационной дифференциации. Рудные тела несут признаки цементации рудными минералами безрудных более мелкозернистых угловатых обломков кристаллических сланцев, что указывает на приуроченность самих руд к тектоническим зонам дробления, отслоения и скольжения. Рудная зона месторождения, расположенная преимущественно среди основных кристаллических сланцев, в призабойной части скважины Ст 4, распространяется в подстилающие их биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы, обогащенные магнетитом и гранатом с реакционными оторочками.

Руда представлена обособленными зернами магнетита и ильменита, независимыми друг от друга. Решетки титаномагнетита, если встречаются, то обычно в небольшом количестве и, вероятно, относятся к титаномагнетиту, характерному для первичной породы типа базальта, по которой образовались основные кристаллические сланцы (гранулиты).

Это обстоятельство может указывать на то, что преобладающая часть магнетита и сопутствующего ему ильменита является переотложенной и выкристаллизованной из метаморфических растворов на благоприятном физико-химическом уровне и среде образования. Прогрессивная направленность регионального метаморфизма, способствовавшая освобождению железа и титана и их отложению в соответствующих условиях, выражена сохранением реликтовых плоскостей косоугольной спайности амфибола в гиперстене /12/, а также тем, что более низкотемпературные водосодержащие силикаты (амфибол, отчасти биотит), обладая большей железистостью, чем образованные по ним пироксены, в случае превращения в пироксены обсвобождали некоторое количество железа и титана, одна часть которых сохранилась в виде включений и мелкой вкрапленности в гиперстене и клинопироксене, а другая, по-видимому, перенесена растворами в зоны дробления и тектонического отслоения. В процессе рудоотложения активное участие принимали водные растворы, что видно по появлению водосодержащего минерала – амфибола – на контакте между магнетитом и гиперстеном, развивающегося за счет последнего минерала.

Таким образом, наложенный характер оруденения на вмещающие породы не вызывает сомнений. Последнее подтверждается также палеотермометрическими данными: породы преобразованы метаморфизмом при температуре 700 – 800 °С /10, 14, 15/, а руды отлагались при температуре 380 – 440 °С /8/. Освобождение железа и титана при прогрессивном превращении силикатных минералов (амфибола в гиперстен, амфибола и биотита в клинопироксен и гиперстен, биотита в гранат и др.), а также замещение этих минералов полевыми шпатами и кварцем при гранитообразовании способствует переносу рудных элементов в участки, где процессы метаморфизма уже завершены. Температура и давление препятствуют абсорбции железа и титана образующимися силикатами, что подтверждается практической безрудностью высокотемпературных чарнокитов, формирующихся в аналогичном процессе.

Раннепротерозойская эпоха рудообразования проявилась формированием месторождений железисто-кремнистой формации. Выше, при описании процесса образования отложений окололовской серии, мы отмечали большую, если не решающую, роль вулканогенного осадконакопления, оказавшего существенное влияние на формирование рудоносных слоев. Решающим в рудогенезе был региональный метаморфизм, без которого образование рудного месторождения было бы не завершенным. Влияние регионального метаморфизма отражается в появлении новых минеральных ассоциаций, которых не было в исходных породах, ведущих к освобождению железа. Последнее оказалось локализованным в виде мелкой

вкрапленности и рудной "сыпи" в силикатах, особенно в кварце, и их межзерновых пространствах.

Формирование новых ассоциаций минералов в стадию прогрессивного метаморфизма ограничивалось тонкими прослойками породы и часто не выходило за их пределы. Это нашло отражение в частой смене минерального состава пород, особенно в рудных слойках, обладающих тонкой "ритмичной" слоистостью. Укрупнение зерен рудных минералов и увеличение мощности рудных слоев обязано своим происхождением местному переносу вещества под влиянием метаморфизма и тектонических деформаций, способствовавших проникновению рудоносных растворов.

Таким образом, в формировании руд железисто-кремнистого типа, как это видно на примере Околовского месторождения в Белоруссии, характерно сочетание метаморфического преобразования первичной осадочно-вулканогенной толщи на месте (метаморфизованное месторождение) с метаморфогенным перемещением и концентрацией вещества, часть которого могла быть заимствована из обогащенных железом вмещающих пород (собственно метаморфогенное рудообразование).

Позднепротерозойская металлогеническая эпоха наиболее полно представлена редкометальным рудообразованием, известным на юге республики. Оно характеризуется тем, что рудные тела и рудопроявления не имеют прямой генетической связи с обнаженной частью гранитного массива, располагаясь как в участках измененных самих гранитов, так и особенно в дайке долеритов. Последнее указывает на глубинный источник рудоносных растворов, появившихся после стабилизации гранитного массива и рассекающей его дайки долерита. Последняя благодаря своему специфическому составу служила геохимическим барьером для поступающих рудоносных растворов.

Таким образом, источником редкометальных рудоносных растворов является не мантийный слой и связанные с ним основные и ультраосновные расплавы (оруденение представлено легкими литофильными элементами), а зоны селективного плавления более легкой сиалической земной коры под влиянием метаморфических процессов. С этой точки зрения заслуживают внимания повышенные (надфоновые) содержания некоторых редких и рассеянных элементов в метасоматических и других гранитоидах, в окварцованных гнейсах щучинской серии /2/, а также в зонах активизации кристаллического фундамента, которые образованы, вероятно, в наиболее поздние этапы рудообразования, связанные с метаморфическим преобразованием суперкрустальных толщ и формированием рудоносных растворов, проникающих в вышележащие толщи.

1. Бабкин Ю.А., Доминиковский Г.Г., Илькевич Г.И., Пасюкевич В.И., Свержинский А.И. Габбронориты и ильменитово-магнетитовые руды Новоселковской интрузии. – Докл. АН БССР, 1967, 11, № 10, с. 922-925.
2. Булкин Ю.С. К вопросу потенциальной рудоносности гранитов Белорусского массива. – Докл. АН БССР, 1977, 21, № 10, с. 931-933.
3. Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.П. Железооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. – Новосибирск : Наука, 1979. – 184 с.
4. Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. и др. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. – Л. : Наука, 1979. – 120 с.
5. Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И., Шварков С.Л., Колотовский А.С., Илькевич Г.И. Железорудные формации докембрия Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1974. – 142 с.
6. Махнач А.С., Пап А.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. – Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 35-41.
7. Островский В.Е. О генезисе ильменит-магнетитовых руд Белорусского кристаллического массива. – Докл. АН БССР, 1972, 16, № 3, с. 252-255.
8. Островский В.Е. Температурный режим метаморфизма пород основного состава Белорусского кристаллического массива. – Докл. АН БССР, 1976, 20, № 12, с. 1113-1116.
9. Пап А.М. Перспективы металлоносности кристаллического фундамента Белоруссии. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 8, с. 51-58.
10. Пап А.М. Успехи в изучении кристаллического фундамента БССР. – В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые Белоруссии за 50 лет. Минск, 1973, с. 50-59.
11. Пап А.М. Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии. – В кн.: Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Минск, 1975, с. 4-39.
12. Пап А.М. Температурные ступени равновесия минералов и метаморфические фации в кристаллических породах докембрия Белоруссии. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 9, с. 39-44.
13. Пап А.М. О некоторых особенностях осадконакопления в архее. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1976, с. 26-32.
14. Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. – М. : Недра, 1977. – 127 с.
15. Пап А.М. Некоторые особенности строения древних платформ. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 11, с. 51-57.
16. Стасевич А.И., Махнач А.С., Доминиковский Г.Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии. – Докл. АН БССР, 1971, 15, № 11, с. 1017-1019.

УДК 553.061.17

А.М.Блох, К.С.Акопова

ИМИТАЦИЯ С ПОМОЩЬЮ УЛЬТРАЗВУКА ПРОЦЕССА МЕТАМОРФОГЕННОГО ОБЕЗВОЖИВАНИЯ И МОБИЛИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Один из важнейших аспектов современной теории метаморфогенного рудообразования – мобилизация вещества в процессе минеральных преобразований вмещающих пород и связанная с ним генерация метаморфоген-

ных водных растворов. Хотя уже не может быть сомнений в том, что породы, подвергшиеся метаморфизму, являлись источником рудного вещества для образования метаморфических рудных месторождений /1/, отдельные вопросы метаморфогенной мобилизации вещества остаются пока мало разработанными и требуют дальнейшего рассмотрения. К ним относится и проблема экспериментального воспроизведения процесса удаления при стрессе рудного материала из вмещающих толщ.

С целью имитации метаморфогенного выноса вещества была применена методика ультразвуковой обработки вмещающих пород и минералов. Под воздействием ультразвука в результате кавитационных явлений частицы озвучиваемого продукта точечные перегрузки, достигающие 10 кбар, и температурные превышения в несколько сот градусов /6/, т.е. эти воздействия качественно соответствуют перегрузкам, испытываемым вмещающими породами при стрессовых воздействиях в зонах дислокационного метаморфизма /5/.

В качестве объекта для исследований были взяты минералы из некоторых россыпей и ордовикские аргиллиты Сев. Казахстана из зоны проявления дислокационного метаморфизма. Последние ранее изучались геологическими методами как возможный источник метаморфогенных растворов /2/.

Экспериментальные исследования велись на установке периодического действия, которая состоит из ультразвукового генератора типа УЗГ-2-10 - источника электрического тока необходимой частоты, магнитострикционных преобразователей типа ПМС и ПМС-38М, преобразующих электрическую энергию в упругие механические колебания, и ультразвуковых ванн в звукоизолирующем коробе, причем магнитострикционный преобразователь является одновременно дном ванны. Материал в виде жидкой пульпы при соотношении твердое - жидкое от 1:10 до 1:5 озвучивался при частоте ультразвуковых колебаний 18 - 24 кГц и интенсивности 3,5 Вт/см^2. Продолжительность обработки зависела от цели исследований и составляла от 3 до 40 мин.

Из пробы, предварительно раздробленной до 1 мм, отсеивали класс -0,06 мм, который из дальнейших исследований исключали, а класс +0,06 мм подвергали озвучиванию. Образующуюся благодаря ультразвуковой эрозии тонкодисперсную фракцию отбирали пропусканием через сито с размером отверстий 0,038 мм и подвергали с помощью седиментационного метода дальнейшему разделению на классы частиц соответствующих величин. Самый тонкий класс -0,5 мкм получался при выпаривании воды, участвовавшей в процессе озвучивания, после 7 суток ее отстаивания в стаканах. Тем самым все элементы, так или иначе попавшие в водный раствор, оказывались на выделенном самом

Таблица I. Содержание некоторых элементов-примесей (в %) в и ультразвуковой обработке, по данным полуколичественного спектра

Изученный минерал	Свинец			Молибден		
	I	II	III	I	II	III
Циркон	0,03	0,2	0,4	Не обн.	0,01	0,02
	Не обн.	Не обн.	I,0	" "	Не обн.	0,02
	" "	" "	0,08	" "	" "	0,01
	" "	0,01	0,4	" "	" "	0,002
	" "	0,01	0,4	" "	" "	0,004
	" "	0,03	0,3	" "	10^{-4}	0,001
Ильменит	" "	0,1	0,5	" "	0,001	0,005
	" "	0,1	0,5	" "	Не обн.	0,001
	" "	0,03	0,3	" "	10^{-4}	0,005
	" "	0,03	0,5	" "	Не обн.	0,003
	" "	0,06	0,06	" "	0,001	0,005
	" "	0,1	0,7	" "	Не обн.	0,002

Примечание: I – содержание элементов в исходном материале; II III – содержание в тонкодисперсном продукте после ультразвуковой об

тонком продукте. Соответственно до седиментационного разделения аналогичное обогащение элементами, переходившими в раствор, можно было бы фиксировать на тонкодисперсном продукте –0,038 мм.

Продукты более грубых классов, оставшиеся после удаления класса –0,5 мкм, заливали свежей водой, не участвовавшей в озвучивании, и из них после соответствующего отстаивания и последовательного слива и выпаривания, получали классы от 0,5 до I, от I до 2, от 2 до 5, от 5 до I0 и от I0 до 20 мкм.

Как будет показано ниже, озвученный тонкодисперсный материал существенно обогащен многими элементами. Чтобы убедиться в ультразвуковой природе эффекта обогащения, проводились сравнительные оценки тонкодисперсного продукта, получавшегося при озвучивании и механической оттирке в твердых пульпах с отношением твердое-жидкое I:I. Оттирка происходила в камере флотационной машины или в специальной мешалке (агитационном чане) при скорости вращения импеллера 2I00 – 2500 об/мин. Время оттирки составляло от I0 до 40 мин. Результаты сопоставительных определений приведены в табл. I. Многие элементы, отмечаемые в заметных количествах после ультразвуковой обработки материала, отсутствуют в продукте после оттирки. Поэтому отмечаемый эффект концентрации следует связывать не с тривиальным обогащением тонкодисперсных частиц при их растирке, а со специфическим воз-

тонкодисперсном продукте, полученном при оттирке в плотной пульпе льного анализа

Ванадий			Вольфрам			Галлий		
I	II	III	I	II	III	I	II	III
Не обн.	0,006	0,006	0,01	0,1	1,0	Не обн.	Не обн.	0,005
" "	Не обн.	0,003	Не обн.	Не обн.	0,01	" "	" "	0,005
" "	0,003	0,01	" "	0,01	0,05	" "	" "	0,003
" "	0,001	0,01	" "	Не обн.	Не обн.	" "	0,001	0,005
" "	Не обн.	0,01	" "	" "	0,1	" "	0,001	0,005
" "	" "	0,005	" "	" "	Не обн.	" "	0,003	0,005
0,01	0,01	0,01	" "	" "	0,01	0,003	0,01	0,01
0,01	0,01	0,03	" "	" "	" "	Не обн.	0,001	0,01
0,01	0,01	0,01	" "	" "	0,003	0,003	0,003	0,01
0,03	0,006	0,05	" "	" "	0,003	0,001	0,002	0,01
0,006	0,01	0,06	" "	" "	Не обн.	Не обн.	0,003	0,01
0,005	0,001	0,02	" "	" "	0,003	" "	0,003	0,01

– содержание в тонкодисперсном продукте после механической оттирки; работки; Не обн. – элемент при анализе не обнаружен.

действием ультразвука на процесс перераспределения элементов-примесей в озвучиваемых пробах, т.е. с воздействием, которое является следствием стрессовых перегрузок, развивающихся при ультразвуковой обработке.

При рассмотрении состава озвученных минеральных систем отмечается постоянное обогащение выделенного тонкодисперсного продукта элементами-примесями. Кроме циркона (табл. 2), аналогичные данные получены для рутила, у которого в тонкодисперсном продукте увеличивается содержание *Al, Fi, Mn, Cr, Ni* и появляются *Ca, Co, Mo, W, Bi, Ga, V, P* имевшиеся в исходном минерале в количестве ниже предела чувствительности спектрального метода, для ильменита также начинают отмечаться *Ca, Mo, W, Pb, Sb, Bi, Sc, Y, Yb, P* и т.д.

Для аргиллитов ордовика Сев. Казахстана определялось содержание молибдена, присутствующего в изученных породах в кларковых количествах. Выбор этого металла для сопоставительных оценок был связан с существованием прецизионного полярографического метода определения его малых количеств при пределе чувствительности $0{,}3 \cdot 10^{-4}$ % [3].

Сопоставительный анализ продуктов озвучивания показывает снижение содержания молибдена в озвученных пробах по сравнению с исходными и его концентрацию на наиболее тонких продуктах класса

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в исходном цирконе и его тонкодисперсном продукте, полученном после озвучивания

Элемент	Содержание элементов (в %)		Метод определения
	в исходном минерале	в тонкодисперсном продукте	
Al	0,01	10,0	Полуколичественный спектральный анализ
Mg	0,003	0,6	
Fe	0,003	1,0	
Mn	0,001	0,03	
Ti	0,003	0,3	
Bi	Не обн.	0,003	
Zn	0,005	0,6	
Ce	3,0	13,0	Количественный спектральный анализ
La	1,0	3,8	
Pr	0,15	2,5	
Nd	1,0	3,9	
Dy	0,39	3,6	
Sm	Не обн.	2,4	

Таблица 3. Содержание молибдена в пробах аргиллита после ультразвуковой обработки по данным количественного спектрального анализа

Номер пробы	Содержание молибдена (в $n \cdot 10^{-4}$ %)								
	В исходном продукте +0,06 мм	в озвученном продукте +0,038 мм	в тонкодисперсном продукте -0,038 мм	в продуктах седиментационного разделения тонкодисперсного материала, мкм					
				-0,5	0,5-1,0	1-2	2-5	5-10	10-20
1346	2,92	0,14	3,77	12	0,7	0,3	0,3	0,3	0,5
1659	4,50	0,11	4,95	34	2,2	0,3	0,3	0,3	0,3
2/217	1,30	0,17	2,56	15	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3
2/276	0,70	0,26	0,83	4,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

-0,5 мкм (табл. 3). На более грубых продуктах разделения, снимавшихся с фильтров, его содержание ниже исходного; это следует рассматривать как свидетельство накоплений металла в классе -0,5 мкм преимущественно за счет того его количества, которое при ультразвуковой обработке перешло из вмещающих пород в водный раствор.

В табл. 4 приводится подсчет количества молибдена, вынесенного при экспериментальном стрессовом воздействии на изученные породы. Методику подсчета покажем на примере определения величины его выноса из пробы 1346.

При исходном содержании молибдена $2,94 \cdot 10^{-4}$ % и плотности по-

Таблица 4. Расчет количества молибдена, вынесенного из аргиллитов при ультразвуковой обработке

Номер пробы	Плотность, г/см^3	Для исходной пробы		Для продукта класса -0,5 мкм		Количество (в $n \cdot 10^{-4}$)		
		Вес, г	Объем, см^3	Вес, г	Объем, см^3	в исходной пробе		
						%	г/см^3	г
I346	2,60	9,85	3,80	2,20	0,85	2,94	0,0751	0,29
I659	2,68	II,20	4,I8	I,I9	0,44	4,50	0,I206	0,50
2/2I7	2,88	20,20	7,00	I,43	0,50	I,30	0,0374	0,26
2/276	2,80	I3,80	4,93	I,52	0,9I	0,70	0,0I96	0,I0

Номер пробы	Плотность, г/см^3	Количество (в $n \cdot 10^{-4}$) в продукте класса -0,5 мкм			Количество исходного *Mo* в классе -0,5 мкм, $n \cdot 10^{-4}$%	Количество *Mo*, вынесенного из исходной пробы	
		%	г/см^3	г		10^{-4} г	г/м^3
I346	2,60	I2	0,3I20	0,265	0,065	0,200	5,3
I659	2,68	34	0,9II2	0,40I	0,053	0,348	8,3
2/2I7	2,88	I5	0,4320	0,2I6	0,0I9	0,I97	2,8
2/276	2,80	4	0,II20	0,I02	0,0I8	0,084	I,7

роды 2,60 г/см^3 его объемное количество составит $0,0751 \cdot 10^{-4}$ г/см^3. При весе исходной навески 9,85 г ее объем равен 9,85 г : 2,60 г/см^3 = = 3,8 см^3; в этом объеме заключено $0,0751 \cdot 10^{-4}$ г/см^3 x 3,8 см^3 = = $0,29 \cdot 10^{-4}$ г молибдена. В тонкозернистом продукте класса -0,5 мкм, полученном выпариванием из воды, в которой происходило озвучивание, содержание молибдена составляет $I2 \cdot 10^{-4}$ % или $0,3I2 \cdot 10^{-4}$ г/см^3. Вес продукта класса -0,5 мкм равен 2,2 г, а объем 0,85 см^3; в этом объеме заключено $0,3I2 \cdot 10^{-4}$ г/см^3 x 0,85 см^3 = $0,265 \cdot 10^{-4}$ г молибдена. Чтобы определить, какая часть из этих $0,265 \cdot 10^{-4}$ г молибдена приходится на осевший при выпаривании из воды, т.е. то, что было вынесено из исходной пробы при озвучивании, определим вес молибдена, являющегося исходным для данного объема продукта класса -0,5 мкм: $0,0751 \cdot 10^{-4}$ г/см^3 x 0,85 см^3 = $0,065 \cdot 10^{-4}$ г. Разность $0,265 \cdot 10^{-4}$ г – – $0,065 \cdot 10^{-4}$ г = $0,2 \cdot 10^{-4}$ г и является этой частью. Разделив полученную разность на объем исходной пробы, получим величину выноса молибдена при ультразвуковом воздействии на единицу объема вмещающей породы: $0,2 \cdot 10^{-4}$ г : 3,8 см^3 = $0,053 \cdot 10^{-4}$ г/см^3 = 5,3 г/м^3.

Как и следовало ожидать, вынос молибдена из аргиллитов периферии зоны дислокационного метаморфизма (пробы I346 и I659) оказался существенно большим, чем из пород, претерпевших метаморфизм (пробы 2/2I7 и 2/276).

Одновременно с выносом элементов-примесей при ультразвуковой

обработке вмещающих минеральных систем наблюдаются процессы обезвоживания. Это отмечено как для безводных минералов, в которых вода в качестве постороннего компонента присутствует в тончайших поровых и капиллярных пространствах, так и для аргиллитов, состоящих из водусодержащих глинистых минералов.

До ультразвуковой обработки исходных проб ильменита, циркона, монацита, ставролита и рутила для удаления из их полостных пространств воды необходимо было нагреть пробу до температуры 100 °С и более. После озвучивания потери в весе при нагревании до тех же температур, как правило, не отмечались (табл. 5), что свидетельствует об удалении воды в процессе ультразвукового воздействия.

Таблица 5. Результаты изучения обезвоживания минералов термовесовым методом

Минерал	Температура нагревания, °С	Потери в весе, %		Минерал	Температура нагревания, °С	Потери в весе, %	
		в исходной пробе	в озвученной пробе			в исходной пробе	в озвученной пробе
Ильменит	100	0,5	Не обн.	Ильменит	210	1,0	Не обн.
"	220	0,5	"	"	400	0,5	"
"	420	1,5	"	Циркон	100	0,5	"
"	100	1,0	0,3	Монацит	300	0,5	"
"	220	0,5	Не обн.	Ставролит	100	0,5	"
"	340	0,5	"	Рутил	150	0,5	"
"	420	1,5	"				

Таблица 6. Содержание воды, удаляющейся при температуре более 200 °С, в исходных и озвученных пробах ордовикских аргиллитов

Место отбора проб	Номер пробы	Содержание воды, % +200°С		Процент снижения содержания воды после озвучивания
		в исходной пробе	в озвученной пробе	
Периферия зоны дислокационного метаморфизма	1346	4,25	2,35	47
	1643	5,15	3,09	40
	1659	4,70	3,14	33
	1709	4,58	2,68	40
Зона дислокационного метаморфизма	2/217	3,52	3,23	10
	2/222	2,95	2,24	8
	3/232	3,76	3,17	15
	2/276	3,51	3,24	8
	1/462	3,53	2,91	18

Данные по уменьшению содержания воды в озвученных пробах ордовикских аргиллитов приводятся в табл. 6. Содержания воды определялись с помощью прямого метода анализа с поглотительными трубками,

при котором навеска нагревалась до 1000 °С, т.е. до температуры полного удаления воды. Полученные результаты показывают, что и здесь ультразвуковое воздействие приводит к заметному удалению воды.

По количеству удаленной воды четко выделяются две группы проб. В пробах аргиллитов, отобранных на периферии зоны дислокационного метаморфизма, в минеральном составе которых преобладают гидрослюды модификации 2М1, относительный вынос воды при озвучивании не опускается ниже 33 %. В то же время в одновозрастных аргиллитах, претерпевших стрессовые воздействия при тектонических подвижках, которые сопровождались минеральными преобразованиями в сторону замещения первичных гидрослюд мелкокристаллическим мусковитом (серицитом), с одновременной потерей части структурной воды [2], этот вынос не превысил 18 %.

Для оценки степени соответствия полученных экспериментальных величин по имеющимся геологическим данным и для рассмотрения корректности использования ультразвука как метода имитации природных стрессовых воздействий, сопоставим величины обезвоживания, достигнутые при эксперименте и наблюдаемые в природных условиях. Для этого путем пересчета определим содержание воды в собственно слюдистой составляющей изученных аргиллитов.

Результаты пересчета сведены в табл. 7 по сравнению с табл. 6, в ней отсутствуют данные для пробы 1346, по которой содержания слюд и кварца не определялись. Методика подсчета количества слюдистой и кварцевой составляющих в породе и количества связанной воды в них приводится в [2]. При пересчете принималось, что обезвоживание образца при озвучивании происходило только за счет слюдистых компонентов породы, тогда как содержание воды в кварцевой составляющей аргиллита оставалось неизменным.

Среднее содержание воды в слюдистой составляющей изученных образцов аргиллита, отобранных по периферии зоны дислокационного метаморфизма, составляло до озвучивания 6,09 % и после него 3,44 %, а для пород из зоны стрессовых воздействий соответственно 4,73 и 3,87 %. Тем самым в первом случае содержание воды на единицу слюдистой составляющей уменьшилось на 2,65, во втором – на 0,86 %. Отмечаемое уменьшение содержания воды в озвученных серицитизированных аргиллитах из зоны разлома следует связывать с более жесткими условиями ультразвуковой обработки, по сравнению с естественными стрессовыми воздействиями, испытывавшимися ими за геологическую историю. Для корректного сравнения полученных экспериментальных данных с геологическими эту разницу 0,86 %, отражающую несоответствие экспериментальных и природных воздействий, следует вычесть из величины

Таблица 7. Содержание воды, удаляющейся при температуре более 200 °С, в слюдистой составляющей исходных и озвученных проб ордовикских аргиллитов (в %)

Место отбора пробы	Номер пробы	Содержание воды +200 °С ($V_в$) в аргиллите		Содержание в аргиллите		Доля воды +200°С, приходящаяся на кварцевую составляющую аргиллита (из расчета среднего содержания 2 %) $V_в^к = V_к \cdot 2\ \%$	Остаток воды +200 °С, приходящийся на слюдистую составляющую аргиллита $V_в^c = V_в - V_в^к$		Среднее содержание воды +200 °С в слюдистой составляющей $\frac{V_в^c}{V_c} \cdot 100\ \%$ в аргиллите	
		исходном	озвученном	слюдистой составляющей V_c	кварца $V_к$		исходном	озвученном	исходном	озвученном
Периферия зоны дислокационного метаморфизма	I643	5,I5	3,09	76,77	2I,55	0,43	4,72	2,66	6,I5	3,47
	I659	4,70	3,I4	67,56	3I,50	0,63	4,07	2,5I	6,02	3,72
	I709	4,58	2,68	64,06	34,26	0,68	3,90	2,00	6,09	3,I3
							В среднем		6,09	3,44
Зона дислокационного метаморфизма	2/2I7	3,52	3,23	60,85	34,90	0,70	2,82	2,53	4,63	4,I6
	2/222	2,95	2,24	58,32	27,90	0,56	2,3I	I,68	4,2I	2,89
	3/232	3,76	3,I7	68,I7	28,64	0,57	3,I9	2,60	4,68	3,8I
	2/276	3,5I	3,24	55,72	35,90	0,72	2,79	2,52	5,0I	4,52
	I/462	3,53	2,9I	54,30	37,80	0,76	2,77	2,I5	5,I0	3,96
							В среднем		4,73	3,87

Примечание: среднее содержание воды +200 °С в кварцевой составляющей аргиллитов принимается равным 2 % по данным соответствующих определений [2].

общего обезвоживания озвученных пород 2,65 % из района вне зоны дислокационного метаморфизма; в результате получаем величину I,79 %. Разница в содержании воды в слюдистых компонентах изученных образцов гидрослюдистых и серицитизированных аргиллитов, полученная по результатам ее определения в исходной пробе, составляет 6,09 – 4,73 = = I,36 %. Следовательно, экспериментальные цифры достаточно близкие к наблюдаемым по фактическому геологическому материалу*.

Намечающееся совпадение экспериментальных и геологических оценок степени обезвоживания изученных проб позволяет считать метод озвучивания достаточно подходящим методом для экспериментального изучения мобилизующих возможностей стрессовых воздействий в зоне дислокационного метаморфизма и пригодности вмещающих пород в качестве источника выноса тех или иных компонентов.

К сожалению, методика опыта не позволяет подсчитать концентрацию молибдена в генерируемых при опыте водных растворах. Опыт ведется в водной среде и поэтому в выносе металла здесь принимает участие и вода, вносимая в систему по условиям эксперимента. Однако тот факт, что для аргиллитов периферии зоны дислокационного метаморфизма количество вынесенного металла на единицу объема вмещающей породы оказывается в несколько раз больше, чем для аргиллитов, претерпевших стресс, свидетельствует о том, что полученные величины имеют геологическую значимость и качественно отражают способность изученных пород к генерации в процессе метаморфогенеза полезного компонента.

Таким образом, сопоставительный анализ продуктов ультразвуковой обработки пород и минералов показывает снижение содержания элементов-примесей в озвученных пробах по сравнению с исходными и их концентрацию на наиболее тонких продуктах седиментационного разделения, получаемых выпариванием из воды. Это рассматривается как свидетельство выноса элементов-примесей из вмещающей среды под влиянием ультразвуковых воздействий.

Ультразвуковая обработка активизирует также обезвоживание пород и минералов, причем удаляется как поровая и капиллярная, так и структурная вода водусодержащих минералов.

Метод ультразвуковой обработки можно использовать для имитации стрессовых воздействий, испытываемых породами земных недр при метаморфогенных процессах, и оценки их роли в формировании метаморфогенных природных растворов. Проведенный опыт может также послу-

* По результатам определения величины разности по большему числу проб аргиллитов она составила I,57 % [2], что еще ближе к величине, полученной по экспериментальным данным.

жить экспериментальной моделью природного процесса, приводящего к возрастанию в подземных водах перед землетрясением содержаний ряда рассеянных элементов [4].

1. Белевцев Я.Н. Основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования.— Геол. журн., 1982, 42, № 5, с. 1-17.
2. Блох А.М., Афанасьева Р.Н. Опыт оценки вмещающих пород рудного поля как генераторов природных растворов. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 140-149.
3. Любимова Л.Н., Пахомова К.С. Анализ полиметаллических руд. - В кн.: Определение рудных и рассеянных металлов в минеральном сырье. М. : Недра, 1982, с. 208-234.
4. Открытия в СССР 1973. - М. : Изд. ЦНИИПИ, 1974, с. 24-25.
5. Паталаха Е.И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность "подвижности" зон глубинных разломов. - Сов. геология, 1967, № 11, с. 121-133.
6. Якубович И.А. Физические основы использования ультразвука для интенсификации обогатительных процессов. - Тр. Всесоюз. Ин-та минерального сырья, 1971, вып. 17, с. 110-118.

УДК 553.2

А.И.Стрыгин

СВЯЗИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ С МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

Обсуждая вопросы о связи рудных формаций с метаморфическими и ультраметаморфическими формациями, следует остановиться на вопросе правомерности выделения формаций и определении понятий. Выделение ультраметаморфических (магматических) формаций особых разногласий среди исследователей не вызывает, расхождения во взглядах проявляются в принципах выделения конкретных формаций, в названиях и др. Иное положение в вопросе о метаморфических формациях - некоторые исследователи отрицают правомерность формационного анализа при изучении метаморфических толщ.

Подобный взгляд Ю.Ир.Половинкина [12] обосновывает тем, что вещество метаморфических пород не образовано заново, как при осадочных и магматических процессах, а только изменено. Что следует понимать под выражением "вещество"? Если под "веществом" в метаморфических породах понимать минеральный состав, то он образован при метаморфизме и в этом смысле является новообразованным; если под "веществом" метаморфических пород понимать их валовый химический состав, то, действительно, "вещество" было накоплено вследствие осадочных и вулканогенных процессов и валовый состав претерпел изменения лишь в части легко мигрирующих компонентов, оставаясь в основном унаследованным от первичных пород. Однако при этом следует

обратиться к "веществу" автохтонных магматических (ультраметаморфических) пород древних щитов, в изучении которых формационный анализ сомнений не вызывает. Сейчас становится общепризнанным, что породы, в основном слагающие докембрийские щиты, образованы ультраметаморфизмом (палингенезом, магматическим замещением и др.) осадочных и вулканогенных толщ, т.е. они, как и метаморфические породы, сформированы за счет более раннего субстрата и различий между метаморфическими и ультраметаморфическими породами в этом отношении нет.

Метаморфические породы наравне с ультраметаморфическими составляют особую группу. Конечно, когда в метаморфизованных породах хорошо сохранено строение исходных пород и состав, распознание их первичной природы не представляет особых затруднений. Подобные случаи, возможно, и послужили основанием для отрицания метаморфических формаций. В большинстве случаев, однако, определение природы метаморфических пород оказывается неоднозначным и заключения об исходных геологических формациях являются обычно гипотетичными. Подобные примеры не единичны и иллюстрации их излишни.

Метаморфические формации – реальные, крупные, сложно-построенные тела, представляющие естественные парагенезисы различных метаморфических и нередко ультраметаморфических пород в определенных количественных и структурных соотношениях. Метаморфические и ультраметаморфические формации образуют закономерные сообщества, которые слагают структурно-формационные зоны.

С метаморфическими формациями связаны полезные ископаемые, которые не свойственны ни осадочным, ни магматическим формациям – железистые кварциты, графитовые, силлиманитовые, кианитовые, марганцевые и различные другие стратиформные месторождения.

Таким образом, довод, выдвигаемый против выделения метаморфических формаций, несостоятелен.

Возражения против выделения рудных формаций по сути те же – они рассматриваются как локальные наложения или измененные первичные породы с рудной минерализацией [12].

Но справедливо ли рассматривать рудные формации только как образования "наложенные и локально развитые изменения", отрывая их от основных петрогенетических процессов, в течение которых полезные ископаемые возникают?

Сингенетичные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых в осадочных породах обладают, как известно, всеми признаками осадочных пород и выделяются среди них только содержанием полезных компонентов. Аналогичные характеристики свойственны осадочным метаморфизованным и метаморфическим рудам. Очевидно также, что руд-

ные концентрации титано-магнетита и медно-никелевых минералов в габброидах, платины и хрома в перидотитах, редких земель в гранитах и сиенитах и другие, являются в основном следствием процессов формирования этих пород, а не каких-то позднее наложенных особых "рудных процессов".

Сингенетичные взаимоотношения полезных ("рудных") компонентов свойственны также гидротермально-измененным породам. Их вторичность или "наложенность" относительно вмещающих комплексов ни в коей мере не характеризует рудные формации в целом.

Из сказанного следует, что все оруденения, сингенетичные с породами, действительно являются составной частью соответствующих геологических формаций, о чем свидетельствует и геологический опыт. Определенные месторождения полезных ископаемых ассоциируют с определенными геологическими формациями.

Разумеется,в существе геологических и рудных формаций имеются коренные различия - если первые представляют собой крупные естественно исторические сообщества или парагенезисы пород, то вторые являются, по сути, их очень незначительной частью и наше особое внимание к ним определяется их сугубо хозяйственной значимостью. Под рудными формациями понимаются достаточно обособленные группы или типы минеральных месторождений, характеризующиеся устойчивым свойством вещественного состава, строения и геологической ситуации.

Отличия рудных формаций от геологических не должны служить препятствием для приложения формационного анализа при изучении месторождений полезных ископаемых. Объединение минеральных месторождений по сходным объективным показателям в рудные формации способствует выявлению закономерностей в их размещении и в этом состоит большое прикладное и познавательное значение формационного анализа.

При выделении конкретных метаморфических и рудных формаций оказываются важными и нередко дискуссионными и потому требующими всестороннего осмысливания вопросы состава, строения, объема, границ формаций; важны также вопросы номенклатуры. Вряд ли можно признать рациональным выделение и название формаций по минералогическим разновидностям пород: биотитовые гнейсы - формация биотитовых гнейсов; пироксен-плагиоклазовые гнейсы - формация пироксеновых гнейсов и др. Совершенно не оправданы названия формаций по исходным породам - терригенно-вулканогенная, пелитовая, спилит-кератафировая и т.д., поскольку вопросы об исходных породах зачастую дискуссионны и выявление первичной породы требует специальных исследований; представления разных исследователей по этим вопросам обычно не совпадают и нередко противоположны. Неподходящи названия формаций по признакам

химического свойства – железисто-кремнистая, ультрабазитовая – поскольку отражают химический состав какой-то части пород формации, но не содержат никакой информации о типах пород, слагающих ее. Неподходящи термины иностранного происхождения (кинцигитовая, кондалитовая), поскольку они неясны для широкого круга геологов и требуют всегда расшифровки, а по сути своей говорят только о какой-то разности гнейсов и кварцитов. Названия метаморфическим формациям, по-видимому, наиболее рационально давать по главным, характерным для них типам пород, входящим в их состав; например, метабазито-роговиково-сланцевая: главные породы – метаморфизованные вулканиты преимущественно основного состава, различные роговики и сланцы; железисто-роговиково-сланцевая: главные породы – железистые роговики и джеспилиты, сланцы и т.д.

Рудным формациям названия принято давать по ведущим рудным и нерудным минералам, нередко по химическим элементам. В последнее время наряду с минерало-элементными характеристиками рудных формаций стали применяться термины, содержащие петрографическую и генетическую информацию. Учитывая, что рудные формации всегда тесно связаны с вмещающими породами, представляется целесообразным полное или минералогическое название рудных формаций дополнять определениями типа вмещающих пород (например, титановая габбро-анортозитовая, редкометальная пегматитовая, железорудная скарновая и т.д.).

Главная закономерность, эмпирически устанавливаемая учением о рудных формациях, состоит в том, что определенные виды полезных ископаемых ассоциируют с определенными геологическими формациями. Эта связь рудных формаций с геологическими особенно четко наблюдается в метаморфических и ультраметаморфических комплексах Украинского щита (таблица).

Чтобы отчетливее представить связи рудных формаций с геологическими, остановимся на геологических формациях и их размещении на Украинском щите.

Анализ парагенезисов метаморфических и ультраметаморфических пород и их размещения в кристаллическом щите позволяет выделить три типа структурно-формационных зон (рисунок), каждый из которых обладает своеобразными ассоциациями метаморфических и ультраметаморфических формаций. Эвгеосинклинальный тип (Приднепровский регион) характеризуется господствующим распространением ассоциацией морфических и ультраметаморфических формаций, не характерной ни для какого другого региона щита. Среди метаморфических формаций здесь широко распространены метавулканиты и железистые роговики,

Геологическая классификация рудных формаций УЩ

Геоструктурный тип областей	Геологические формации	Рудовмещающие породы	Рудные формации	Полезные компоненты		Морфология рудных тел
				главные	второстепенные	
Протоплатформенный (Волыно-Подольский и Кировоградский блоки)	Аляскитовая	Граниты, лейкосиениты	Редкометальная в аляскитах и лейкосиенитах	W – 0,1–0,3%	Nb, Sn, Be, TR	Линзовидная
	Рапакиви-гранитовая (с габбро-анортозитовой подформацией)	Граниты	Топазо-моршновая пегматитовая	Морион, топаз	флюорит	Жильная
		Габбро-анортозиты	Титановая в габбро-анортозитах	Ильменит до 13%, апатит до 9%	Sc, Co, TR	Линзовидная
			Кобальт-никелевая в габбро-анортозитах	Ni – до 3% Co – до 0,1%	Cu – 0,1%	Уплощенно-линзовидная
			Титановая в коре выветривания габбро-анортозитов	Ильменит до 25%, апатит до 12%	Sc, Co, TR, V Ta	Плащеобразные залежи
	Микроклин-гранитовая	Граниты	Редкометальная пегматитовая	TR, Zr	Nb, Be, Sn, Mo	Жильная
	Сланцево-кварцитовая	Кварциты	Дистеновая в кварцитах	Дистен до 17%	–	Пластовая, линзовидная
			Пирофиллито-сланцевая	Пирофиллит		Пластовая
		Песчаники	Цирконовая в песчаниках	Циркон		Пластовая
		Сланцы	Апатитовая в сланцах	Апатит		Пластовая
	Графито-гранато-гнейсовая	Гнейсы	Гранатовая в гнейсах	Гранат		Пластовая
			Графитовая в гнейсах	Графит до 30%	Ni, Co, Ag, Mo	Пластовая
Парагеосинклинальный (Белоцерковско-Одесская, Западно-Ингулецкая, и Ореховско-Приазовская зоны)	Нефелин-сиенитовая	Сиениты	Нефелин-сиенитовая	Al_2O_3 до 20%	Zr, Nb, Ta	Линзовидная
			Редкометальная в сиенитах	ZrO_2 до 40% Nb_2O_5 до 0,1%	TR, Hf, Sc	Линзовидная
		Карбонатиты	Апатито-редкометальная в карбонатитах	Апатит до 30%	Ta, Nb	Линзовидная
	Чарнокитовая (с гипербазитовой подформацией)	Гипербазиты	Хромитовая в гипербазитах	Cr_2O_3 12–36%	Ni, Co, Cu	Линзовидная
		Базиты-гипербазиты	Нонтронит-лимонитовая в коре выветривания базитов	Ni до 1% Fe до 30%	Co	Плащеобразные залежи
	Микроклин-гранитовая	Граниты	Редкометальная пегматитовая	Ta – Nb	Be, Zr, TR, Li	Жильная
		Лейкосиениты, граниты	Редкометальная щелочно-гранитоидная	Ta – Nb	Be, Sn, Zr, W, Mo, Li, Rb, Cs, TR, Th	Линзовидная
	Мраморо-графито-гнейсовая	Гнейсы	Графитовая в гнейсах	Графит до 30–70%	Гранат, силлиманит	Пластовая
			Железисто-кварцитовая	Fe – 20–40%	Ge – 3–25 гр	Пластовая
			Корундовая гнейсовая	Корунд до 63 кг	Гранат, силлиманит	Пластовая, линзовидная
			Силлиманитовая гнейсовая	Силлиманит 250 кг	–	Пластовая, линзовидная
		Кальцифиры	Апатитовая в кальцифирах	Апатит до 15–20%	–	Линзовидная
		Железистые кварциты	Железорудная в коре выветривания	Лимонит, сидерит, Fe – 20–65%	Ni, Co, Mn	Плащеобразные залежи
	Скарновая	Скарны	Магнетитовая скарновая	Fe – 30–60%		Жильная
	Слюдитовая	Слюдиты	Корундовая слюдитовая	Рубин 25–30%, биотит – 70%		Линзовидная
		Гнейсы	Фальбандовая	Cu – 0,5–3,0% Bi – 1,0% Co – 0,3%	Ni 0,1–0,3% Ag 0,1%	Пластовая, линзовидная

Окончание таблицы

Геоструктурный тип областей	Геологические формации	Рудовмещающие породы	Рудные формации	Полезные компоненты		Морфология рудных тел
				главные	второстепенные	
Эвгеосинклинальный (Приднепровский блок)	Дайковая гипербазитовая	Дайки перидотитов	Пентландит-пирротиновая в перидотитах	*Ni* - до 0,5%, *Co* - до 0,3%		Дайковая
	Микроклин-гранитовая	Гранитоиды	Молибденитовая в гранитоидах	*Mo* - 0,05-1,0%	*Cu, W* до 0,2%	Зоны кварцевых кварц-полевошпатовых прожилков
	Сланцево-песчаниковая	Железистые сланцы и песчаники	Магнетитовая песчанистая	*Fe* - до 50-65%		Пластовая, линзовидная
	Железисто-роговиково-сланцевая	Силикатные глиноземисто-железистые сланцы	Магнетитовая роговико-джеспилитовая	*Fe* - 20-45%		Пластовая, линзовидная
			Магнетитовая	*Fe* - 50-60%		Пластообразная
			Магнетито-мартитовая	*Fe* - 56-68%		Линзовидная, пластообразная
			Колчеданная в конгломератах	Пирит - 75%	*Mo, Co, Cu, Ni*	Пластовая
	Эгиринитовая и альбититовая	Альбититы, эгиринты	Малакон-апатитовая в эгиринитах и альбититах	Малакон, апатит		Линзовидная
	Метабазито-роговиково-сланцевая	Пара- и ортосланцы	Магнетито-роговиковая	*Fe* - 20-40%		"
			Медно-никелевая в метабазитах и метаультрабазитах	*Cu* - 0,7%, *Ni* - 0,5%, *Co* - 0,3%	*Sb, Cd*	Субсогласные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации

Нонтронит-лимонитовая апогипербазитовая	Fe-до 30%, Ni-1,0%	Co-0,08%	Плащеобразные залежи
Бокситовая апометабазитовая	Al_2O_3-до 38%		Плащеобразные залежи

которые нигде в подобной форме и масштабах более не наблюдаются. Из ультраметаморфических формаций господствующее положение принадлежит плагиогранитной формации.

Миогеосинклинальный тип (Орехово-Приазовская, Ингулецкая, Белоцерковско-Одесская зоны) сложены формациями микроклиновых гранитов, гранодиоритов и чаркитовой и нефелин-сиенитовой формациями. С ними ассоциируют мраморо-графито-гнейсовая и габброидно-гнейсовая метаморфические формации. Здесь типичны мраморы, кальцифиры, кварциты, графитовые и графитсодержащие гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, парабазиты и гнейсы габброидного состава. Магнетитовые кварциты и другие железистые породы, ассоциирующие с гнейсами, мраморами и кварцитами, не идентичны железистым раговикам и джеспилитам железисто-роговиково-сланцевой и метабазито-сланцевой формаций; они образовались в последующий этап геологического развития и в иных геологических условиях.

"Протоплатформенные зоны" - Кировоградский и Волыно-Подольский регионы характеризуются распространением метаморфических формаций - графито-гранато-гнейсовой и конгломерато-гнейсовой; в Волыно-Подольском регионе хорошо проявляется красноцветная трахиандезито-кварцитовая формация. С ними ассоциируют ультраметаморфические формации микроклиновых гранитов и рапакиви-гранитов.

Вещественный состав метаморфических и ультраметаморфических формаций структурно-формационных зон обусловил состав их рудной минерализации.

В эвгеосинклинальной зоне в магматических комплексах известны проявления пентландит-пирротитовой минерализации в перидотитах и медно-молибденовой - в кварц-полевошпатовых прожилках в гранитоидах [15]. Метаморфические железисто-роговиково-сланцевая и метабазито-роговиково-сланцевая формации содержат основные железистые месторождения и определяют металлогенический характер региона. Содержание железа в разных типах руд варьирует от 20 до 68 %; из сопутствующих элементов интерес представляет золото, содержащееся в пластах песчанико-магнетитовых руд и германий, отмечаемый во всех типах руд.

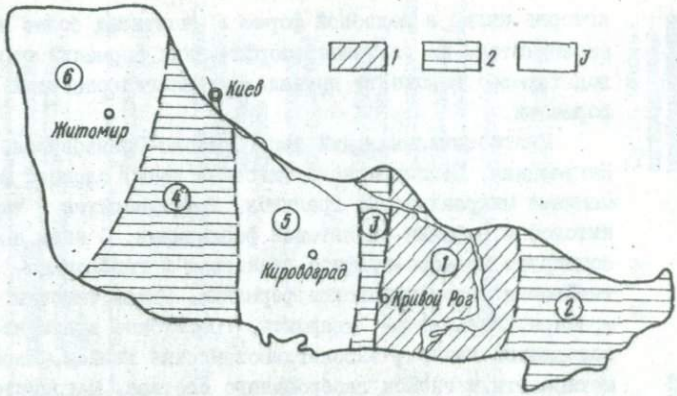


Схема структурно-формационных зон Украинского щита:
I – эвгеосинклинальная зона; 2 – миогеосинклинальные зоны; 3 – "протоплатформенные" зоны

Метаморфическим формациям подчинены во многих местах метасоматические образования: альбититы и магнетитовые эгириниты, в которых иногда отмечается редкоземельная минерализация [11, 4].

В метаконгломерато-песчаниковой и метабазито-роговиково-сланцевой формациях отмечаются проявления золота, никеля, меди и других металлов [14, I, 20, 10].

Судя по аналогии с докембрием других регионов мира, указанные метаморфические формации представляют интерес для обнаружения в них подобных месторождений.

Миогеосинклинальные зоны отличаются от эвгеосинклинальной зоны ассоциацией магматических, метаморфических и метасоматических формаций. Здесь широко развиты формации гранодиоритовая и микроклиновых гранитов, характерны чарнокитовая и нефелин-сиенитовая, габброидно-гнейсовая и мраморо-графито-гнейсовая формации; типична метасоматическая скарновая формация. Руды рудных формаций связаны с нефелин-сиенитовой, чарнокитовой и мраморо-графито-гнейсовой формациями (см. таблицу). Наиболее распространена и характерна формация графитовых гнейсов. Графитовые месторождения характеризуются значительными параметрами и имеют важное промышленное значение. В последние годы промышленное значение приобретают также месторождения магнетитовых кварцитов, которые являются составной частью мраморо-графито-гнейсовой формации. К данной метаморфической формации приурочена метасоматическая скарновая формация с магнетитовым, титанисто-магнетитовым и колчеданно-магнетитовым рудопроявлениями, в отдельных участках отмечены медно-висмут-кобальтовые рудопроявления [18, 19, 17, 13].

Для натриевых сиенитов, пегматитов и карбонатитов свойственны редкометальные оруденения, для гипербазитов - хромитовые и в коре выветривания основных пород - нонтронит-лимонитовые месторождения /5, 6, 3/.

"Протоплатформенные" зоны, как видно из таблицы, отличаются развитием аляскитовой и рапакиви-гранитовой формаций с приуроченными к ним редкометальными, титано-рудными, топаз-марионовыми и другими рудными формациями /9, 2, 7, 8/.

В формации микроклиновых гранитов, наиболее распространенной в этих зонах, развиты лейкосиениты, которым в ряде случаев подчинена метасоматическая альбититовая формация, перспективная для поисков редкоземельного оруденения /16/. Сланцево-кварцитовая формация, ассоциирующая с комплексами рапакиви и аляскитовых гранитов Волыно-Подольского региона, вмещает дистен и пирофиллитовые месторождения, рудопроявления горного хрусталя, апатита, циркона и редких металлов /2/.

Графитовые руды встречаются в формации графит-гранатовых гнейсов, иногда содержат значительную примесь пирротина с повышенными содержаниями никеля, кобальта, серебра, молибдена.

Определенная приуроченность рудных формаций к метаморфическим, ультраметаморфическим и метасоматическим формациям обусловлена их генетическим единством. Формирование полезных ископаемых неразрывно связано с формированием вмещающих пород или точнее - одна из сторон петрогенезиса. Примерами, иллюстрирующими это положение, являются графитовые и железорудные формации Украинского щита, образованные в результате процессов осадконакопления и последующего метаморфизма. Аналогичны золоторудные и цирконовые проявления в конгломератах и песчаниках, апатитовая - в кальцифирах и сланцах. Отчетливая генетическая связь рудных формаций с вмещающими породами наблюдается в нонтронит-лимонитовой апобазито-гипербазитовой, бокситовой апометабазитовой и титановой в коре выветривания габбро-анортозитов, формирование которых явилось следствием гипергенных преобразований пород, содержащих соответствующие рудные компоненты.

Редкометальные формации в гранитах, сиенитах, карбонатитах и пегматитах, титановая и титано-магнетитовая в габброидах также непосредственно связаны с формированием этих пород в результате ультраметаморфизма (палингенеза) первичного субстрата.

Формирование метасоматитов и приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых также генетически тесно связано с вмещающими комплексами. Здесь следует отметить исключительную приуроченность определенных типов метасоматитов к определенным толщам пород; осо-

бенно ярко это выражается в приуроченности магнетитовых эгиринитов только к железисто-кремнистым породам, альбититов – к алюмосиликатным, а скарнов – к комплексам, обогащенным щелочно-земельными компонентами. Из приведенных примеров видно, что компоненты полезных ископаемых всегда связаны с вещественным составом вмещающих геологических формаций. Отсюда самый общий и главный прогнозно-поисковый критерий – существо этих формаций.

Метаморфические, ультраметаморфические и метасоматические формации перспективны для выявления новых месторождений, аналогичных уже известным в них, а также таких, которые на Украинском щите пока не выявлены, но известны в подобной геологической ситуации в других докембрийских регионах. В частности, на Украинском щите возможно выявление золоторудной минерализации в измененных зеленокаменных толщах эвгеосинклинальной области, апатитовой, борной, марганцевой минерализации – в кальцифиро-гнейсовых толщах, никель-серебро-кобальт-молибденовой и золотой минерализации – в породах мраморо-графито-гнейсовой и графито-гранато-гнейсовой формаций, оловянно-вольфрамового и молибденового оруденения в метаморфических и ультраметаморфических породах аляскитовой и метатрахиандезито-кварцитовой формацией.

В проблеме прогнозирования полезных ископаемых весьма важной и насущной представляется задача систематизации метаморфических и ультраметаморфических формаций с приуроченными к ним рядами рудных формаций по различным докембрийским регионам и корреляция этих формаций.

1. Белевцев Я.Н., Борисенко С.Т., Галецкий Л.С. и др. – Металлогения Украинского щита. – В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 95–97.

2. Галецкий Л.С. Геохимическая характеристика пород пержанского комплекса Сущано-Пержанской зоны. – Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 3, с. 24–30.

3. Глевасский Е.Б., Осадчий В.К., Стадник В.А. и др. Типы кварцитов, фенитов, альбититов и ультрабазитов Черниговской зоны Западного Приазовья. – Геохимия и рудообразование, 1976, вып.5, с. 75–80.

4. Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты криворожского рудного пояса. – М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1961. – 204 с.

5. Ершов В.А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые. – Докл. сов. геологов 21-й сес. Международ. геол. конгр. М., 1960, с. 183–193.

6. Жуков Г.В., Борисенко С.Т., Зарицкий А.И. Особенности металлогении и закономерности размещения месторождений юго-восточной части Украинского щита (Приазовский блок). – В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 103–105.

7. Зинченко О.В., Латыш В.Т., Лунько В.Ф. Некоторые вопросы металлогении гранитов формации рапакиви (на примере Коростенского плутона). – Сб. науч. работ н.-и. сектора Киев. ун-та, 1976, № 12, с. 42–49.

8. Злобенко И.Ф., Дусяцкий В.А., Фомин А.Б. Сульфидные медно-никелевые проявления западной части Украинского щита. – Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 8–11.
9. Ивантишин М.Н., Клочков В.Т., Личак И.Л. и др. Пьезокварцевые пегматиты Волыни (Украинская ССР). – Киев : Ин-т геол. наук АН УССР, 1957. – 187 с.
10. Ладиева В.Д. Металлоносность осадочно-вулканогенных формаций и метасоматических зон Конкского синклинория. – Геохимия и рудообразование, 1976, вып. 5, с. 47–51.
11. Никольский А.П., Ефимов А.Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, 37, с. 162.
12. Половинкина Ю.Ир. О понятии формации и формационного анализа в геологии. – В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 9–11.
13. Ракович Ф.И. Минерализация в породах междуречья р. Гнилой и Горный Тикич. – В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук. думка, 1971, с. 87–98.
14. Семененко Н.П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. – Докл. II Всесоюз. объед. сес. по законам размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Киев, 1960, ч. I, с. 5–29.
15. Семененко Н.П., Стульчиков В.А., Бордунов И.Н. и др. Золото, вольфрам и молибден на территории Украины. – Геохимия и рудообразование, 1976, вып. 5, с. 86–92.
16. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Кононов Ю.В. – Рудная специализация метасоматитов Украинского щита. – Геохимия и рудообразование, 1977, вып. 6, с. 26–31.
17. Соловьева Ф.И. Новый тип гидротермальной минерализации в мигматитах Ингулецкого района. – Геол. журн., 1963, 23, вып. 1, с. 84–89.
18. Стрыгин А.И. Акцессорные элементы в породах Ингулецкого поля мигматитов. – Зап. Укр. отд-ния Всесоюз. мин. о-ва. Киев : Изд-во АН УССР, 1962, с. 108–115.
19. Стрыгин А.И. Скарны Украинского щита и их генезис. – В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., 1964, с. 139–149.
20. Стульчиков В.О., Гончар О.А. Проявления молибдена в Верховцевском рудном районе центральной части Украинского щита. – Докл. АН УССР, 1975, № 1, с. 29–32.

УДК 552.163:553.2

Г.Б.Наумов, Н.Т.Соколова, Л.В.Матюшин

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Процессы регионального метаморфизма и гидротермального рудообразования традиционно рассматриваются отдельно в силу их значительного временного разрыва. Генетическая связь этих двух процессов практически не обсуждается.

Если проследить геохимическую историю отдельных элементов в рудных регионах, то можно заметить определенную направленность в их поведении, которая состоит в том, что гидротермальные процессы, приводящие к рудообразованию, как бы заканчивают историю миграции

рудных элементов в тектонических структурах, начало чему было положено при региональном метаморфизме, т.е. процессы регионального метаморфизма в определенной степени оказывали влияние на металлогеническую специализацию рудных провинций.

В основе современных металлогенических построений, рассматривающих региональные закономерности формирования и размещения рудных месторождений, лежат фундаментальные выводы, наиболее четко сформулированные Ю.А.Билибиным [2] о том, что происхождение и распределение рудных месторождений взаимосвязано и взаимообусловлено процессами осадконакопления, тектоники и магматизма. Считается, что геологическое развитие геосинклинальных областей достаточно раскрывается при анализе последовательности формирования осадочных и магматических формаций, отражающих экзогенные и эндогенные процессы и их взаимоотношение в ходе развития земной коры [2].

В теории эндогенного рудообразования для геосинклинальных областей наиболее разработано направление исследования эволюции магматизма связи характерных ассоциаций рудных месторождений с определенными магматическими формациями, формирующимися на различных стадиях геосинклинального развития. В то же время в выяснении особенностей геосинклинального развития важно изучение метаморфических формаций и процессов их формирующих, показывающих изменение температурных и динамических условий, глубин погружения и связанных с ними особенностей перераспределения элементов.

Региональные метаморфические процессы и гранитоидный магматизм геосинклинальных областей тесно взаимосвязаны с тектоническими процессами. Исследования соотношений между метаморфизмом, магматизмом и тектоническими орогенными движениями показывают до-, син- и посторогенное проявление регионального метаморфизма, формирование гранитных плутонов в конце орогенеза, т.е. для геосинклинальных областей в ходе их превращения из мобильных зон в относительно стабильные складчатые территории характерными факторами являются региональный метаморфизм - гранитообразование с последующим гидротермальным рудообразованием.

Наряду со сказанным выше необходимо подчеркнуть, что процессы регионального метаморфизма, гранитообразования и гидротермального рудообразования не обязательно должны непосредственно следовать один за другим. Они могут быть значительно разорваны во времени, но совмещены в пространстве. В пределах складчатых областей крупные массы гранитной магмы могут формироваться в срединных поднятиях, сложенных метаморфогенными породами более ранних геотектонических циклов развития, а гидротермальные руды нередко образуются значи-

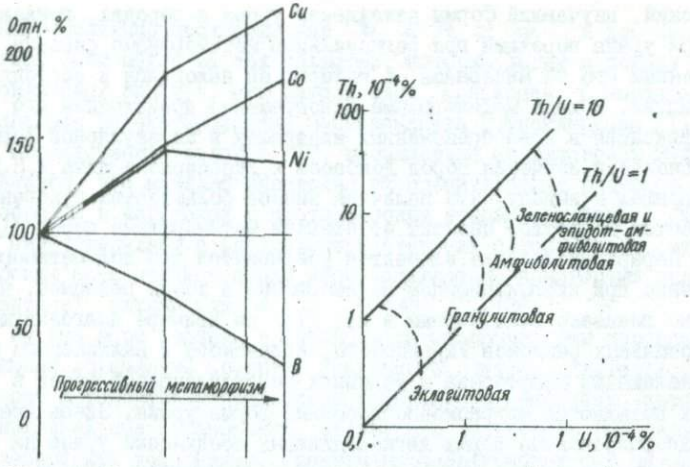


Рис. I. Направленность изменения содержаний *Cu, Co, Ni, B* в толще пород при процессах регионального метаморфизма (по Петрову, 1981)

Рис. 2. Содержание *U* и *Th* в метаморфических породах различных фаций метаморфизма (по Смыслову, 1974)

тельно позже становления гранитов. Определяющим здесь, по всей видимости, выступают особенности поведения рудогенных элементов во всех указанных процессах.

Процессы регионального метаморфизма, часто не сопровождающиеся существенными изменениями химического состава пород в отношении петрогенных элементов, характеризуются значительным перераспределением микроэлементов [1, 6, 9]. Так, Б.В.Петровым, изучавшим региональный метаморфизм Патомского нагорья, показано возрастание от зеленосланцевой к амфиболитовой фации концентраций *Co, Ni, Cu* и вынос *Au* и *U* из высокотемпературных зон с накоплением этих элементов в зеленосланцевых фациях (рис. I) [7]. Уменьшение содержаний урана и тория в метаморфических породах в зависимости от степени метаморфизма показано И.П.Ермолаевым и А.А.Смысловым (рис. 2) [3, 4, 9].

Большое значение имеют данные не только об изменении концентраций, но и материалы, показывающие изменение форм нахождения микроэлементов при метаморфических процессах, появление их подвижных форм. Наиболее обширный материал по характеру перераспределения и формам нахождения приводится для урана, который в силу его радиоактивности наиболее доступен для изучения [4, 6, 9, 10]. А.С.Митро-

польский, изучавший формы нахождения урана в породах, показал, что потери урана породами при региональном метаморфизме связаны с извлечением его из минералов, в которых он находился в состоянии эндокриптии. В ходе метаморфизма одновременно происходила его частичная фиксация в новообразованных минералах в молекулярной форме [6]. На основании изучения пород Донбасса и Украинского щита Я.Н.Белевцев пришел к выводу, что величина выноса большинства рудогенных элементов в раствор зависит от степени метаморфизма пород [1].

Перераспределение элементов усиливается при полиметаморфизме, особенно при дислокационном метаморфизме в зонах разломов, что наглядно показано В.К.Титовым и др. [10] на примере долгоживущих зон региональных разломов Украинского, Алданского и Балтийского щитов. При наложении диафтореза в условиях зеленосланцевой фации в тектонитах появляются миграционноспособные формы урана. Здесь преобладают адсорбированные формы легкоподвижных соединений урана на поверхности кристаллов или отдельных зерен, в трещинках, а также микровключения урановых минералов, приуроченные к дефектам структур породообразующих минералов. Именно эти формы могут легко вовлекаться в рудный процесс гидротермальными растворами.

Гранитообразование, сопровождающееся контактовым метаморфизмом, приводит к дальнейшему перераспределению микроэлементов, влияет на геохимическую дифференциацию этих элементов в рудных провинциях. Интенсивное перераспределение микроэлементов в экзоконтактовых ореолах гранитов идет с обеднением одними и обогащением другими микроэлементами зон контактового метаморфизма. Меняются и формы нахождения микроэлементов. Перекристаллизация пород, появление в метаморфических ореолах новых минеральных ассоциаций во всех случаях приводит к смене основных минералов-носителей, что изменяет миграционную способность микроэлементов. Наиболее наглядно это показано Н.П.Ермолаевым, А.С.Митропольским и другими для радиоактивных элементов на ряде районов Советского Союза [3, 4, 6].

Особенности перераспределения микроэлементов в процессах регионального метаморфизма и гранитообразования - увеличение относительных количеств подвижных форм рудогенных элементов и определяют возможность вовлечения их в гидротермальное рудообразование.

Изложенная зависимость регионального метаморфизма, гранитообразования и гидротермального рудообразования может быть показана на примере Рудных гор, расположенных на границе ГДР и Чехословакии. Исключительная металлогеническая специализация этого района, доказанная почти 500-летней историей его изучения, всегда привлекала к себе исследователей. На этой территории сосредоточе-

ны многочисленные месторождения *Sn, W, Pb, Zn, Hg* и др. Именно Рудные горы были одной из тех областей, которые легли в основу таких разноплановых гипотез, как батолитовая концепция В.Эммонса [12] и концепция регенерированных месторождений Г.Шнейдерхена [11].

Исследования геологов ГДР, посвященные металлогении Рудных гор, показывают, что металлогеническая их специализация реализована главным образом в варисских и постварисских этапах оруденения [5, 12, 13]. Они утверждают с определенной степенью осторожности, что "в доварисских образованиях имело место обогащение некоторыми рудными элементами", такими как *Sn, Li, Pb, Ni* [5, 13].

Рудные горы сложены в основном метаморфическими породами, образующими обрамление крупного гранитного плутона. Длительному региональному метаморфизму подвержены рифейские и кембрийско-девонские геосинклинальные образования, испытавшие ассинтскую (байкальскую) и палеозойскую деформацию. Границы метаморфических зон различных подфаций зеленосланцевой и альмандин-амфиболитовой фаций по отношению к литостратиграфическим границам - близсогласные. Крупный гранитный плутон был сформирован на границе карбона-перми [14].

Геохимия процессов регионального метаморфизма расшифровывается с трудом, в связи с длительностью метаморфизма ранние процессы оказались затушеванными более поздними. Наиболее интенсивно проявлен варисский тектоно-магматический цикл, охвативший всю территорию Рудных гор. Влияние варисского тектогенеза оказалось настолько сильным, что геохронологические и геологические определения возраста одних и тех же пород резко различны. Так, изотопное датирование возраста пород, относимых по своему геологическому положению к докембрию, оказалось близким времени завершения варисского тектогенеза и сопоставимым с возрастом гранитных интрузий. Такие же значения 300 - 330 млн. лет (по данным *K-Ar*-метода по слюдам) были получены для пород, возраст которых на основании детальных геологических исследований определен как кембрийский и ордовикский [14].

Всестороннее исследование геохимических особенностей метаморфических пород позволило установить роль разновременно проявленных метаморфических процессов в перераспределении макро- и микроэлементов.

Метаморфические процессы в породах кембрия, проходившие в условиях альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, привели к образованию кристаллических слюдяных сланцев. Метаморфизм в этих сланцах сопровождался динамометаморфизмом при повышенных тектонических напряжениях с образованием мощных субпослойных зон. В последних на заключительной стадии метаморфизма проявился

Распределение микроэлементов в сланцах с различным содержанием альбита

Порода	Элемент, г/т							
	Sn	*As*	*V*	*Zn*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*W*
Кварц-мусковит-гранатовые сланцы	43	18	10	125	25	32	88	30
Кварц-полевошпат-гранатовые сланцы, содержащие до 40 % альбита	178	90	122	233	29	72	137	20
Кварц-полевошпат-гранатовые сланцы, содержащие до 60 % альбита	115	370	175	375	25	50	50	15

интенсивный *Na*-метасоматоз, выразившийся в формировании субпослойных тел, обогащенных альбитом, вплоть до чисто альбитовых образований. В результате сформировалась толща с резко дифференцированным распределением макро- и микроэлементов (таблица).

Детальные петролого-структурные исследования этих пород показали, что альбит в сланцах образует крупные овоиды, до 1-2 см, содержащие темные включения размером до 30 - 60 мкм. Методом микрозондового анализа было установлено, что именно к этим темным включениям приурочены основные концентрации *Sn, W, Ag, Zn* в породах. Появление микроскоплений рудных включений показывает, что в процессе регионального метаморфизма происходило не только перераспределение микроэлементов внутри толщи, но и резко менялись их формы нахождения.

Гранитообразование привело к дальнейшему перераспределению микроэлементов в регионе. Граниты в Рудных горах на территории ГДР занимают площадь около 7000 кв. км, обнажаясь на поверхности в виде отдельных различных по размеру массивов. Распределение в них микроэлементов весьма неравномерное /13/. Изучение характера распределения микроэлементов в гранитах и вмещающих породах дало возможность установить зависимость содержания ряда элементов в граните от их содержаний во вмещающих толщах (рис. 3). Наиболее показательна такая зависимость для *Sn* и *W*. Изучавшиеся граниты Рудных гор слагают единый плутон; на этом основании можно предполагать, что различия содержаний рудных элементов в разных его частях указывают на вероятное обогащение гранитов рядом микроэлементов за счет вмещающих пород.

Контактово-метаморфические преобразования в ближайшем эндо- и экзоконтакте еще более усиливает контрастность перераспределения микроэлементов.

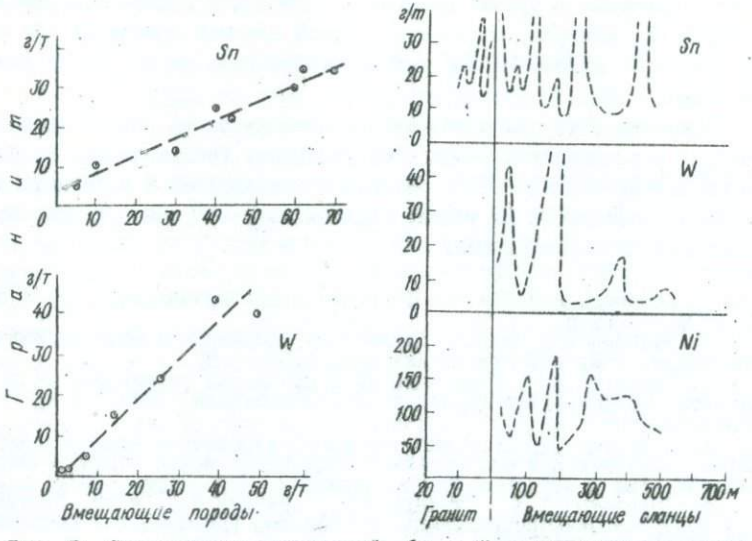


Рис. 3. Соотношение содержаний *Sn* и *W* в гранитах и вмещающих породах

Рис. 4. Распределение *Sn*, *W* и *Ni* в эндо- и экзоконтактном ореолах

Становлением гранитов заканчивается формирование основных геологических структур рудных полей и месторождений. Формируются разрывные нарушения, густая сеть трещин, которые являются основными путями движения гидротермальных растворов, вызывающих интенсивное изменение вмещающих пород, околожильный метасоматоз и образование рудных жил. Гидротермальные метасоматические процессы усиливают контрастность распределения элементов в метаморфических породах, гранитах, особенно в зонах ближайшего эндо- и экзоконтакта и дают суммарный эффект распределения, который наблюдается сегодня (рис.4). Гидротермальные процессы, приведшие к формированию рудных жил, вовлекли в миграцию в основном элементы, которые испытали максимальное перераспределение в ходе регионального метаморфизма и гранитообразования.

Таким образом, в наблюдающейся последовательности геологических событий, приводящих к формированию рудных провинций, отмечается четкая геохимическая эволюция вещества, которая состоит в том, что геотектонические события сопровождаются перераспределением элементов – увеличением или уменьшением подвижных форм их нахождения. Происходит своеобразная "подготовка" микроэлементов для дальнейше-

го их вовлечения в рудный процесс. В небольшой работе невозможно осветить все вопросы, связанные с такой сложной проблемой. Не все здесь ясно и далеко не все вопросы могут быть решены на современном этапе.

Основным в данной проблеме представляется то, что в металлогенических исследованиях необходимо учитывать геохимические особенности поведения элементов в геологических процессах и принимать во внимание особенности не только осадконакопления, магнитизма, но и регионального метаморфизма.

I. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 275 с.

2. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. – М. : Госгеолтехиздат, 1955. – 87 с.

3. Ермолаев Н.П. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород. – Геохимия, 1973, № 4, с. 551-558.

4. Ермолаев Н.П. Главные тенденции перераспределения радиоактивных элементов при метаморфизма осадочных горных пород. – В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М. : Наука, 1977, с. 88-93

5. Коваленко В.И., Тишендорф Г., Антипин В.С. и др. Геохимическое сопоставление редкометальных гранитов ГДР и МНР. – Геохимия, 1976, № 12, с. 1845-1856.

6. Митропольский А.С. Уран и торий в эволюции земной коры южной части Алтае-Саянской складчатой области. – М. : Наука, 1979. – 220 с.

7. Петров Б.В. Геохимия регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. – Л., 1981. – 53 с.

8. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М. : Недра, 1976. – 688 с.

9. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л. : Недра, 1974. – 230 с.

10. Титов В.К., Билибина Т.В., Дашкова А.Д. и др. О миграции урана и тория при дислокационном метаморфизме. – В кн.: Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М. : Недра, 1978, с. 61-65.

11. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. – М. : Изд-во иностр. лит., 1958. – 501 с.

12. Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. – М. : ОНТИ, 1933. – 41 с.

13. Эйстрах В., Лоренц В., Тишендорф Г. Геохимическая характеристика метаморфитов Рудных гор и Фогтланда (ГДР). – Геохимия, 1978, № 1, с. 34-48.

14. Lorenz W., Burmen G. Alterskriterien fur das Präkambrium am Nordand der Böhmischen Masse. – Geologie, 1975, H 4/5, S. 406-433.

УДК 551.2+553.078:551.71/72

Л.Н.Овчинников, А.А.Кременецкий

МОДЕЛЬ СОСТАВА ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ, ЕЕ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Представление о химическом составе первичной континентальной коры является одной из фундаментальных проблем современной геологии, поскольку служит отправным моментом для объективной оценки глобальной направленности эволюции вещественного состава земной коры в ходе ее развития, особенно на ранних стадиях. С этой проблемой тесно связано решение одного из спорных вопросов всей метаморфической петрологии: изохимизм – аллохимизм различных типов регионального метаморфизма и связанных с ними мигматито- и гранитообразования. Правильное решение этих проблем должно наметить эволюцию химического состава исходных сред в ряду от протокоры до современной континентальной коры, установить специфику флюидного режима и P, T -условий их метаморфизма на каждом этапе развития и, как следствие, определить источники метаморфогенного рудообразования и таким образом оценить их вклад в общую металлогению докембрия.

На континентах, как известно, сосредоточено около 60 % объема всей земной коры, при этом, по данным различных исследователей [31, с. 400], расчетный химический состав континентальной коры (без осадочной оболочки) отвечает составу средних пород: SiO_2 57,4 – 63,4 ($\bar{x}$ = 60,6)*; TiO_2 0,6 – 1,2 ($\bar{x}$ = 0,9); Al_2O_3 15,0 – 16,1 ($\bar{x}$ = 15,5); $Fe_2O_3 + FeO$ 6,1 – 9,1 ($\bar{x}$ = 7,1); MnO 0,1 – 0,2 ($\bar{x}$ = 0,1); MgO 3,1 – 5,6 ($\bar{x}$ = 4,0); CaO 3,8 – 7,4 ($\bar{x}$ = 5,6); Na_2O 2,2 – 3,9 ($\bar{x}$ = 3,2); K_2O 2,0 – 3,2 ($\bar{x}$ = 2,8); P_2O_5 0,2 – 0,3 ($\bar{x}$ = 0,2). Максимальные пределы средних значений, отмечаемые, с одной стороны, для SiO_2, с другой – для $Fe_2O_3 + FeO$, MgO и CaO обусловлены различными пропорциями гранитов и базальтов (от 1:2 до 1:1) в расчетных смесях, исходя из представления о первично-базальтовом составе протокоры и степени последующей гранитизации ее верхней части [6, 22, 32].

В качестве прямого доказательства основного состава протокоры обычно привлекаются раннеархейские глубокометаморфизованные базитовые толщи и ассоциирующие с ними габбро-нориты и габбро-анортозиты. Указанные ассоциации рассматриваются в качестве выведенных на поверхность "близмантийных горизонтов первичной коры" [30], пе-

* Здесь и далее в тексте анализы приводятся в пересчете на сухое вещество, вес. %.

риод формирования которых совпадает с лунной стадией развития Земли [22]. Логическое противоречие между базальтоидным составом первичной коры и резким (более 80 %) преобладанием докембрийских кислых пород на континентах принято объяснять наложенной гранитизацией за счет интрателлурического [1] или трансмагматического [16] потоков мантийных флюидов, пропитывающих и коренным образом преобразующих всю протокору одновременно на всех континентах.

Косвенным основанием для суждения о базальтоидном составе протокоры до последнего времени исправно служила двухслойная модель строения континентов Джеффриса. Исходя из этой модели были сделаны даже попытки глубинного прогнозирования, опирающиеся на зависимость пространственного размещения месторождений в земной коре от гипсометрического положения границы Конрада. Однако новая интерпретация имеющихся геофизических данных, а также последние материалы ГСЗ по Канадскому и Анабарскому щитам [20], а также по Восточно-Европейской и другим платформам [27] убедительно показали, что двухслойное строение континентальной коры должно быть отвергнуто, так как на континентах отсутствует повсеместно развитая граница Конрада, разделяющая их на "гранитный" и "базальтовый" слои.

Сказанное фактически подтверждено бурением Кольской сверхглубокой скважины, которая как известно [14, 15], также не обнаружила поверхность Конрада и, более того, показала, что реальный глубинный разрез является, образно говоря, "вывернутым наизнанку" относительно предполагаемого сейсмического, т.е. на месте ожидаемого "гранитного" слоя оказались метаморфические породы преимущественно основного состава и, наоборот, на месте "базальтового" слоя - мигматит-плагиогнейсовый комплекс, прослеженный к настоящему времени до глубины 11,5 км.

В последние годы существенной переоценке были подвергнуты представления о химическом составе древнейших образований Земли и их долевом участии в строении континентальной коры. В многочисленных публикациях последних лет [10, 11, 23] появились указания, что аналогами первичной коры следует считать не базиты, а более кислые магматические образования, выплавляющиеся непосредственно из водонасыщенной мантии - тоналит-плагиограниты [2] или андезиты [18, 34]. Однако несмотря на то, что это направление активно и плодотворно развивается как экспериментаторами [25], так и петрологами [4, 8, 33] вопрос о химическом составе первичной коры континентов остается до сих пор открытым.

Главную причину этого мы видим ни в недостатке геологических примеров или аналитических данных, а в несовершенстве самой модели

глубинного строения континентальной коры, основанной главным образом на интерпретации геофизических материалов или умозрительных допущениях. Вместе с тем первые опыты непосредственного проникновения в глубинные зоны гранулитовых и мигматит-гнейсовых комплексов с помощью глубокого и сверхглубокого бурения позволяют на принципиально ином уровне подойти к решению обсуждаемой проблемы.

Фактической основой выполненного нами исследования являются материалы четырех глубоких скважин, пробуренных в кристаллическом фундаменте восточной части Русской плиты (параметрическая Миннибаевская скв. 20 000, Ульяновская скв. 663 и Туймазинская опорная скв. 2000) и на северо-востоке Балтийского щита (Кольская скв. СГ-3). Отстроенные с помощью этих скважин глубинные разрезы обнаруживают много общих черт в строении и составе слагающих их метаморфических комплексов (рис. I,в); отличия заключаются в возрасте и степени метаморфизма. Так, к более молодым (2,4 - 2,7 млрд. лет) и менее метаморфизованным образованиям относится мигматит-плагиогнейсовый комплекс из разреза Кольской скважины, для которого устанавливается постепенный переход по вертикали от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой и предполагаемой ниже гранулитовой фациям. Более древними (> 2,7-3,0 млрд. лет) являются гранулитовые комплексы фундамента восточной части Русской плиты.

Указанные признаки, а также подтвержденные бурением значительные (6 км и более) вертикальные перемещения отдельных блоков фундамента в пределах древних щитов и платформ позволяют, несмотря на территориальную разобщенность разрезов, рассматривать их как опорные компоненты условно единого глубинного разреза докембрия восточной части Восточно-Европейской платформы с суммарной вертикальной мощностью около I5 - 25 км (рис. I,в). Принимая во внимание новую сейсмическую модель земной коры, предложенную Н.И.Павленковой для древних платформ [27], полученный разрез экстраполирован до поверхности Мохо (рис. I,а,б) и подразделен на три слоя (рис. I,а). Подошва первого слоя фиксируется границей K_I (6,4 + 6,5 км/с) и является наиболее устойчивой областью обмена волн в земной коре; второй и третий слои разделяются границей K_2 со средней пластовой скоростью 7,0 км/с.

Первые два слоя указанного разреза благодаря глубокому и сверхглубокому бурению доступны для непосредственного изучения и, как это будет доказано ниже, определены нами по вещественному составу соответственно как гранитогнейсовый (0 - I5 км) и гранулитогнейсовый (I5 - 30 км). Третий (нижний) слой коры, отличающийся резко повышенными величинами пластовых скоростей (6,8 - 7,7 км/с) и значи-

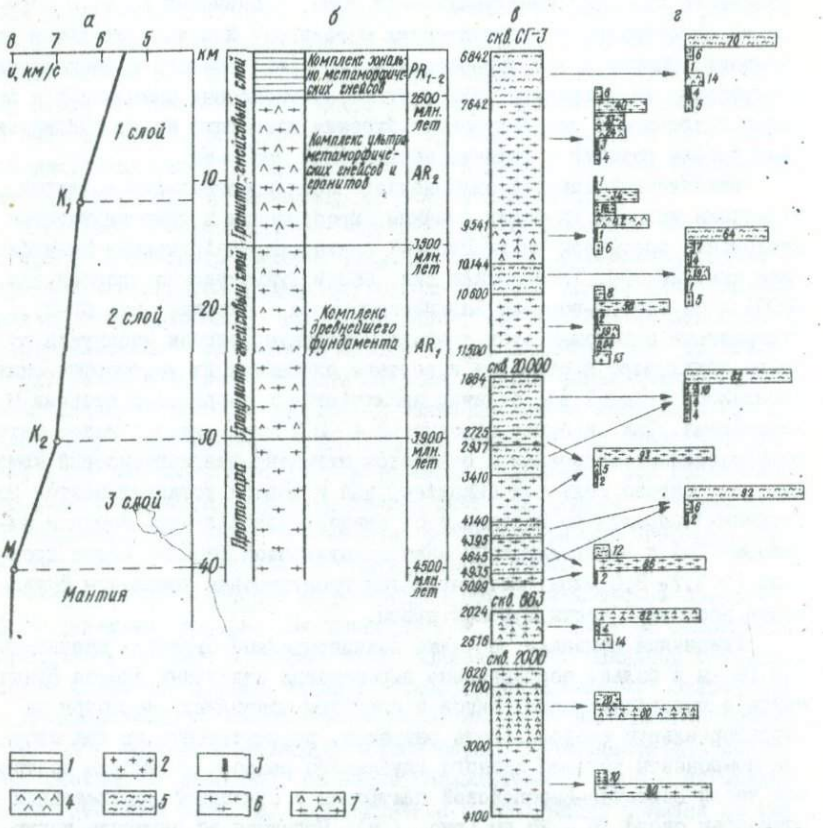


Рис. I. Сейсмическая модель земной коры древней платформы по [27] (а), предполагаемый (б) и исследованные (в) глубинные разрезы Восточно-Европейской платформы с указанием полей слагающих их типов пород (г),

I – вулканогенные и вулканогенно-осадочные метапороды; 2 – граниты; 3 – метаультрабазиты и тальк-актинолитовые сланцы; 4 – амфиболиты и двупироксеновые основные кристаллосланцы; 5 – биотитовые плагиосланцы, в том числе высокоглиноземистые; 6 – плагиогнейсы и эндербиты; 7 – биотит-амфиболитовые плагиогнейсы и гиперстеновые диоритогнейсы

тельным градиентом увеличения их с глубиной, представляет собой протокору (или ее автохтонные реликты), химический состав которой предстоит нам определить. С этой целью кратко рассмотрим фактический материал, характеризующий особенности строения, состава и генезиса метаморфических комплексов, представляющих в нашей модели гранито- и гранулитогнейсовые слои современной континентальной коры.

Гранитогнейсовый слой имеет неоднородное строение как на поверхности Земли (блоковость, отраженная латеральным чередованием пород различного состава и фациальной принадлежности), так и на глубину - смена протерозойских низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов архейскими, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Сейсмическая граница между протерозойскими и архейскими образованиями варьирует в пределах 5 - 14 км. Достоверно установленный контакт между ними вскрыт скважиной СГ-3 на глубине 6,8 км. Здесь, в частности, зафиксирован резкий переход между основными метавулканитами печенгской серии и кислыми плагиогнейсами кольской серии [15], при этом в зоне непосредственного контакта выше- и нижележащие породы метаморфизованы в условиях одной эпидот-амфиболитовой фации. Подробная характеристика печенгского зонально-метаморфического комплекса дана в работах [12, 13, 24], поэтому ниже охарактеризуем лишь подстилающий комплекс кольской серии.

Архейский мигматит-плагиогнейсовый комплекс кольской серии вскрыт бурением в интервале 6,8 - 11,5 км (см. рис. 1,а); он имеет ритмичное слоистое строение и представлен метаморфическими породами с резким преобладанием слюдистых плагиосланцев, плагиогнейсов и гнейсов (70 % от видимой мощности разреза) над амфиболитами и анхиамфиболовыми сланцами (30 %). Прогрессивный региональный метаморфизм исходных пород комплекса датируется K/Ar методом 2,4 млрд.лет, относится к ареальному типу и протекал в относительно изохимических условиях (т.е. без участия ювенильных подкоровых растворов). Установлен также изохимический режим широко представленной синскладчатой мигматизации в отношении петрогенных, редких, рудных и рассеянных элементов и существенное перераспределение последних на завершающей стадии синультраметаморфогенного автометасоматоза. Привнос вещества извне (преимущественно калий) отмечается лишь на этапе регионального метасоматоза регрессивной стадии (мусковитизация сланцев и гнейсов; биотитизация амфиболитов и амфиболовых сланцев), хронологически связанного с эпикарельской активизацией - 1,5 млрд. лет.

Сохранение практически в каждом слое глубинного разреза неизмененных мигматизацией и метасоматозом исходных пород (матриц) позволило нам осуществить реконструкцию протосостава данного комплекса. С этой целью была построена петрохимическая диаграмма $K_2O - SiO_2 - CaO$ (рис. 2), предварительно "обученная" средними составами магматических и осадочных пород (более 1000 анализов), охватывающих полные спектры их химических типов. На основании этих средних были выявлены два диаметрально противоположных тренда изменения содержа-

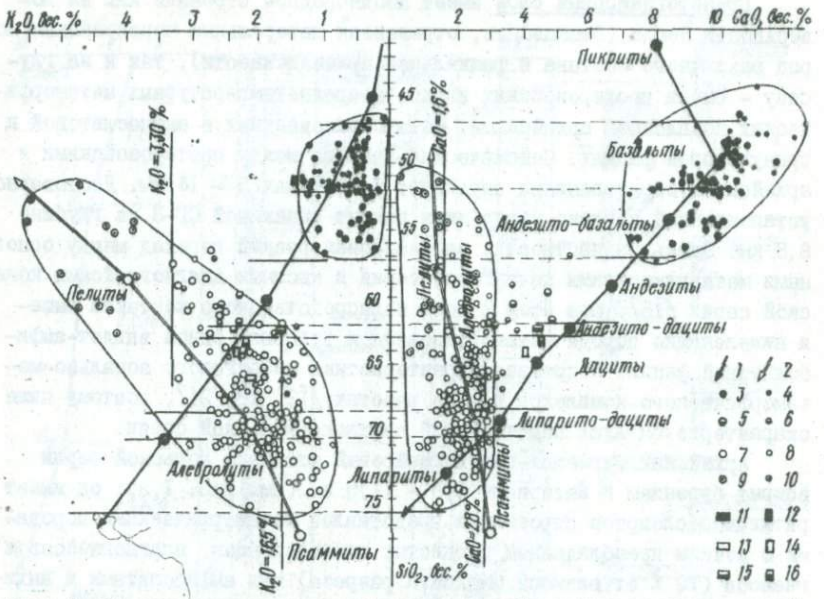


Рис. 2. Реконструкция протосостава метаморфических пород кольской серии из разреза Кольской скв. СГ-3 (см. нечетные условные обозначения и окружающей поверхности (см. четные условия обозначения): I – тренд магматической дифференциации; 2 – тренд осадочной дифференциации; 3, 4 – амфиболиты; 5, 6 – биотит-амфиболитовые плагиогнейсы; 7, 8 – биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; 9, I0 – слюдяные плагиосланцы; II – I6 – средние составы пород (II, I2 – амфиболиты, I3, I4 – биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; I5, I6 – амфиболит-плагиогнейсовые комплексы)

ний K_2O и CaO в зависимости от кремнекислотности, отражающие ход соответственно магматической (рис. 2, черная стрелка) и осадочной (рис. 2, белая стрелка) дифференциаций. Последующее вынесение на диаграмму $K_2O - SiO_2 - CaO$ фигуративных точек метаморфических пород из глубинного разреза Кольской скважины и окружающей его поверхности (263 анализа) показало, что они отчетливо разделяются на три группы (см. рис. 2):

I. Группа м е т а т е р р и г е н н ы х отложений включает породы, распределение которых отчетливо согласуется с трендом осадочной дифференциации. Они представлены преобладающими в разрезе мезо-лейкократовыми плагиогнейсами и гнейсами и слюдистыми плагиосланцами, при этом лейкократовые гнейсы и плагиогнейсы соответствуют по химическому составу псаммитам, мезократовые плагиогнейсы – алевропсаммитам, слюдистые сланцы – пелитам.

2. Группа метавулканогенных образований включает породы, распределение которых согласуется с трендом магматической дифференциации. Это амфиболиты и анхиамфиболовые (в том числе с тальком) сланцы, причем первые соответствуют по химическому составу базальтам и андезитобазальтам, вторые – пикритам, пироксенитам и перидотитам.

3. Группа метавулканогенно-терригенных образований включает породы, фигуративные точки которых занимают промежуточное положение между трендом осадочной (частично перекрываясь с ними) и магматической дифференциации. К ним относится самая малочисленная по распространенности (4 % от мощности разреза) группа амфибол-слюдистых плагиогнейсов.

Первичная природа выделенных групп убедительно подтверждается и результатами проведенных нами минералого-геохимических исследований. Так, по составу и содержанию редкоземельных элементов амфиболиты соответствуют континентальным толеитам, а гнейсы, плагиогнейсы и слюдистые плагиосланцы согласуются с трендом осадочной дифференциации (псаммиты ⟶ алевропелиты ⟶ пелиты), центральная часть которого отвечает составу исходных пород и перекрывается с областью распространения дацитов. Первично-мантийный генезис исходных толеитов и дацитов доказывается низкими величинами первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$: 0,7040 – в амфиболитах и 0,7073 – в плагиогнейсах*.

Важную генетическую информацию, как известно, несет акцессорный циркон. Исследования показали, что в группе метатерригенных пород (гнейсы – плагиогнейсы – слюдистые плагиосланцы) циркон представлен гиацинтовым типом и внезависимо от минерального состава пород характеризуется низким (до 0,5 г/т) содержанием в них и резким преобладанием обломочных зерен (58 – 76 %) над идиоморфными кристаллами, имеющими однородно мелкие размеры – 0,09 х 0,03 мм. Статистический анализ удлинений кристаллов циркона Е указывает на отчетливо бимодальное распределение, отвечающее преобладающей интрателлурической (E_1 = 2,7) над синкристаллизационной (E_2 = 3,9÷5,1) стадиями становления магматических образований. Сравнение выявленных типоморфных признаков, присущих цирконам из плагиогнейсов с таковыми из интрузивных и эффузивных пород основного и кислого составов, свидетельствует об образовании данного метатерригенного комплекса за счет разрушения исходных кислых эффузивов.

С целью определения химического состава этих эффузивов нами были предварительно вычислены средние составы преобладающих в раз-

* Приводимые здесь и далее в тексте изотопные определения выполнены в ИМГРЭ С.Н.Вороновским.

Таблица I. Средний химический состав архейских плагиогнейсов в разрезе фундамента восточной части Восточно-Европейской платформы сухое вещество, вес. %)

Компоненты	Гранитогнейсовый слой							
	Балтийский щит			Русская плита			Среднее по слою	Бал
	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	65,05	68,I8	67,27	65,27	68,34	66,68	66,94	7I,29
TiO_2	0,68	0,32	0,43	0,60	0,55	0,59	0,52	0,29
Al_2O_3	I6,55	I6,86	I6,77	I7,I9	I4,37	I5,9I	I6,28	I5,55
Fe_2O_3	I,03	0,64	0,75	I,39	I,05	I,24	I,03	0,83
FeO	6,I7	2,I7	3,33	5,63	4,87	5,28	4,44	I,59
MnO	0,07	0,03	0,04	0,08	0,07	0,07	0,06	0,03
MgO	2,33	I,4I	I,68	I,99	I,57	I,79	I,74	0,83
CaO	I,88	2,54	2,35	2,75	3,59	3,I2	2,79	3,39
Na_2O	3,II	5,40	4,73	2,96	3,08	3,02	3,75	5,I8
K_2O	3,05	2,38	2,58	2,07	2,33	2,I8	2,35	0,92
P_2O_5	0,08	0,07	0,07	0,07	0,I8	0,I2	0,I0	0,II
Число проб	69	92	I6I	25	25	50	2II	6
Доля в разрезе, %	I8,7	46,2	64,9	47,4	39,I	86,5	-	?

Примечание: I – 3 – кольская серия из разреза Кольской скв. СГ 2 – лейкократовые биотитовые плагиогнейсы; 3 – средневзвешенный со разреза Миннибаевской скв. 20000 (4 – гранат-силлиманит-биотитовые плагиогнейсы; 6 – средневзвешенный состав плагиогнейсов черемшанск гнейсового слоя; 8 – эндербиты Канентъявврского массива, Кольский п- I0 – средний состав эндербитов Балтийского щита; II – эндербитогней ской скв. 663; I2 – I4 – икская серия из разреза Туймазинской скв. сы; I4 – средневзвешенный состав плагиогнейсов икской серии); I5 – вого слоя; I6 – I7 – расчетные составы протоконтинентальной коры (I6 гранулитогнейсового слоев; I7 – экстраполированный при сравнительн ев, см. рис. 3).

Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ и частично за

резе Кольской скважины слюдистых плагиосланцев, биотитовых плагиогнейсов и гнейсов (табл. I, графы I, 2), а затем с учетом их распространенности в разрезе рассчитан средневзвешенный состав реконструируемой эффузивной породы. Как видно из табл. I (графа 3), это дацит или риодацит.

Полиметаморфический комплекс из разреза Миннибаевской скв.2000 прослежен в интервале I,9 – 5,I км (см. рис. I,в), соответствующем верхней (черемшанской) серии архейского фундамента Татарского свода. Он, как и кольская серия, характеризуется ритмично-слоистым строением и еще более резким преобладанием в разрезе глиноземистых

и эндербитов, слагающих гранитогнейсовый и гранулитогнейсовый слои и расчетные составы первичной континентальной коры (в пересчете на

Гранулитогнейсовый слой							Протокора	
тийский щит		Русская плита			Среднее по слою			
9	I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7
65,49	67,23	66,I6	70,54	65,I8	66,23	66,45	66,66	66,I0
0,54	0,46	0,58	0,30	0,56	0,5I	0,53	0,53	0,50
I6,47	I6,I9	I5,30	I5,78	I6,94	I6,7I	I5,98	I6,II	I6,20
I,43	I,25	I,94	0,72	I,40	I,27	I,55	I,32	4,50
3,90	3,2I	4,60	I,60	3,33	2,99	3,73	4,04	
0,I0	0,08	0,06	0,03	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
I,87	I,56	2,I0	I,76	I,9I	I,88	I,89	I,82	2,20
4,59	4,23	4,9I	2,98	4,65	4,32	4,55	3,79	5,I0
3,92	4,30	3,I9	4,55	4,45	4,47	3,88	3,82	4,60
I,69	I,46	I,05	I,74	I,50	I,50	I,30	I,76	0,62
-	0,II	0,I6	-	-	-	0,II	0,II	0,I0
I4	20	I3	6	4I	47	80	29I	-
?	-	82,0	I2,3	50,4	62,7	-	-	-

-3 (I - мезо-меланократовые биотитовые плагиосланцы и плагиогнейсы; став плагиогнейсов кольской серии); 4 - 6 - черемшанская серия из кристаллосланцы, в том числе высокоглиноземистые; 5 - гиперстеновые ой серии); 7 - средний состав плагиогнейсовых комплексов гранито- ов [7, I0]; 9 - эндербиты Волнаволокского комплекса; Карелия [26]; сы приказанской серии (нурлатского комплекса [5] из разреза Ульянов- 2000 (I2 - биотитовые плагиогнейсы; I3 - гиперстеновые плагиогней- средний состав эндербит-плагиогнейсовых комплексов гранулито-гнейсо- - средневзвешенный с учетом средних составов и мощностей гранито- и ом анализе химизма плагиогнейсов гранито- и гранулитогнейсового сло-

имствованы из литературы [7, II, 26].

гнейсов и кристаллических сланцев (96 % от видимой мощности разреза) над метабазитами (4 %). В истории развития комплекса отчетливо выделяются [28] два тектонометаморфических этапа: архейский - в условиях гранулитовой фации (T = 750 + 800 °C; P = 4 + 5,7 кбар) и нижнепротерозойский - в условиях амфиболитовой фации (T = 640 + 660 °C) при умеренном давлении. Первый этап регионального метаморфизма протекал в изохимических условиях, о чем свидетельствуют преимущественно плагиоклазовый (эндербитовый) характер сопровождающей мигматизации и качественное соответствие минеральных парагенезисов в последних и вмещающих их матрицах субстрата. Специфической осо-

бенностью второго тектонометаморфического (а точнее тектонометасоматического) этапа является привнос в систему калия и, как следствие, подавляющее развитие среднетемпературной калишпатовой и двуполевошпатовой мигматизации на фоне исчезающих высокотемпературных парагенезисов первого этапа.

Первично-метатерригенная природа преобладающих в разрезе глиноземистых (в том числе высокоглиноземистых) гнейсов и кристаллосланцев однозначно доказывается всей иерархией признаков: геологические - ритмичность и наличие прослоев железисто-силикатных (в том числе эвлизитоподобных) пород с повышенным (более 5 %) содержанием апатита, магнетита и сульфидов; геохимические - идентичность состава более древних гранитоидных и гнейсовых комплексов, например, нижней (иксской) серии архея, являющихся /29/ областью питания исследуемых образований; и, наконец, минералогические - гиацинтовый тип акцессорного циркона, мелкие размеры (0,09 мм) и модомодальные кривые распределения удлинений его кристаллов (E = 1,1) указывают на то, что источником сноса для метатерригенных отложений служили кислые эффузивы.

В табл. I приведены вычисленные нами средние химические составы двух главных групп метатерригенных пород: метапелитов (графа 4) и метаалевропсаммитов (графа 5) переслаивающихся между собой в разрезе Миннибаевской скважины. С учетом долей их распространенности в разрезе (47,4 % - первая группа и 39,1 % - вторая) рассчитан средневзвешенный состав исходного эффузива, который, как это видно из табл. I (графа 6), наиболее близок к среднему химическому составу дацита или риодацита.

Гранулитогнейсовый слой в отличие от рассмотренного выше характеризуется более однородным строением и составом слагающих его пород. На поверхности щитов это, как правило, древние (>3,0 млрд.лет) незональные гранулитовые комплексы, представленные груборитмичными толщами гиперстеновых плагиогнейсов и эндербитов, перемежающихся с резко подчиненными пироксеновыми основными кристаллическими сланцами. Первая группа пород, по оценкам ряда специалистов /10, 11/, слагает от 50 до 80 % площади древнейших участков Земли и называется в настоящее время весьма неопределенным по содержанию термином "серые гнейсы". Типичными представителями этой группы пород являются наиболее полно и детально изученные за рубежом гнейсы районов Амитсок, Нук и Фискенесст (Гренландия), Уйвак-I, Супериор и Слейв (Канада), Мортон и Монтевидео (США) и другие, отличительными признаками которых являются пироксеновые парагенезисы, низкие значения калия и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ /11, 23/. В пределах исследуемой нами

Восточно-Европейской платформы к ним обычно относят первичнокоровые гранитоиды Кольского п-ва, энтербиты волнаволокского комплекса Карелии, плагиогнейсы (в том числе пироксеновые) обоянской серии ВКМ, аульской и бугской серий УЩ, приказанской и икской серий Татарского свода. Ниже кратко охарактеризуем строение и состав гранулитогнейсового слоя земной коры на примере древнейших образований Балтийского щита и глубинных разрезов фундамента Русской плиты.

В восточной части Балтийского щита наиболее крупным (около 350 км^2) реликтом древнейшей эндербитовой серии являются Канентьяврский гранитоидный массив, расположенный на западном окончании Мурманского блока. Согласно А.Н.Виноградову и Г.В.Виноградовой [7], слагающие этот массив гиперстеновые гранитоиды тоналит-плагиогранитного ряда (с редкими ксенолитами диопсидовых амфиболитов) сформировались в условиях изохимического режима более 3,0 млрд. лет назад на слабо дифференцированной незрелой прокоре пониженной мощности. Региональный привнос калия с преобразованием эндербитов в биотитовые плагиограниты датируется в 2,6–2,8 млрд. лет. По химическому составу (низкая калиевость, умеренная железистость и относительно высокое содержание натрия; см. табл. I, графа 8) эндербиты отнесены к особому геохимическому типу натровых гранитоидных серий, не имеющих аналогов среди таковых в фанерозое и названы "первичнокоровыми".

Аналогичные образования были вскрыты и при разбуривании кристаллического фундамента Русской плиты. Заложенные соответственно на юго-восточном и юго-западном склонах Южного купола Татарского свода Ульяновская скв. 663 и Туймазинская скв. 2000 проникли частично в среднюю – приказанскую (скв. 663) и нижнюю – икскую (скв. 2000) серии архейского фундамента восточной части Русской плиты.

Скв. 663 вскрыта полукилометровая толща, сложенная преимущественно (82 %) гиперстеновыми плагиогнейсами и эндербитами (в том числе биотитизированными и амфиболизированными); резко подчиненное значение (4 %) занимают гиперстеновые и двупироксеновые основные кристаллические сланцы (см. рис. I,г). Генезис указанных пород пока не ясен, однако удивительно однородный их состав в разрезе, а также крайне низкие величины первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7016 в гиперстеновых плагиогнейсах и 0,7063 в гиперстеновых и двупироксеновых основных кристаллосланцах) указывают на близость их к первично мантийным магматическим образованиям. Возраст гранулитового метаморфизма явно превышает рубеж 3,0 млрд. лет, так как время наложенной биотитизации оценивается в 2,6 млрд. лет. При этом здесь, как и в случае метаморфических комплексов гранитогнейсового слоя коры, отчетливо проявлен изохимический режим раннего гранулитового этапа ме-

таморфизма и существенный привнос калия в регрессивный амфиболитовый этап.

В строении разреза Туймазинской скв. 2000 древнейшие (>3,0 млрд. лет) комплексы кислого и среднего состава представлены монотонными толщами биотитовых плагиогнейсов (интервал 1820 – 2100 м, см. рис. I,в,г) и гиперстеновых плагиогнейсов (интервал 2950 – 4100 м), составляющими в целом более 55 % видимой мощности всего разреза. Первичная природа их определяется [5] как комагматичная вулкано-плутоническая ассоциация, в которой лавовая фация имеет дацитовый состав, а интрузивная (расслоенные силлоподобные тела) – тоналитовый (см. табл. I). Предполагается, что региональный гранулитовый метаморфизм протекал в режиме, близком изохимическому, тогда как наложенные процессы биотитизации и микроклинизации, датируемые 1,8 – 2,5 млрд. лет, обусловлены региональным привносом калия в условиях амфиболитовой фации.

Таким образом, метаморфические комплексы, представляющие в рассматриваемой модели гранитогнейсовый и гранулитогнейсовый слои континентальной коры обнаруживают в своем строении, и особенно составе, много общего. Наиболее характерные признаки для них – грубая ритмичность толщ, резкое преобладание плагиогнейсов и эндербитов дацит-риодацитового состава над метабазитами, изохимический режим раннего (догранитного) метаморфизма и привнос ювенильного калия в последующие тектонометаморфические (метасоматические) этапы.

Кроме того, по данным глубокого бурения намечается тенденция уменьшения доли метабазитов при переходе от гранитогнейсового слоя к гранулитогнейсовому и отчетливое наследование состава плагиогнейсов в верхнем слое за счет продуктов разрушения нижнего; последнее ясно выражено ростом с глубиной (см. рис. I,б) объема метавулкано-плутонических ассоциаций дацит-тоналитового ряда с низким значением первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7016$ (15 – 30 км) относительно аналогичных по составу метатерригенных образований с более высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7070$ (5 – 15 км). Это, а так же экспериментальные данные [20], свидетельствующие об увеличении скорости упругих волн в кислых гранулитах и эндербитах от 5,50 км/с при нормальном (P = 0,001 кбар) до 6,96 км/с при повышенном (P = 10 кбар) давлениях, позволяют сделать вывод о том, что первичная кора континентов (см. рис. I,а,б; третий слой) имеет не базит-гипербазитовый, как принято считать, а кислый состав.

Для определения химического состава протокоры были использованы рассчитанные нами (см. табл. I) средние составы гранитогнейсового и гранулитогнейсового слоев. Вычисленный по ним средневзвешенный

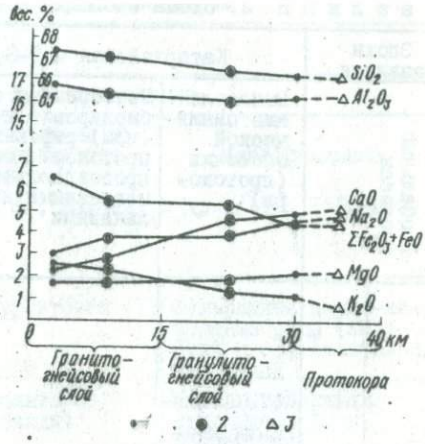


Рис. 3. Схема изменения химизма эндербит-плагиогнейсовых комплексов по разрезу континентальной коры:
I – средние составы метаморфических комплексов; 2 – средние составы гранито- и гранулитогнейсовых слоев; 3 – экстраполированный средний состав протокоры

(с учетом мощности слоев, см. рис. I,б) состав наиболее близок дациту или риодациту (см. табл. I, графа I6), что, естественно, следует считать весьма приближенной характеристикой протоконтинентальной коры. Истинный ее состав должен отличаться меньшим содержанием калия (около 0,6 %) и более высоким – магния, особенно кальция, при том же количестве кремния и алюминия (см. табл. I, графа I7), что доказывается трендами этих элементов, полученными при сравнительном анализе плагиогнейсовых комплексов из гранито-гнейсового и более глубинного гранулитогнейсового слоев (рис. 3). Если эти тренды отражают реальный химизм глубинных зон современной континентальной коры, то первичномантийные и первичнокоровые магматические расплавы, формировавшие протокору, а затем и вулканоплутонические ассоциации гранулито-гнейсового слоя коры, относились к натровой серии толеитового или габбро-плагиогранитного типа. Окончательное решение этого вопроса является задачей предстоящих исследований; сейчас же, принимая во внимание новые данные о преимущественном кислом составе глубинных зон континентальной коры, можно наметить следующую схему ее развития в раннем и среднем докембрии (табл. 2).

В катархейский период дифференциация протопланетного вещества привела к выплавлению из водонасыщенной мантии сиалической оболочки преимущественно дацитового состава с вероятной мощностью около I0 км (протокора). Последующие рифтинг и метеоритная бомбардировка протокоры способствовали ее наращиванию за счет как мантийных излияний (в случае рифтинга), так и частичного плавления самой протокоры (при ее метеоритной бомбардировке). При этом за счет "кислого истощения" мантии формировались, главным образом, дацит-андезит-базаль-

Таблица 2. Схема эволюции континентальной коры древних плат

Эпохи развития		Катархейская 4,5-3,5 млрд.лет			Архей
Глобальные процессы		Выплавление сиалической оболочки (протокора)	Метеоритная бомбардировка и (или) рифтинг протокоры, сопровождающиеся мантийными излияниями	Дезинтеграция и переотложение протокоры (при появлении атмо- и гидросферы - выветривание)	Ареальный стра морфизм гранул литовой фаций вание
Типы протоконтинентальной коры	I	Дацитовая (70 % площади континентов)		Вулканогенноосадочная толща	Параплагиогнейсы и гнейсы (эндербиты и чарнокиты) 60 %, ортоамфиболиты 35 % и метаультрабазиты 5 %
				Цоколь	Тоналиты и плагиограниты
	II		Дацит-андезит-базальтовая (20 % площади континентов)	Вулканогенноосадочная толща	Параплагиогнейсы и гнейсы (эндербиты и чарнокиты) 45 %, пара- и ортоамфиболиты 50 % и метаультрабазиты 5 %
				Цоколь	Гранодиориты, тоналиты и плагиограниты с включениями ортоамфиболитов
	III		Базальтовая (10 % площади континентов)	Вулканогенноосадочная толща	Двупироксеновые кристаллические парасланцы, пара- и ортоамфиболиты и метаультрабазиты
				Цоколь	Двупироксеновые кристаллические ортосланцы и ортоамфиболиты

форм и рудообразование в раннем и среднем докембрии

ская 3,5-2,5 млрд.лет

тозональный метаитовой и амфибо- и гранитообразо-	Рудообразование		
	Фации метаморфизма	Магматические и метаморфические формации	Месторождения
	(по Белевцеву /3/; Беляеву и др. /19/; Добрецову /9/)		
Мантийные магматические формации	B_4	Гарцбургитовая (?)	Сульфидные медно-никелевые руды (Кольский п-ов, Австралия)
	B_I-B_2	Амфиболитовая (фальбанды)	Кобальтсодержащие сульфидные руды (Норвегия)
		Друзитовая	-
Терригенные и вулканогенно-терригенные формации	B_I-B_2	Эвлизит - кварцитовая	Кварц-гиперстен-магнетитовые руды (Кольский п-ов, Алдан)
		Железисто-гнейсовая	Марганцевые руды - кодуриты (Индия)
	B_I	Кондалитовая (в том числе редкоземельные пегматиты)	Корунд-сапфировые руды, графитовые руды, TR (УКЩ, Алдан, Индия)
		Карбонатно-гранулитовая	Флогопитовые руды (Алдан)
Дациты цоколя	Тоналит-плагиогранитовая		-
Базальты цоколя	Базит-гранулитовая		-

Эпохи развития		Ранне- и сре
Глобальные процессы		Стабилизация архейской коры (в том числе выветривание) и активизация (в том числе рифтинг), сопровождающиеся формированием вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных толщ, их зональный метаморфизм и ультраметаморфизм
Типы протоконтинентальной коры	I	Осадочно-вулканогенная толща
		Архейский фундамент
	II	Осадочно-вулканогенная толща
		Архейский фундамент
	III	Осадочно-вулканогенная толща
		Архейский фундамент
		Мантийные магматические формации
		Терригенные и вулканогеннотерригенные формации
		Гранитогнейсы фундамента

товые и базальтовые серии, которые вместе с новообразованными вулканоплутоническими (дацит-тоналитовыми) ассоциациями и близкими им по составу продуктами разрушения протокоры являлись исходными породами для гранулитогнейсового слоя со средней мощностью около 15 км. Раннеархейский период завершился консолидацией протокоры и гранулитогнейсового слоя и их частичным выветриванием.

В верхнем архее наращивание коры происходило, с одной стороны, за счет продуктов разрушения описанных слоев, с другой – за счет мантийных внедрений силлоподобных базитов и базит-гипербазитов.

днепротерозойские 2,5-1,6 млрд.лет

Рудообразование		
Фации метаморфизма	Магматические и метаморфические формации	Месторождения
(по Белевцеву [3]; Беляеву и др. [19]; Добрецову [9])		
B_3-B_4	Габбро-верлитовая	Сульфидные медно-никелевые руды (Кольский п-ов)
	Перидотит-пироксенит-норитовая	Сульфидные медно-никелевые руды (Кольский п-ов)
	Габбро-анортозитовая и габбро-диабазовая	Ильменит-титаномагнетитовые руды (Кольский п-ов)
B_4	Кварцито-черносланцевая (в том числе метаконгломераты)	Золото, уран, торий (Африка)
B_4-B_3+C_3	Железисто-метабазитовая (джеспилитовая)	Железистые кварциты (УКЩ, Карелия, КМА, Канада)
B_2-B_3	Андалузит-гнейсовая (в том числе редкометальные пегматиты)	Силлиманитовые руды (Прибайкалье) литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал (Кольский п-ов)
C_3-B_4	Дистен-гнейсовая (в том числе слюдоносные пегматиты)	Кианитовые руды (Кольский п-ов) Мусковит (Алдан, Кольский п-ов)
Палингенно-метасоматические граниты		–

Региональный метаморфизм этих образований (главным образом кислых метатерригенных отложений) сопровождается повсеместно проявленной мигматизацией; породы нижних консолидированных слоев в зависимости от их химизма преобразовывались (в случае кислого состава) в эндербиты или частично плавились с образованием тоналито-гранитов, а в случае основного состава – в гиперстеновые или двупироксеновые основные кристаллосланцы. Отличительная черта верхнеархейского периода – калиевый метасоматоз всех слоев коры за счет привноса подкоровых флюидов в этап регрессивной амфиболитовой фации.

В нижнепротерозойский период развитие континентальной коры сопровождалось многократными раскалываниями и растяжениями (карельский рифтинг), наращиванием ее за счет формирования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ с последующим метаморфизмом линейно- и латеральнозонального типов и ультраморфогенным гранитообразованием. Верхнепротерозойский период характеризуется стабилизацией тектонического режима (кратонизация) и формированием протоплатформенного чехла.

Новообразование океанической коры связано с мезозойской глобальной активизацией.

Таким образом, неоднородное строение первичной коры континентов по латерали, преимущественно кислый ее состав и намеченные тренды формирования гранулито- и гранитогнейсовых слоев современной земной коры могут служить реальным основанием для металлогенического анализа раннего докембрия по следующим главным направлениям (см. табл. 2):

1) первично-мантийная природа медно-никелевых, железо-титановых, золоторудных и других месторождений, генетически связанных с мантийным базит-гипербазитовым магматизмом;

2) первично-осадочный и осадочно-вулканический генезис железорудных, глиноземистых, серноколчеданных и других месторождений, формирующихся при выветривании кислых пород глубинных зон коры, их переотложении (совместно с мантийным вулканизмом) и метаморфизме;

3) синметаморфогенное гидротермальное образование проявлений лития, рубидия, олова, иттрия, молибдена и других металлов экстрагированием их при прогрессивном латеральнозональном метаморфизме [17] метапелитовых толщ; последние являются продуктами глубокой дезинтеграции кислых пород протокоры или гранулитогнейсового слоя;

4) унаследование преобладающего числа микроэлементов (рубидий, барий, бериллий, скандий, галлий, ниобий, медь, цинк, свинец, титан, марганец, кобальт, никель) гранитоидными расплавами, образующимися частичным плавлением кислых пород глубинных зон континентальной коры [17] и существенное перераспределение рудных элементов при их полном плавлении (селективное накопление лития, бериллия, ниобия, олова в продуктах кристаллизационной и эманационной дифференциации) с образованием, например, редкометальных пегматитов.

Размещение указанных групп месторождений в пространстве и во времени определяется таким образом исходным составом протокоры (см. табл. 2) и направленностью химической эволюции гранулито- и гранитогнейсовых слоев при формировании континентальной коры в пределах древних платформ.

1. Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. – М. : Изд-во иностр. лит., 1956. – 280 с.
2. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л. : Наука, 1968, с. 5-144.
3. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 275 с.
4. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. "Серые гнейсы" архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры. – В кн.: Докембрий. М. : Наука, 1980, с. 17-24.
5. Богданова С.В. Серые гнейсы фундамента Русской плиты. – В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Л. : Наука, 1981, с. 96-107.
6. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3-17.
7. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъяврского массива и проблема геохимического типа первичнокоровых гранитов. – В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 91-109.
8. Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли. – В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 19-31.
9. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. – М. : Недра, 1981. – 236 с.
10. Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. – Апатиты, 1979. – 141 с.
11. Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). – Л. : Наука, 1981. – 147 с.
12. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. – Л. : Наука, 1977. – 104 с.
13. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. – М., Л. : Наука, 1964. – 208 с.
14. Козловский Е.А. Десять тысяч метров открытий. – Наука в СССР, 1981, № 2, с. 6-11.
15. Козловский Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр. – Сов. геология, 1982, № 9, с. 3-12.
16. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. – В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М. : Наука, 1968, с. 69-74.
17. Кременецкий А.А., Дмитренко Н.К. Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования. – В кн.: Геохимия магматизма. М. : Наука, 1982, с. 8-55.
18. Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии. – В кн.: Пробл. петрологии и генетической геологии. М. : Наука, 1969, т. I, с.21-28.
19. Металлогения восточной части Балтийского щита. – Л. : Недра, 1980. – 247 с.
20. Мусатов Д.И., Левитова Ф.М., Чернышов Н.М. Глубинное строение Анабарского щита. – В кн.: Общая и региональная геология; геологическое картирование. – Экспресс-информация ВИЭМС, 1981, вып. 6, с. 1-17.
21. Павловский Е.В. Земная кора континентов, ее становление и развитие. – В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М. : Наука, 1977, с. 3-13.
22. Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. – В кн.: Деформация пород и тектоника. М. : Наука, 1964, с. 92-105.
23. Ранняя история Земли. – М. : Мир, 1980. – 620 с.
24. Русанов М.С. Толеит-коматиитовая формация печенгского комплекса. – Сов. геология, 1981, № 2, с. 98-112.
25. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский. Физико-химические проблемы происхождения щелочно-земельных магм. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 451-463.

26. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. – Л. : Наука, 1980. – 216 с.
27. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии территории СССР. – М. : Наука, 1980. – 200 с.
28. Ситдиков Б.С., Глаголев А.А., Казанский В.И., Тронева Н.В. Архейский полиметаморфический комплекс в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20 000. – В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 130-139.
29. Ситдиков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. – Казань : Изд. Казан. ун-та, 1980. – 167 с.
30. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение земной коры и верхней мантии древних платформ. – В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М. : Наука, 1977, с. 14-27.
31. Тектоносфера Земли. – М. : Наука, 1978. – 590 с.
32. Хаин В.Е. *Общая геотектоника*. – М. : Недра, 1973. – 511 с.
33. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. – В кн.: Пробл. докембрийского магматизма. Л. : Наука, 1974, с. 8-16.
34. Taylor S.R. Geochemistry of andesites. – In: Origin and distribution of the elements. Oxford: *Pergamon Press*, 1968, p.13-24.

УДК 552.16

О.В.Авченко, И.В.Козырева, М.А.Мишкин, И.А.Татарин

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА МЕТАМОРФИЗМА ВО ВРЕМЕНИ

Один из дискуссионных вопросов метаморфической петрологии – особенности эволюции флюидного режима метаморфизма – изменение состава флюида и $P_{фл}$ (общего флюидного давления) в зависимости от P_s (давление на твердую фазу), T (температуры) или времени метаморфизма. Уже утвердилось мнение о значительном различии P_{H_2O} (давление воды) и P_s, хотя оценки этого соотношения колеблются в широких пределах. Так, по представлениям В.С.Соболева и его сотр. [3], $P_{фл}$ определяется в обычных случаях метаморфизма величиной P_s при равенстве $P_{фл} = P_s$, тогда как P_{H_2O} зависит главным образом от температуры, закономерно понижаясь от низких ступеней метаморфизма к высоким. А.А.Маракушев [8] полагает, что величина $P_{фл} < P_s$ при $P_{H_2O} \ll P_{фл}$, а величина P_{H_2O} в разных фациях метаморфизма не превышает 1–2 кбар. Л.Л.Перчук [11] и С.П.Кориковский [5] принимают модель экстремальной зависимости P_{H_2O} от P_s, т.е. P_{H_2O} по ним достигает максимума в средних по глубинности зонах и закономерно убывает в менее или более глубинных сечениях земной коры.

В отличие от приведенных моделей и поведения воды, учитывающих зависимость P_{H_2O} только от P_s и T, Ф.А.Летников с сотр. [6, 7] обратили внимание на возможность эволюции состава флюида во времени. Основанием послужили результаты газового хроматографического анализа пород разновозрастных метаморфических комплексов. Степень окисленности флюидов, по Ф.А.Летникову и др. [6, 7], в архейских и протерозойских комплексах различна, причем в первых она ниже, чем во вторых. Это, очевидно, связано с величиной P_{H_2O}, возрастающей от древних комплексов к молодым. Этот фундаментальный вывод, как оказывается, подтверждается результатами расчета величины P_{H_2O} по

твердофазовым минеральным равновесиям, содержащих мусковит и биотит, из разновозрастных метаморфических комплексов.

Методика расчета P_{H_2O} по биотиту показана в работе Л.Л.Перчука с соавт. [12]. Оценку P_{H_2O} в мусковитовых равновесиях с кварцем удобно произвести по реакции

$$Mu + Q = Sill + Kfs + H_2O.$$

Уравнение этой реакции, полученное на основе экспериментальных данных [16], хорошо согласуется с расчетными данными (Дорогокупец, Карпов, 1979) и выглядит следующим образом:

$$RT\ln f_{H_2O} = -24186{,}8 + 40{,}82T + 0{,}1135(P-1),$$

где P – бары; T – градусы Кельвина. Заметим, что при оценке P_{H_2O} по уравнению необязательно иметь в образце все четыре минеральные фазы. Максимальная температура устойчивости парагенезиса мусковита с кварцем при заданном давлении также может быть полезной величиной. Условно допуская в этом случае равновесие всех четырех фаз, по вышеприведенному уравнению вычисляется нижний предел величины P_{H_2O}, выше которого совершается метаморфизм пород. Перейдем к оценкам P_{H_2O} в разновозрастных метаморфических комплексах.

Величина P_{H_2O} в древнейших гранулитовых комплексах

В настоящее время можно считать доказанным низкое давление воды при метаморфизме древнейших – архейских гранулитовых комплексов и меньшую его величину сравнительно с давлением флюида. Основанием служит широкое распространение в гранулитах "сухих" гранат-гиперстеновых, гиперстен-силлиманитовых, двупироксеновых и других подобных ассоциаций и ограниченная устойчивость парагенезисов с биотитом. Другая особенность высокотемпературных гранулитов – устойчивость в них осумилита – редкого минерала из группы берилла – состава $K(Mg, Fe)_2 \times (Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+})_3 (Si, Al)_{12} O_{30}$, который ранее обнаруживался лишь в кислых эффузивах и роговиках вблизи долеритовых даек. Парагенезисы с осумилитом описаны в высокотемпературных комплексах северо-востока Норвегии [23], Антарктиды [17, 20] и Лабрадора [14]. Эксперименты Хенсена [21] показывают, что осумилит стабилен при очень низкой активности воды и кислорода, в практически сухих условиях при давлении $P_{H_2O} \ll P_s = 3 \div 6$ кбар и высокой температуры 1000 – 1100 °С.

Устойчивость гиперстен-силлиманитовых, сапфирин-кварцевых ассоциаций и парагенезисов с осумилитом в древнейших комплексах Антарктиды, Балтийского и Анабарского щитов, Восточной Сибири определяют высокие температуры метаморфизма пород, достигающих 900 – 1100 °С. При таких температурах, судя по экспериментальным данным и термоди-

намическим расчетам (при высоком $P_{H_2O} \geqslant 4$ кбар), следует ожидать полного переплавления кварц-полевошпатовых пород. Однако высокотемпературные гранулиты не обнаруживают признаков существенного переплавления и обычно сохраняют литологическую слоистость. Это объясняется низкой величиной P_{H_2O} при метаморфизме пород, вследствие чего реальные температуры плавления пород сильно смещаются в сторону высоких температур.

Последние результаты изучения метаморфических пород показывают, что древнейшие гранулитовые комплексы характеризуются регрессивной эволюцией метаморфизма (Перчук и др., 1981; Авченко, 1977). Биотит в таких комплексах на самых высокотемпературных стадиях в присутствии калишпата обычно не устойчив с гранатом и появляется позднее в качестве регрессивного минерала. Характерно, что в охотском метаморфическом комплексе ассоциация силлиманита с калишпатом (микроклином) устойчива до очень низких температур диафтореза, фиксируемых по составам биотита и внешним железистым каймом зональных гранатов, достигающих предела 580 - 620 °С. Это определяет верхний предел величины P_{H_2O}, рассчитываемый по реакции $Mu + Q = Sill + Kfs$ равный 2 кбар. Поскольку P_{H_2O} в процессе диафтореза охотских гранулитов было больше, чем в стадию прогрессивного метаморфизма, что доказывается биотитизацией и амфиболитизацией двупироксеновых, гранат-двупироксеновых парагенезисов, происходящей в период диафтореза пород, то P_{H_2O} в стадию собственно метаморфизма было менее 2 кбар.

Л.Л.Перчук с соавторами [12] определили величину P_{H_2O} в гранат-биотит-силлиманитовых гнейсах Алданского массива. Оказалось, что летучесть H_2O варьирует в пределах 0,26 - 2 кбар при условии расчета по неидеальному твердому раствору биотита. Величина P_{H_2O} в ассоциации $Bi - Mt - Ilm - Ort - Pl - Q$ для адирондакских гранулитов была рассчитана С.Бохленом с соавт. [15]. Она находится в интервале 0,6 - 2 кбар, что близко к приведенным оценкам.

Таким образом, при метаморфизме древнейших архейских гранулитов флюидный режим характеризуется низкой величиной P_{H_2O}, гораздо меньшей, чем величина P_s и скорее всего меньше 1-2 кбар, т.е. P_{H_2O} при метаморфизме древнейших гранулитов составляет не более 0,1-0,3 P_s.

Величина P_{H_2O} в верхнеархейских, протерозойских и фанерозойских метаморфических комплексах

В более молодых, посленижнеархейских комплексах, P_{H_2O} отчетливо выше, чем 2 кбар, и составляет, судя по расчетам, не менее 0,5-0,8 P_s. Для обоснования этого положения привлекаются данные по метаморфическим комплексам Станового хребта, Ханкайского массива, Камчатки и Центрального Памира.

Химические составы минералов, магнезиальности гранатов и биотитов ку) и парагенезисы мусковитсодержащих равновесий в гнейсах становодиннокамчатского (4) метаморфических комплексов

Комплекс	Образец	Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
		*Gr**	36,44	–	20,41	Не обн.	32,82*	2,16	3,99
I	Г-32	*Bi*	35,60	1,86	21,30	1,81	19,18	0,022	8,32
		Mu	46,08	0,45	34,71	1,00	0,67	0,007	0,69
		Gr	41,75	0,04	18,88	Нет	32,36	0,80	3,40
2	560-д	*Bi*	35,76	4,21	20,52	1,67	19,53	0,11	7,34
		*Mu**	45,02	0,01	36,18	Не обн.	1,74*	–	0,81
		Gr	42,21	0,22	21,38	1,12	19,48	1,41	6,00
3	2132-д	*Bi*	38,20	3,24	17,65	3,99	11,62	0,02	13,26
		Mu	47,00	1,38	31,14	2,43	0,79	–	2,65
		*Gr** – центр	37,61	0,01	21,68	Не обн.	32,74*	1,50	4,65
4	413	*Gr** – край	37,66	0,05	21,82	" "	33,54*	1,94	2,79
		*Bi**	36,17	2,50	19,49	" "	22,53*	0,06	6,12
		Mu	46,86	0,05	36,04	" "	0,97*	0,01	0,57

Примечание. Все анализы выполнены в лабораториях ДВГИ; * – анат; *Bi* – биотит; *Mu* – мусковит; Pl_{30} – плагиоклаз и его номер; бол; *Scp* – скаполит; *Ru* – рутил; *Or* – ортоклаз.

Становой комплекс

В пределах изученной нами Становой складчатой области, обрамляющей с юга Алданский щит, выделяются иликанская, купуринская, удско-майская и тукурингрская структурно-фациальные зоны. Верхнеархейские толщи, слагающие эти зоны, примерно одновозрастные, но отличаются историей тектонического развития [9]. Температуры метаморфизма пород в указанных выше зонах, определяемых по гранат-биотитовому термометру Л.Л.Перчука [11], колеблются в пределах 540 – 680 °С. Если пользоваться названиями фаций, принятыми С.П.Кориковским [5], то условия метаморфизма станового комплекса по температуре отвечает условиям ставролитовой, биотит-мусковитой и силлиманит (кианит)-биотит-ортоклазовой фациям, причем главная доля пород станового комплекса метаморфизована в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов. Условия ставролитовой фации наблюдаются на небольших площадях станового комплекса в пределах иликанской и купуринской зон, причем в иликанской они тяготеют, главным образом, к южному обрамлению зоны (бассейны нижнего течения р. Гилюй, рек Джелтулак и Иличи). Условия силлиманит-ортоклазовой фации наблюдались спорадически лишь в

(X_{Mg}^{Gr}, X_{Mg}^{Bi}), температуры гранат-биотитовых равновесий (по Л.Л.Перчуго (I – иликанская; 2 – купуринская; 3 – удско-майская серии) и сре-

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	*F*	Сумма	X_{Mg}^{Gr}, X_{Mg}^{Bi}	Парагенезис, *T*, P_S
I,88	–	–	–	–	98,29	0,169	
–	0,43	7,13	4,42	0,14	100,21	0,416	
I,45	I,09	8,94	5,12	Не обн.	100,21	–	660 °С; 7,5 кбар
I,83	0,34	0,31	–	–	99,65	0,150	
–	0,27	9,32	I,15	Не обн.	100,11	0,385	
–	0,30	II,38	–	–	–	–	650 °С; 7 кбар
6,93	0,41	0,34	–	–	99,72	0,318	
0,53	0,42	7,68	2,80	0,30	99,60	0,608	
0,35	I,68	9,92	–	–	–	–	680 °С; 9,5 кбар
I,38	0,01	0,01	–	–	99,60	0,195	
I,85	0,01	0,01	–	–	99,67	0,123	
0,01	0,23	8,99	Не обн.	Не обн.	96,10	0,327	650 °С; 6 кбар
0,01	0,79	I0,52	" "	" "	95,82	–	

лиз и суммарное железо определенн на микрозонде *JXA-5A*; *Gr* – гра-*Sill* – силлиманит; *Ky* – кианит; *Q* – кварц; *Ep* – эпидот; *Hb* – амфи-

купуринской зоне. Величина литостатического давления в иликанской и купуринской зонах составляет 7-8 кбар, а в удско-майской зоне достигает 9 кбар. Оценки давления производились по различным уравнениям равновесий дистен-силлиманит (Holdaway, 1971; Richardson a.o., 1968): гроссуляр-анортит-дистен-кварц [1, 19]; гроссуляр-анортит-цоизит-кварц [18, 19] и полю устойчивости ассоциации цоизита с кианитом.

Мусковит с кварцем в иликанской и купуринской зонах устойчив до температуры 660 °С, а в удско-майской – до 680 °С (таблица). Разные оценки температуры устойчивости ассоциации мусковита с кварцем в породах зон доказывают различные оценки величины P_{H_2O}.

В иликанской зоне, судя по расчетам, P_{H_2O} равно 4 кбар, а с возрастанием P_S в удско-майской зоне до 9 кбар, возрастает и P_{H_2O} достигая величины 6 кбар. В породах всех зон P_{H_2O} составляет 0,5-0,7 P_S.

Ханкайский массив

Нижнепротерозойский комплекс ханкайского массива представлен иманской и уссурийской сериями. Условия метаморфизма наиболее высоко

метаморфизованного иманского комплекса составляют по температуре 570 – 675 °С, а по давлению 4 – 5,5 кбар [9]. Минимальная температура, при которой устойчив парагенезис силлиманита с кварцем, в породах иманского комплекса близка 610 °С. Это определяет верхний предел P_{H_2O}, равный примерно 2,5 кбар. Близкая к этой величине цифра получена при расчете по биотиту в ассоциации $Cr + Bi + Sill + Pl + Kfs + Q$, составляющая около 2,3 кбар [9]. Таким образом, в нижнепротерозойском иманском комплексе величина P_{H_2O} составляет около 0,5–0,6 P_s.

Метаморфические комплексы Камчатки и Центрального Памира

Кристаллический комплекс Срединного хребта характеризуется отчетливо выраженной зональностью метаморфизма. От осевой зоны хребта к его периферии отмечается постоянное снижение степени метаморфизма от плагиогнейсов, кристаллических сланцев и их мигматизированных разностей через кристаллические сланцы и филлиты к аспидным сланцам и слюдистым песчаникам. Отложения нижнего, доверхнемезозойского, вероятно, палеозойского яруса составляют ядра метаморфической зоны и представлены апопесчано-сланцевыми породами Колпаковской серии. Условия метаморфизма в ядре зоны достигают по температуре 700 °С, а по давлению 7 кбар [13]. Парагенезис мусковита с кварцем в породах серии устойчив до температуры по крайней мере 650 °С (см. таблицу), что определяет оценку P_{H_2O} = 4 кбар.

Более высокая цифра P_{H_2O} = 5,7+6 кбар получается при расчете по уравнению Э.Гента [19] для реакции между паргонитом, кварцем, альбитом и кианитом.

В восточной части складчатой зоны Центрального Памира, представляющей северную окраинную зону Альпийской складчатой системы Кара-Корум, распространены метаморфические образования музкольского комплекса [4]. По направлению к осевой части термальной антиклинали выявляется закономерная смена пород, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Температуры метаморфизма в ядре антиклинали достигают 700 – 750 °С, а давления 7 – 9 кбар [2, 4]. Характерен для музкольского комплекса высокий температурный предел устойчивости парагенезиса мусковита с кварцем: он составляет не менее 670 °С [2]. Это определяет высокое давление P_{H_2O} = 5,5+6 кбар.

Изложенный материал свидетельствует о том, что величина P_{H_2O} в более молодых, послениженеархейских комплексах значительно выше, чем в древнейших гранулитовых комплексах. В последних она состав-

ляет 0,1–0,3 ρ_s , тогда как в более молодых комплексах 0,5–0,8 ρ_s . Это подтверждает выводы Ф.А.Летникова с соавт. [6, 7] о более окислительных свойствах метаморфического флюида в сравнительно молодых комплексах. Вместе с тем временный рубеж инверсии флюидного режима, смены восстановительных свойств его окислительными, отодвигается в более древние эпохи. По нашим данным, этот рубеж проходит между нижним и верхним археем.

Прямая связь между ρ-T -условиями метаморфизма комплексов и особенностями флюидного режима отсутствует. Скорее всего величина ρ_{H_2O} и $\rho_{фл}$ определяется геотектоническими особенностями структур и эволюцией флюида во времени. Это, безусловно, осложняет применение петрогенетических сеток различных авторов для определения полей метаморфических фаций на ρ_s -T-диаграммах в конкретных комплексах. На их основе можно получить только грубую фациальную характеристику условий метаморфизма, однако для точной оценки они малопригодны. Это связано, прежде всего, с произольными допущениями о характере зависимости ρ_{H_2O} от ρ-T-параметров, принятыми при построении этих сеток, не совпадающих с реально существующей зависимостью. Это обстоятельство требует определения ρ_{H_2O} независимо от принятых моделей расчетными или другими методами.

1. Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Гранат-плагиоклазовый геобарометр. – Докл. АН СССР, 1980, 251, № 5, с. 1216–1219.
2. Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Границы фаций и суббфаций пород, бедных CaO, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. – В кн.: Пробл. физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М. : Наука, 1979, т I, с. 34–46.
3. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. – М. : Недра, 1970. – 432 с.
4. Дюфур М.С., Котов Н.В. Термодинамические условия проявления процессов метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 50–66.
5. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. – М. : Наука, 1979. – 263 с.
6. Летников Ф.А., Глебовицкий В.А., Седова Н.С. и др. Флюидный режим метаморфизма. – Новосибирск : Наука, 1980. – 191 с.
7. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. – Новосибирск : Наука, 1981. – 184 с.
8. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. – М. : Наука, 1968. – 119 с.
9. Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М. : Наука, 1981. – 194 с.
10. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. – М. : Наука, 1970. – 391 с.
11. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. – М. : Наука, 1973. – 318 с.
12. Перчук Л.Л., Кицул В.Н., Подлесский К.К. и др. Эволюция метаморфизма Алданского массива. – Якутск, 1981. – 63 с.
13. Татарин И.А. Особенности минералогии и зональность гранатов как показатели полиметаморфизма срединно-камчатского комплекса. – Геология и геофизика, 1981, № 6, с. 45–56.

14. Berg I.H. Cry granukite mineral assemblages in the contact *aureoles of the main complex*, Ladredor.- Contribs. Mineral. and Petrol. 1977, 64, p. 33-52.
15. Bohlen S.R., Pescor D.R., Essene E.J. Crystal chemistry of a metamorphic *biotite and its significance* in water barometry.-Amer. Mineral., 1980, 65, p. 55-62.
16. Chatterjee N.D., Johannes W. Thermal stability and standard thermodynamic properties *of synthetic* $2M_1$ - *muscovite*, KAL $AlSi_3O_{10}(OH)_2$. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1974, 48, p. 89-114.
17. Ellis D.I., Sheraton J.W., England R.N., Dallwitz W.B. Osumilite-Sapphirine-Quartz Granulites *from Enderby Land Antarctica*-Mineral Assemblage and reactions.- Contribs. Mineral. and Petrol., 1980, 72, p. 123-143.
18. Ferry J.M., P,T, f $_{CO_2}$ and f_{H_2O} during metamorphism *of calcareous* sediments in the Waterville - Vassalboro area, South-central *Maine*,-Contribs Mineral. and Petrol., 1976, 57, N 2, p. 119-145.
19. Ghent E.D., Robbins D.B., Stout M.Z. Geothermometry geobarometry and fluid composition of metamorphosed calc-silicates and pelites, *Mica Greek*, British Columbia.- Amer. Mineral., 1979, v. 64,N7-8, p. 874-886.
20. Grew E.S. Sapphirine + gartz assoctation from archean rocks in Enderby Land, *Antarctica*. *Amer.Mineral.*, 1980, 65, p. 821-836.
21. Hensen B.J. Stability of osumilite in hightemperature metamorphic rocks.- Contribs. Mineral. and Petrol., 1977,64,p.197-204.
22. Holdway M.J. Stability of *andalusite and* the aluminum silicate phase diagram.- Amer. J. Sci., 1971, 271, N 2, p. 97-131.
23. Kars H., Ben J., Jansen H. The metapelitic rocks of the polymetamorphic precambrian of Rogaland, SW Norway.- *Contribs.* Mineral. and Petril., 1980, 74, p. 235-244.

УДК 548.4+553.4

К.Б.Кепежинскас, А.А.Томиленко

ВАРИАЦИИ ДАВЛЕНИЯ ФЛЮИДА И ЕГО СОСТАВА В РАЙОНЕ ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПО МЕТАМОРФОГЕННЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение локализовано в докембрийской метаморфической толще. Оно находится в рифейском Олокитском геосинклинальном прогибе (синклинории) Байкальской складчатой области.

Рудное поле расположено в пределах крупной Холоднинской синклинали сложного внутреннего строения, крылья которой срезаны продольными разломами: на СЗ - Тыйским, на ЮВ - Авкитским. Синклиналь в целом - узкая опрокинутая складка северо-восточного простирания, с круто (70 - 80 °С) падающей на СЗ осевой плоскостью и сложноскладчатым,асимметричным поперечным профилем. Протяженность структуры около 20 км.

Синклиналь сложена метаморфическими породами карбонатно-кварцито-черносланцевой толщи, которую большинство авторов сопоставляют

со слабо метаморфизованными породами ондокской свиты, другие предполагают их разновозрастными и предлагают для рудовмещающей толщи независимое название или объединить ее с нижележащими отложениями в олокитскую свиту [11].

Руды Холоднинского месторождения являются полигенными и полихронными и сформировались в течение трех этапов: гидротермально-осадочного и этапов прогрессивного и регрессивного метаморфизма [1, 8, 11].

Первичные вулканогенно- и гидротермально-осадочные признаки в породах и рудах сохраняются лишь в виде реликтов, поэтому трактовка многих признаков неоднозначна. В целом по совокупности сохранившихся признаков и аналогии с Озернинским месторождением точка зрения о первичном гидротермально-осадочном происхождении руд Холоднинского месторождения наиболее вероятна.

Сингенетичные с осадконакоплением первичные рудные концентрации совместно с вмещающими их породами претерпели преобразования в процессе метаморфизма. Однако в отношении масштабов переработки существуют две альтернативные точки зрения.

Ряд авторов считают [1, 2], что первичные гидротермально-осадочные кремнисто-сульфидные (галенит-сфалерит-пиритовые) руды перекристаллизованы на месте, без существенного перераспределения вещества. Лишь в ограниченных линейных тектонических зонах происходит регенерация и дифференциация вещества. Согласно другой точке зрения [10, 11], во время метаморфизма имело место существенное переотложение руд (до 80 % руд переотложены в замки складок). Главную ценность месторождения составляют "рудные столбы". Для последних, приуроченных к замкам складок, характерны линзовидно-сетчатые и пятнистые руды с хорошо развитой линейностью l_1, сформированные одновременно со складками f_2. Часть руд носит еще более отчетливый переотложенный, в том числе секущий, прожилковатый характер и связана пространственно и генетически с "метасоматитами" ранней регрессивной стадии дистен-силлиманитового этапа метаморфизма.

На Холоднинском месторождении выделяются два* тектонометаморфических цикла.

В течение раннего цикла (согласно сторонникам второй точки зрения), объединяющего три этапа деформации и одновременно с прогрессивным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа, образовались глав-

* В самое последнее время ряд исследователей [3] стали выделять три этапа регионального метаморфизма. Первый, фиксируемый по реликтовым минералам и отвечающий условиям амфиболитовой фации, характерен для ряда пород, относящихся к клиновидным выступам нижнепротерозойского фундамента.

ные особенности внутренней структуры месторождения и структуры руд. Близко по времени к синметаморфической деформации первого этапа ($Д_I$) произошло интенсивное (до 80 %) переотложение руд в замки складок. По Ручкину Г.В. [10], формирование основной массы руд месторождения произошло в период дислокаций второго этапа складкообразования. На втором этапе деформаций руды нагнетаются в замковые части складок f_2. Параметры прогрессивного регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа, по оценкам различными методами (качественные минеральные парагенезисы, составы сосуществующих минералов t^0-гомогенизации газово-жидких включений в кварце и сфалерите, содержание Fe в сфалерите и др.), составляют 530 – 650 °С по t и 6–7 кбар по p [3, 7, 8, 9].

Кристаллизация регенерированных сульфидов оценена в интервале температур 280 – 460 °С [7, 8], хотя ранняя стадия процесса третьего этапа деформации ($Д_3$), следующая за переотложением руд в замки складок, близка к этапу прогрессивного метаморфизма (собственно его авторегрессивная ветвь) и оценивается t = 600 + 620 °С, $p \leq 7$ кбар [11].

Первые оценки нам кажутся заниженными, поскольку они получены в основном по t^0-гомогенизации газово-жидких включений без учета поправок на давление. Первый тектонометаморфический цикл завершился хрупкопластическими и хрупкими деформациями, сформировавшими тектонические зоны с "метасоматитами", кварцевыми и рудными жилами.

Второй тектонометаморфический цикл отделен от раннего хрупкими деформациями, перерывом во времени и связан со вторым этапом регионального метаморфизма, который проявился прогрессивно в породах ондокской, итыкитской и сыныркой свит и регрессивно, в виде регионального приразломного диафтореза – в тыйской, авкитской свитах и рудовмещающей толще [3]. Во время этого позднего цикла возникли более крупные складки и основные разломы, в частности Холоднинская синклиналь, Тыйский и Авкитский разломы, чем определяется положение месторождения в общей структуре района.

Все "метасоматиты" на месторождении объединяются в группу бластопорфировых пород или скарноидов, среди которых выделяются три генетически различные группы пород: 1) собственно скарноиды-апокарбонатные или апомергелистые породы; 2) ортопороды – гранатовые амфиболиты базальтоидного состава; 3) собственно околорудные "метасоматиты".

Среди последних выделяются несколько более ранние $Fe-Mg$ "метасоматиты" с парагенезисом Гр + Ст + Рог.обм. + Пл и более поздние "метасоматиты" стадии кислотного выщелачивания с парагенезисом Кв + + Му + Дист + Zn-Sp, Zn-Cr.

Тектонические зоны с "метасоматитами" и переотложенными жильными рудами, составляющими 5 – 10 % объема руд, приурочены к замкам складок первого этапа деформации или косо секут их. Они возникли на регрессивном этапе в конце первого тектонометаморфического цикла.

Статистическая проверка одной из гипотез происхождения ставролит-роговообманковых околорудных пород (как и их аналога в малоглубинных метаморфических комплексах – кордиерит + антофиллитовых пород), основанная на сравнении валового состава пород, показала, что образование этих пород не противоречит в принципе изохимической гипотезе [5].

Высокие концентрации MgO (и/или другие специфические черты состава) в рассматриваемых околорудных породах могли возникнуть с помощью сингенетических, метасоматических изменений вулканогенно-осадочных пород в окрестностях подводных вулканических центров за счет воздействия гидротермальных растворов и/или морской воды. Поскольку гидротермальные растворы состоят из морской воды, нагретой конвективной циркуляцией через разогретые высокотемпературные вулканические породы, возможным источником MgO могла бы быть морская вода. Поразительное сходство самих сульфидных месторождений этого класса (тип Куроко) по литологии, форме и составу рудных тел, характеру зональности и т.д., а также тот факт, что на многих месторождениях (Норанда, Квебек, Канада; Метсамонту и Орияpви, Финляндия и др.) околорудные породы в разрезе имеют форму трубок, несомненно, усиливают это предположение.

В процессе детальных термобарогеохимических исследований основных петрографических разновидностей пород и руд Холоднинского месторождения установлено, что для данных пород характерен преимущественно один тип включений – метаморфогенный [4, 12]. Все изученные в этих породах метаморфогенные включения подразделяются на четыре вида – углекислотные, метановые, азотные и водно-солевые или их смесь с различными соотношениями основных компонентов (CO_2, N_2, CH_4 и H_2O). Практически все включения двужидкие, одна из фаз представлена либо сжиженной углекислотой, либо сжиженным метаном, либо сжиженным азотом, вторая – жидкой водой. Большинство первичных и первично-вторичных включений в кварце имеет хорошую огранку отрицательного кристалла минерала-хозяина. Размеры их колеблются в довольно широком интервале, но обычно не превышают 20 – 25 мкм. Все виды метаморфогенных включений были диагносцированы методом криометрии по характерным особенностям фазовых изменений при глубоком охлаждении.

При изучении метаморфогенных включений были отмечены следующие особенности.

Все углекислотные включения двужидкие и содержат помимо фазы жидкой углекислоты фазу жидкой воды. При охлаждении во всех включениях происходит гетерогенизация с появлением газового пузырька CO_2, а затем гомогенизация в жидкую фазу углекислоты при последующем нагревании. Жидкая углекислота всегда замерзает при температуре значительно более низкой, чем температура тройной точки CO_2, а плавление твердой углекислоты при нагревании протекает в интервале температур от -58 до -62 °С, но всегда ниже температуры для тройной точки чистой CO_2 (-56,6 °С), что показывает на возможное присутствие в системе метана [13].

Кроме того, часть углекислотных включений, по-видимому, содержит в своем составе и незначительное количество азота. Так, в некоторых углекислотных включениях при температуре ниже -147 °С (температура критической точки N_2) из газовой фазы (включения уже при этих температурах представлены газовой фазой и твердой фазой углекислоты) происходит конденсация жидкого азота. Следовательно, одним из видов метаморфогенных включений являются углекислотно-метано-водно-солевые или углекислотно-азотно-водно-солевые включения.

Ко второму виду метаморфогенных включений нами отнесены включения с содержанием помимо воды чистого жидкого метана и с некоторым количеством углекислоты, которая обычно при глубоком охлаждении вымерзает в виде твердой фазы, а ее плавление при нагревании происходит в интервале температур от -86 до -60 °С (в зависимости от количества ее в данной смеси). Во многих включениях данного вида, вероятно, содержится некоторое количество азота, поскольку в некоторых включениях не удается вымозозить твердый метан даже при длительном глубоком охлаждении при t = -196 °С. Эти метаморфогенные включения выделены нами как метано-водносолевые или метано-углекислотно-водно-солевые включения.

Третий вид метаморфогенных включений – это включения с жидким азотом, которые, как и предыдущие, являются двужидкими и содержат помимо фазы жидкого азота фазу жидкого водно-солевого раствора. При глубоком охлаждении до температуры кипения жидкого азота в атмосфере (t = -196 °С) наблюдается гетерогенизация этих включений с появлением газового пузырька азота, гомогенизация всегда протекает в жидкую фазу также при очень низких температурах. Часть включений содержат некоторое количество углекислоты, которая при охлаждении вымерзает в виде твердой фазы. Данные метаморфогенные включения названы нами азотно-водно-солевыми, или азотно-углекислотно-водно-солевыми включениями.

Кроме того, встречаются метаморфогенные включения, состав ко-

Оценка давления флюида ($P_{фл}$) по удельным объемам CO_2, CH_4 и N_2 индивидуальных метаморфогенных включений в кварцах пород и руд Холоднинского месторождения

Номер образца	Порода	Отношение к руде	$T_{гом}$, °С	$V_{уд}$, CO_2, CH_4, N_2, $см^3/г$	$P_{фл}$, кбар ($T_{мет}$ 600 °С)
25-А	Гранат-двуслюдяной сланец	Вмещающие Безрудные	(-55)-(-45)	0,88-0,92*	7,0-6,0
I0-Б	Гранатовый амфиболит	Вмещающие Безрудные	(-40)-(-25)	0,92-0,96*	6,0-5,5
879-А	Гранат-ставролит-двуслюдяная порода (с дистеном)	Вмещающие Безрудные	(-I55)-(-I35)	2,40-2,60	7,0-5,5
I26/2	Дистен-кварцевая порода	Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания вне рудных зон	(-I90)-(-I85)	I,28-I,32	7,5-7,0
I5-Ж	Гранат-силлиманитовый гнейс (реликт высокотемпературного этапа?)	Вмещающие Безрудные (вне рудного поля)	(-I85)-(-I80)	I,32-I,37	7,0-6,5
5I6/460	Гранат-ставролит-роговообманковые породы	Вмещающие Безрудные	(-I85)-(-I80)	I,32-I,37	7,0-6,5
35/5I	Роговообманковые породы со ставролитом	Околорудные метасоматиты	(-I35)-(-II5)	2,60-2,90	5,5-4,0

Окончание таблицы

Номер образца	Порода	Отношение к руде	$T_{гом}$, °С	$V_{уд}$, CO_2, CH_4, N_2, $см^3/г$	$P_{фл}$, кбар ($T_{мет}$ 600 °С)
Т-III2	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовые руды	Из руды	(-II5)-(-96)	2,90-3,50	4,0-3,0
Т-III2	То же	"	(-4,0)-(+I,0)	I,I3-I,I8*	4,0-3,0

Примечания. Во всех образцах содержится кварц; № I, 2, 9 - жидкие, углекислотно-метано-водно-солевые включения; № 3, 7, 8 - метано-водно-солевые и метано-углекислотно-водно-солевые включения; № 4 - 6 - азотно-водно-солевые и азотно-углекислотно-водно-солевые включения.

* Удельные объемы CO_2 вычислены с учетом примеси метана [I3]. Для № I - X_{CH_4} = 0,I5; № 2 - X_{CH_4} = 0,03; № 3 - X_{CH_4} = 0,I5.

Для образца 35/5I и Т-III2 реальные T^0 ниже 600 °С. В этом случае и величины $P_{фл}$ будут также несколько ниже вычисленных.

торых представлен помимо воды сложной смесью углекислоты, азота и метана - это углекислотно-метано-азотно-водно-солевые включения.

Плотности законсервированных жидкостей измерялись во всех видах метаморфогенных включений, характерных для различных по петрографическому составу метаморфических пород и руд данного региона. Максимально низкие температуры гомогенизаций включений и соответственно наиболее высокие плотности законсервированных во включениях азота, углекислоты и метана были получены для вмещающих метаморфических пород (таблица). Поскольку эти метаморфические породы образовались в процессе I (главного) этапа метаморфизма этого региона со сложной историей развития [II], происходившего по многим оценкам при температуре, близкой 600 °С, то давление флюида в процессе этого метаморфизма, согласно нашим определениям, вероятно, достигало 7,0-7,5 кбар (см. таблицу).

Изучение метаморфогенных включений позволило установить падение давления флюида в рудной зоне по сравнению с вмещающими метаморфическими породами до 5,5-4,0 кбар при тех же температурах, а также дальнейшее падение давления флюида уже в пределах самой рудной зоны в процессе ее формирования в пространстве и во времени до 3,5-3,0 кбар (см. таблицу).

В отношении флюида, участвовавшего в процессах метаморфизма вмещающих пород и руд, необходимо в первую очередь отметить его сложный компонентный состав (помимо воды наличие в заметных количествах углекислоты, метана и азота) неодинаковый в различных об-

ластях рассматриваемого региона. Для одних метаморфических пород (дистен-кварцевые породы – I26-2; гранат-силлиманитовые гнейсы – I5-ж; гранат-ставролит-роговообманковые породы – 5I6/460) характерен азотно-водно-солевой или азотно-углекислотно-водно-солевой состав флюида, для других (ставролит-роговообманковые породы – 35/5I; I2I/3I, I2I/330) – метано-водно-солевой или метано-углекислотно-водно-солевой состав флюида, для третьих (гранат-двуслюдяные сланцы – 25-а; гранатовые амфиболиты – I0-б на юго-западе от рудной зоны I) – углекислотно-метано-водно-солевой состав флюида либо их сложная компонентная смесь (гранатовые амфиболиты – 48/782). Возможно, что такая пестрота в составе флюидов, участвовавших в процессах метаморфизма пород и руд, обусловлена исходными различиями их составов и различным распределением в пространстве органического вещества. Возможно, картина изменения состава флюида в пространстве усложнена также некоторым его изменением во времени, учитывая многоэтапность формирования месторождения.

Что касается непосредственно рудной зоны, то в околорудных породах вблизи руды еще возможны такие вариации состава флюида, но в самих рудах наблюдается вполне закономерное изменение в составе от существенно метано-водно-солевого флюида на ранних этапах формирования руд до существенно углекислотно-водно-солевого на более поздних, т.е. изменение состава флюида от существенно восстановительного до существенно окислительного. Так, для секущих кварц-сульфидных прожилков характерны метаморфогенные включения с существенно углекислотно-водно-солевым составом.

Кроме того, как и в случае ряда полиметаллических месторождений, локализованных в малоглубинных метаморфических комплексах [6], при переходе к рудной зоне происходит существенное увеличение количества углекислоты и метана, по сравнению с безрудными образованиями. Это свидетельствует о том, что углерод и его соединения играли существенную роль в переотложении руд и формировании месторождения в целом. В связи с этим следует напомнить о распространении на месторождении рассеянных глобулей углистого вещества, содержащих микронные выделения сульфидов [2].

Закономерное понижение давления флюида в пределах месторождения (7,0-7,5 кбар – вмещающие "безрудные" породы; 5,5-4,0 кбар – околорудные метасоматиты; 4,0-3,0 – рудные тела), заметное увеличение содержания CH_4 и CO_2 в рудной зоне (и особенно в самих рудах) по сравнению с безрудными образованиями говорит в пользу существенного переотложения руд в процессе метаморфизма Холоднинского месторождения.

1. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Условия образования и метаморфизм верхнепротерозойских колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Сев. Прибайкалье). – В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974, с. 164-166.

2. Дистанов Э.Г. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. – В кн.: Вопр. генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. – Новосибирск : Наука, 1977. – 263 с.

3. Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Волкова Н.И., Картавченко В.Г. Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье) и некоторые критерии их рудоносности. – В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1981, с. 56-69.

4. Долгов Ю.А., Томиленко А.А. Типы включений в метаморфических минералах. – В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток, 1978, т. 1, с. 116-118.

5. Кепежинскас К.Б., Прусевич Н.А. Генезис кордиерит-антофиллитовых пород. – В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1981, с. 98-106.

6. Кепежинскас К.Б., Томиленко А.А. Состав флюидных включений в минералах кордиерит-антофиллитовых околорудных пород и их безрудных аналогов. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, вып. 4-5, с. 550-561.

7. Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Бусленко А.И. Условия метаморфизма пород и руд Холоднинского рудного поля. – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1977, т. 2, с. 75-77.

8. Конкин В.Д., Кузнецова Т.П. Термобарометрия руд Холоднинского месторождения. – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1977, т. 2, с. 82-83.

9. Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. – Новосибирск : Наука, 1979. – 174 с.

10. Ручкин Г.В. Модель регионального метаморфизма докембрийских колчеданных месторождений. – Геология руд. месторождений, 1981, 23, № 5, с. 19-33.

11. Тарасова Р.С., Могилев В.А., Добрецов Н.Л. Структурные особенности и структурно-метаморфическая эволюция Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. – Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 34-46.

12. Томиленко А.А. Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза (по включениям в минералах): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 1979. – 17 с.

13. Swanenberg H.E.C. Phase equilibria in Carbonic Systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1979, 68, p. 303-306.

УДК 550.42:546.027+553.061.17

Ф.И.Жуков

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ (ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

В последние годы условия формирования метаморфогенных месторождений урана весьма интенсивно изучаются на основе геологических и экспериментальных данных [1]. Доказана ведущая роль карбонатных комплексов в переносе урана эндогенными растворами при определенных физико-химических параметрах. Вместе с тем все отчетливее встают многие нерешенные вопросы, такие как происхождение эндогенных растворов, источники рудогенных элементов, способы и пути их переноса и условия рудоотложения.

Выполненный комплекс изотопно-геохимических исследований серы, углерода и кислорода из минералов, парагенетичных урановой минерализации и их геологическая интерпретация позволила получить новые данные о характере изменений их изотопных составов в процессе метаморфизма и рудообразования и сделать обоснованные экспериментальными данными выводы*.

Нами были изучены месторождения, локализованные в породах, подвергшихся метаморфизму различной интенсивности. По генетической классификации [1] их можно отнести к подклассам метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических.

Из подкласса метаморфизованных рассмотрено месторождение, представленное стратиформными урановыми залежами в углисто-глинисто-карбонатных сланцах силура. Степень метаморфизма пород здесь достигала начальных ступеней зеленосланцевых преобразований.

Из подкласса метаморфических - месторождение железо-уранового типа, локализованное в породах железорудной формации докембрия. Метаморфизм пород достиг амфиболитовой фации. Рассмотрены также процессы, приведшие к образованию месторождений уран-битумного типа.

Подкласс ультраметаморфических месторождений представлен натрий-урановой рудной формацией в докембрийских толщах среди пород амфиболитовой фации, в значительной степени гранитизированных.

Изотопно-геохимические исследования на этих месторождениях позволили выявить последовательность метаморфических преобразований,

* Изотопные исследования и их интерпретацию проводили научные сотрудники и ИТР отдела геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

изменение характера и состава рудообразующих растворов, возможность мобилизации металлов из вмещающих пород, его перенос и последующую концентрацию в породах.

Метаморфизованное месторождение урана в углисто-глинисто-карбонатных сланцах силура

Образцы урановых руд были отобраны на месторождении, описанном в работе Ф.И.Жукова /4/. Район месторождения представляет собой узкую опрокинутую складку, разбитую на ряд блоков пострудными тектоническими нарушениями (рис. I). Рудовмещающими являются углисто-глинистые сланцы с прослоями карбонатных пород, эффузивных и пирокластических образований. Неравномерный метаморфизм рудовмещающих пород до стадии зеленых сланцев произошел в судетскую и бретонскую фазы тектонической активности. Рудные залежи приурочены к средней пачке толщи, насыщенной в отличие от подстилающих и перекрывающих пород вулканическими образованиями. Эта часть разреза отличается повышенным содержанием ряда элементов: V – до $n \cdot 10^{-3}$; Pb, Cu – до $n \cdot 10^{-2}$ и Zn – до $n \cdot 10^{-1}$ %. Выделяются такие типы рудных залежей в сланцах: I) послойные залежи с небольшим содержанием рудогенных элементов (ритмичное чередование вкрапленной и слойковой первичной урановой и сульфидной минерализации) (рис. I); 2) штокверковые рудные тела в зонах срыва и брекчирования (вторичная прожилковая карбонат-урановая минерализация) (рис. I).

В послойных рудах урансодержащими являются скопления пелитоморфного вещества в черных линзовидных микрослойках. Индивидуализированные минеральные формы с выраженными оптическими свойствами не обнаружены. В соотношении U^{4+}/U^{6+} на подвижный уран приходится более 58 %.

В штокверковых телах различается настуран нескольких генераций. Самый ранний настуран не имеет типичных сферолитообразных форм, а образует лентообразные, неправильные или прожилково-натечные агрегаты вблизи обломков сланцев с реликтами первично-осадочного оруденения.

Образование вторичных форм урановой минерализации произошло при метаморфизме, возникшем под воздействием ряда фаз тектонической

Рис. I. Схематизированный геологический разрез уранового месторождения в сланцах силура:
I–4 – силур (I – филлитовидные сланцы; 2 – углистые сланцы; 3 – углистые сланцы с прослойками карбонатов; 4 – кварц-плагиопорфириты; древние эффузивы); 5 – отложения мезозоя; 6 – сиениты; 7 – линия надвига; 8 – зоны брекчирования; 9 – тектонические нарушения; I0 – рудные тела; II – рудная минерализация

активности. Тектоническая активность в районе месторождения привела к формированию складчатых и разрывных структур. Развились сложные зоны брекчирования, послужившие структурной основой для формирования штокверковых рудных тел. Источником H_2O в таких растворах в основном являлись поровые воды, захороненные в вулканогенно-осадочных образованиях. Источником углекислоты были вмещающие породы. Такая схема подтверждается изученными нами вариациями изотопов серы, углерода и кислорода в породах и рудных минералах месторождения.

В породах определялся изотопный состав общего (валового) углерода, а также $\delta^{13}C$ (стандарт PDB) для отдельных составляющих - карбонатной и органической (табл. I и 2). Достаточно широкий диапазон значений $\delta^{13}C$ (от -4,0 до -23,7 ‰) характерен для слоистых руд в углистых сланцах (рис. 2). Значительно меньший диапазон (от -0,7 до -6,9 ‰) зафиксирован для брекчированных руд. Широкие вариации характерны для проб с большим содержанием $C_{орг}$. В сравнительно бедных ураном слоистых рудах и углистых сланцах наблюдается увеличение количества урана в пропорциональной зависимости от наличия органического вещества, обогащенного изотопом ^{12}C (рис. 2, график I). Это может служить доказательством решающей роли органики в период первичного накопления урана. В зонах брекчирования и повышенной трещиноватости пород происходит переотложение карбонатов в виде густой сети прожилков. Одновременно увеличивается содержание урана в породе (см.рис. 2). Удельный вес карбонатной составляющей в этих породах возрастает (табл. I). Значения $\delta^{13}C_{вал}$ смещаются в сторону увеличения количества тяжелого изотопа углерода в породах, обогащенных карбонатными прожилками ($\delta^{13}C_{вал}$ - от -0,7 до -6,9 ‰). С целью выявления изменений $\delta^{13}C$ отдельных составляющих (органической и карбонатной) при метаморфических преобразованиях был изучен состав углерода в различных типах руд (табл. 2).

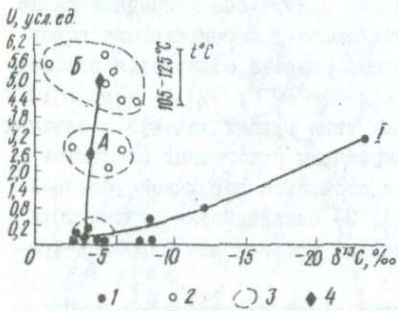


Рис. 2. Вариации изотопов углерода и содержание урана в углистых и углисто-карбонатных сланцах: I - пробы из прослоев углистых сланцев; 2 - пробы из углисто-карбонатных брекчированных сланцев; 3 - поля распространения значений $\delta^{13}C$ для проб со средним содержанием урана, усл. ед.: А - 2,5; Б - 5,0; 4 - средние значения $\delta^{13}C$ для карбонатной составляющей углерода (I - график вариаций изотопов углерода в углистых сланцах)

Эти данные показывают, что повышение концентрации углерода сопровождается увеличением карбонатной составляющей, небольшим умень-

Таблица I. Вариации изотопов углерода и серы в рудах месторождения в зависимости от содержания урана в углероде

Тип руды	U, усл.ед.	$C_{вал}$, %	$C_{орг}$, %	$C_{орг}/C_{вал}$, %	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{34}S$, ‰
Слоистые руды в углистых сланцах	3,I	0,44	0,22	50,0	-23,7	-
	0,9	0,6	0,I4	2I,2	-I2,I	-
	0,I35	2,52	0,54	2I,4	-7,7	-3,6
	0,II	5,8I	0,09	I,5	-7,6	-
	0,2I	3,53	0,I	4,53	-4,0	-
	0,I0	5,27	0,I7	3,27	-4,8	-
Руды из штокверковых тел	2,7	9,43	0,0	0,0	-5,8	-6,I
	2,8	4,88	0,0	0,0	-2,9	-7,0
	2,2	8,7	0,0	0,0	-5,2	-
	4,2	3,I2	0,23	7,4	-6,9	-
	5,6	5,58	0,09	0,54	-6,0	-6,I
	5,2	6,I4	0,0	0,0	-5,4	-5,9
	4,I0	8,42	0,0	0,0	-6,0	-5,0

Таблица 2. Вариации $\delta^{13}C$ в углеродных составляющих различных типов руд

Тип руды	Средняя величина						
	$C_{вал}$, %	$C_{орг}$, %	$C_{карб}$, %	$^{13}C_{вал}$, %	$\delta^{13}C_{орг}$, %	$\delta^{13}C_{кар}$, %	Количество проб
Первичные руды в углистых сланцах	2,52	0,50	I,98	-7,7	-24,2	-3,7	3
Штокверковые руды	5,85	0,I0	5,7	-5,0	-25,7	-4,7	4

шением $\delta^{13}C$. Это вызвано, очевидно, тем, что при воздействии на углистое вещество агрессивных подогретых (до t^{o} = I50 ÷ 200 °С) растворов возможен частичный переход из него органических соединений (углеводородов) во флюиды. Концентрация углеводородов по сравнению с CO_2 в растворе была невелика и повлияла на некоторое облегчение изотопного состава карбонатов в штокверковых телах. Эти же углеводороды могли быть восстановителями в период отложения урана.

Подтверждением тому, что карбонаты прожилков заимствованы из карбонатсодержащих осадков, служат изотопные анализы кислорода карбонатной составляющей из образцов вмещающих пород (известняков, углисто-глинисто-известковистых сланцев) и переотложенных карбонатных прожилков, ассоциирующих с урановыми минералами. Пробы карбонатов из углисто-глинистых сланцев показали вариации $\delta^{18}O$ от +I9,I до +24,5 ‰ при средней величине $\delta^{18}O$ = +20,5 ‰, пробы из брекчированных руд имеют вариации $\delta^{18}O$ от +I7,9 до +22,7 ‰ при среднем значении $\delta^{18}O$ = 20,3 ‰. Практически диапазон вариаций изотопов

кислорода из карбонатной составляющей первичных и переотложенных руд одинаков. Участие метеорных и постмагматических вод в образовании наложенных карбонатов было, вероятно, незначительным. В противном случае в результате фракционирования изотопов кислорода в системах $CaCO_3-H_2O$ и CO_2-H_2O произошло бы уменьшение значения $\delta^{18}O$ в переотложенных карбонатах.

При мобилизации и переносе урана углекислыми растворами происходило и перераспределение изотопов серы. Под воздействием высокоуглекислых флюидов первичные пириты ($\delta^{34}S = -3,6$ ‰) подверглись частичному разрушению. Сера, попавшая в метаморфический флюид, в соответствии с физико-химическими параметрами (f_{O_2}, pH, T° и $\delta^{34}S$ [7]) распределилась между SO_4^{2-} и H_2S. Сульфиды, отложившиеся совместно с урановыми минералами, оказались более "легкими", чем в исходных углистых сланцах. Вариации $\delta^{34}S$ переотложенных пиритов составляют от -5,0 до -7,0 ‰. Это говорит об окислительном характере урановосных растворов. Подобное фракционирование изотопов серы при метаморфических процессах отмечалось ранее [5]. Окисленный уран мигрировал в зоне брекчирования и повышенной трещиноватости в виде сложных уранил-карбонатных комплексов. В зонах разгрузки происходило разрушение этих комплексов и образование прожилковых форм урановой минерализации.

Отмечаются две группы прожилковых руд с различным содержанием урана 2,8 и около 5,0 усл. ед. (рис. 2, зоны А и Б). Среднее значение $\delta^{13}C$ карбонатов, парагенетичных урановым минералам в прожилках, соответствует -4,7 ‰ при вариации от -0,7 до -6,9 ‰. Количество карбонатов в обеих зонах почти одинаково (см. табл. I).По данным температур гомогенизации газово-жидких включений в карбонатах отложение урана происходило в интервале I25 - I50 °С. По-видимому, для зоны Б был характерен более низкий кислородный потенциал системы, чем для зоны А.

Если предположить, что отложение урана происходило при температуре I50 °С в равновесных условиях и интервале pH = 6+8, то, воспользовавшись диаграммами Х.Омото [9], можно сказать, что осаждение рудных минералов наступило при понижении фугитивности кислорода до 10^{-47} - 10^{-48} ат.

Основываясь на полученных результатах, мы считаем, что рудоносные растворы имеют метаморфическую природу и образовались за счет отжима поровых вод из первично-осадочных пород. Исходные растворы имели температуру I50 - 200 °С, высокий окислительно-восстановительный потенциал и слабокислую среду (pH = 4,5+5). В зонах разгрузки раствор постепенно нейтрализовался и температура его по-

нижалась вследствие взаимодействия с вмещающими породами. Повышалось pH растворов и наступили благоприятные условия для отложения кальцитов, происходила декарбонатизация ионов $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$, уменьшение окислительно-восстановительного потенциала и отложение урановых минералов. Изотопный состав углерода и кислорода исходных и переотложенных кальцитов практически не изменился, $\delta^{34}S$ пиритов уменьшилось на 1,5 – 3 ‰.

Изотопно-возрастные данные свидетельствуют о том, что рудовмещающая толща силура и первоначальная рудная минерализация претерпела минимум двукратный метаморфизм. Возраст метаморфизма 240 и 110 млн. лет определен по вторичным прожилкам настурана. Он соответствует пфальской и австрийской фазам тектонической активности, известным по геологическим наблюдениям. Внедрение сиенитового массива, произошедшее 290 млн. лет тому назад, оказало существенное тепловое воздействие на метаморфизм древнепалеозойских образований района. Нами были отобраны и проанализированы пробы на изотопный состав свинца из тех же типов руд, которые подтвердили стадийность их формирования.

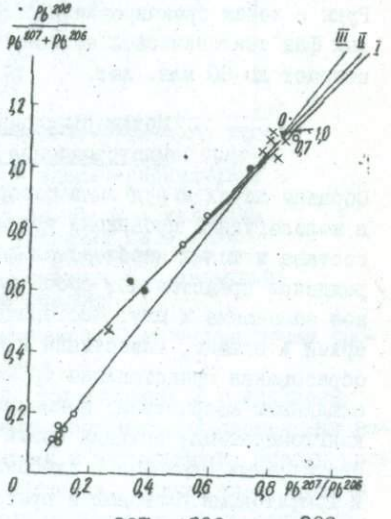


Рис. 3. Стадийность формирования руд по изотопно-свинцовым данным: I – первично-вкрапленные ($y = 0{,}199 + 1{,}095\,x$); II – прожилково-вкрапленные ($y = 0{,}200 + 1{,}104\,x$); III – руды в зонах брекчирования ($y = 0{,}003 + 1{,}340\,x$)

По значениям изотопных отношений свинца $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/^{207}Pb + ^{206}Pb$ [3] были построены графики для каждого типа руд. Графики, построенные на рис. 3, показывают стадийность формирования различных типов руд. Бедные первично-вкрапленные руды характеризуются смешанным составом свинцов: от обыкновенных до ураногенных, относительно высокими значениями изотопных отношений $^{207}Pb/$

^{206}Pb. Для прожилково-вкрапленных руд характерен существенно ураногенный состав свинца, что выражается в значительном уменьшении отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ до 0,716-0,330 и $^{208}Pb/^{207}Pb + ^{206}Pb$ до 0,995 - 0,596. Руды в зонах брекчирования отличаются непостоянным изотопным составом свинца. Наряду со свинцами, интенсивно контаминированными ураногенными свинцами ($^{207}Pb/^{206}Pb$ = 0,108+0,200), встречаются свинцы, близкие по составу к нормальным ($^{207}Pb/^{206}Pb$ = 1,095). Контаминация свинцов в зоне брекчирования была неравномерная. Уменьшение отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/^{207}Pb + ^{206}Pb$ от первичных вкрапленных руд до брекчированных свидетельствует о последовательной контаминации ураногенными свинцами первичных свинцов вкрапленных руд.

График I показывает, что формирование первичных вкрапленных руд происходило раньше других типов оруденения. Ориентировочный его возраст колеблется в пределах 400 - 500 млн. лет и совпадает со временем накопления нижнесилурийской рудовмещающей толщи. Прожилково-вкрапленные руды (график II) в слабо нарушенных сланцах формировались позже в пределах возрастного интервала 100 - 160 млн. лет. Руды в зонах брекчирования были образованы в одну из заключительных фаз тектонической активности (график III). Ее ориентировочный возраст до 80 млн. лет.

Метаморфические месторождения урана
Месторождения железо-уранового типа

Образцы пород и руд были отобраны на месторождении, расположенном в железорудной провинции докембрия, где развиты сланцы различного состава и толщи карбонатных пород. В структурном отношении месторождение представляет собой синклинальную складку, имеющую килевидное замыкание к югу. Месторождение слагают зеленокаменные породы архея и сланцы, известняки и кварциты протерозоя. Протерозойские образования представлены тремя свитами (рис. 4): нижняя сложена слюдяными кварцитами, аркозами, биотит-полевошпатовыми сланцами, конгломератами, средняя свита - куммингтонитовыми, куммингтонит-биотитовыми сланцами и джеспилитами, верхняя свита - микросланцами и графитовыми сланцами с прослоями доломитовых мраморов, доломитсодержащих и диопсидовых кварцитов.

Зона субмеридиональных тектонических нарушений западного борта складки имеет признаки глубинного разлома, контролируется линейными субвулканическими телами основного и кислого состава. Отчетливо проявлена интенсивная гидротермальная переработка вмещающих пород. В узлах сочленения тектонических нарушений различного порядка

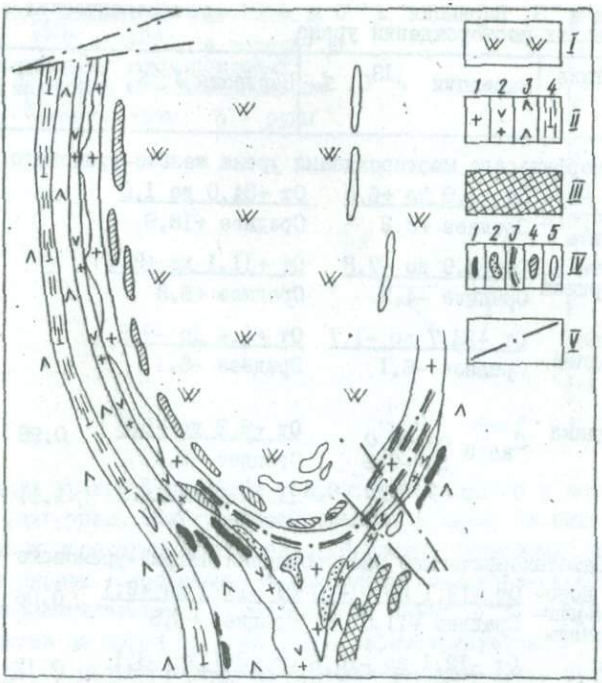


Рис. 4. Схема месторождения железо-уранового типа: I – породы верхней свиты; II – I-4 – породы средней свиты (I – альбититы; 2 – альбит-рибекитовые сланцы; 3 – куммингтонитовые сланцы, 4 – биотитовые и биотит-амфиболитовые сланцы); III – железные руды; IУ – I-5 – ассоциации урановых минералов (I – уранинит; 2 – ненадкевит-браннерит; 3 – настуран-коффинит; 4 – малакон-апатит; 5 – настуран; У – тектонические разломы

наблюдается щелочно-карбонатный метасоматоз. С метасоматитами пространственно связано урановое оруденение.

Оруденение в железорудной формации приурочено к призамковым частям синклинальной складки, сложенной осадочно-вулканогенными породами, которые контактируют с гранитами и мигматитами. Особую роль в рудолокализации играют кольцевые нарушения. Рудные тела связаны со щелочно-карбонатными метасоматитами по всем разновидностям пород (кварц-биотитовым и куммингтонитовым сланцам, железистым роговикам и железо-карбонатным рудам). Рудные минералы представлены настураном, уранинитом, коффинитом и браннеритом. Встречаются малакон-апатитовые руды.

Изотопные соотношения углерода карбонатов и серы сульфидов, а также их концентрация по вмещающих породах и рудах месторождения представлены в табл. 3 и интерпретировались О.В.Гнатенко [67].

Таблица 3. Вариации $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ метаморфических и ультраметаморфических месторождений урана

Характеристика пород	Вариации $\delta^{13}C$, ‰	Вариации $\delta^{34}S$, ‰	Содержание C, %	Содержание S, %
Метаморфические месторождения урана железо-уранового типа				
Неизменные карбонатные породы верхней свиты	От +I,0 до +6,5 Среднее +3,2	От +34,0 до I,0 Среднее +I8,9	–	–
Метасоматиты по породам верхней свиты	От +3,9 до -7,8 Среднее -4,3	От +II,I до +3,4 Среднее +6,8	–	–
Неизмененные породы средней свиты	От -I3,7 до -I,7 Среднее -6,I	От +4,4 до -9,9 Среднее -6,I	–	–
Альбититы:				
а) околорудные	$C_{карб}$ от -5,0 до -6,6	От +9,3 до -9,8 Среднее -5,4	0,98	–
б) рудные	C от -5,0 до -6,6	От -5,8 до -9,9 Среднее -7,8	I,II	–
Ультраметаморфические месторождения натрий-уранового типа				
Вмещающие породы: гнейсы-мигматиты-граниты	От -I9,I до -I4,3 Среднее -II,3	От +II,3 до +2,I Среднее +6,5	0,06	0,0I
Диафториты	От -I2,I до -I0,6 Среднее -II,3	От +2,I до -3,I Среднее 0,0	0,I2	0,05
Метасоматические околорудные и рудные альбититы	От -8,9 до -2,5 Среднее -4,8	От -3,I до -II,8 Среднее -8,0	0,43	От 0,I2 до 0,54

Для метаморфизованных карбонатных пород (известняков и доломитов) характерно (см.табл.3) $\delta^{13}C_{ср}$ = +3,2 ‰. В неизменных породах средней свиты $\delta^{13}C$ = -6,I ‰. В альбититах по кристаллическим сланцам, обогащенных углистым материалом, $\delta^{13}C_{вал}$ углерода изменяются от -20,8 до -II,8 ‰. Значение $\delta^{13}C$ органической составляющей достигает -20,8 ‰, в то время как $\delta^{13}C$ карбонатной формы имеет интервал от -5,0 до -6,6 ‰. В метасоматитах по железо-карбонатным породам значение $\delta^{13}C_{карб}$ также близко к -5,0 ‰.

Можно предположить, что первичное накопление урана в эффузивно-осадочных толщах было связано с органическим веществом. В период регионального метаморфизма и образования кристаллических сланцев органическое вещество осадков было превращено в графит с тем же изотопным составом углерода. Метасоматическая переработка пород под воздействием растворов, обогащенных углекислотой, способствовала

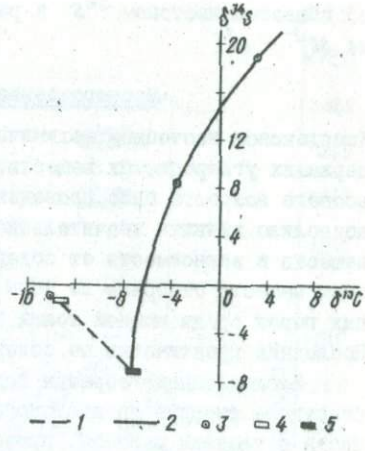


Рис. 5. Корреляционная зависимость вариаций $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ в породах и рудах урановых месторождений: I - $Св_2$; 2 - $Св_3$; 3 - вмещающие породы; 4 - метасоматиты; 5 - руды

мобилизации урана из вмещающих пород, переносу его и переотложению в зонах разгрузки. Эти процессы отразились также на поведении серы в различных породах месторождения. Наиболее "тяжелыми" сульфидами являются пириты, отобранные из доломитов, талькоро-карбонатных и карбонатно-актинолитовых пород верхней свиты ($\delta^{34}S$ = +18,9 ‰). Сера пиритов из пород средней свиты характеризуется $\delta^{34}S$ от +4,3 до -9,9 ‰. В метасоматитах по породам верхней свиты сульфиды имеют повышенное относительно вмещающих пород содержание $\delta^{32}S$. Их $\delta^{34}S$ = +6,8 ‰. С урановыми рудами ассоциируют пириты с изотопным составом серы, имеющей $\delta^{34}S$ от -5,4 до -7,8 ‰ (рис. 4).

Анализ полученных результатов показал, что метасоматическая переработка пород способствует обогащению серы новообразованных сульфидов легким изотопом. "Облегчение" серы сульфидов относительно материнских пород происходит на 8 - 15 ‰. Отношение сульфидной серы к сульфатной, т.е. $C_S^{2-} : C_{SO_4^{2-}}$, в метасоматитах составляет 300, что значительно выше, чем во вмещающих породах (50 - 70). Привнос серы, обогащенной легким изотопом, и перекристаллизация сульфидов исходных пород в окислительных условиях метасоматического процесса объясняет "облегчение" серы сульфидов метасоматитов. Под воздействием термальных растворов ($\delta^{34}S$ = 0,0 ‰) происходит частичное разрушение пиритов вмещающих пород, сера попадает во флюид и в соответствии с физико-химическими параметрами раствора (f_{O_2}, pH, T°) распределяется между ионами S^{2-} и SO_4^{2-}.

В условиях высокого окислительного потенциала, характерного для урановорудных растворов, сера будет в основном находиться в окисленной форме (SO_4^{2-}), а часть, которая содержит сульфид-ион (S^{2-}),

обогащается изотопом ^{32}S в результате фракционирования ее в системе $SO_4^{2-} - S^{2-}$.

Месторождение уран-битумного типа

Комплексное изотопно-геохимическое изучение месторождения урансодержащих углеродистых веществ, локализованных в породах пермо-триасового возраста было проведено Д.А.Лесным и Ф.И.Березовским. Оно позволило выявить значительные отличия урансодержащих углеродистых веществ в зависимости от содержания в них урана. Образцы углеродистых веществ отобраны из зоны эпигенетически измененных сероцветных пород среди мощной толщи красноцветных терригенных отложений. Последние практически не содержат органического вещества.

Исследованные образцы подразделяются на два типа. Первый тип - безрудные твердые янтареподобные вещества, красновато-коричневого цвета с гладким изломом, прозрачные в тонком слое. В органических растворителях они сильно набухают с преобладанием сферических компонентов структуры. Образующийся при нагревании кокс создает углеродное зеркало. Второй тип - рудные углеподобные, хрупкие углеродистые вещества черного цвета, матовые, часто покрыты тонким налетом карбонатов. Кокс из них хрупкий, ломкий, с металлическим блеском.

Оба типа веществ отличаются друг от друга и другими химическими показателями.

Данные элементного состава по горючей массе показывают, что вещества I типа наиболее восстановлены, а рудные вещества II типа окисленны. Высокое атомарное значение $H^г/C^г$ (I,77) и соответственно низкое $O^г/C^г$ (0,I0) для веществ I типа указывает на его высокую степень насыщения и отсутствие признаков ароматической или углеподобной структур, что подтверждается значительной растворимостью в хлороформе (выход ХБА до 36,7 %). Рудное вещество II типа имеет низкое атомарное отношение $H^г/C^г$ (0,86) и высокое $O^г/C^г$ (0,38), что доказывает низкую степень насыщенности этого вещества, а значит, возрастает вероятность его ароматической и/или углеподобной структуры [8]. Высокое содержание кислорода в рудном углеродистом веществе свидетельствует о содержании большого количества гидроксильных, карбонильных и карбоксильных функциональных групп, которые играют главенствующую роль в процессе сорбции и концентрирования урана и других элементов из растворов.

Для установления генетической связи изучаемых углеродистых веществ с нефтью или твердыми горючими ископаемыми полученные данные нанесены на квалификационную H/C - O/C диаграмму [2]. Как видно из

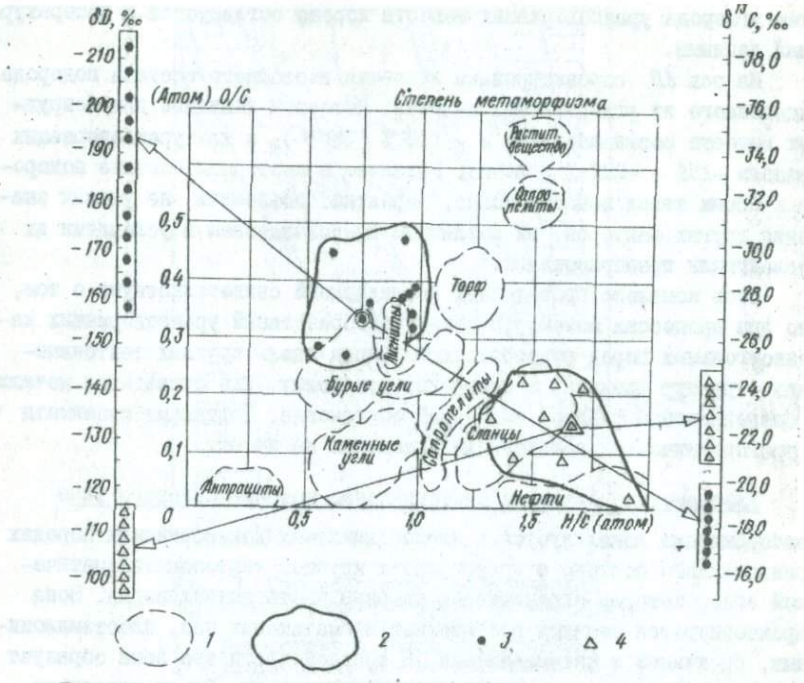


Рис. 6. Положение полей рудных и безрудных углеродистых веществ на квалификационной H/C – O/C-диаграмме с дополнительными осями $\delta^{13}C$ и δD :
I – область безрудных углеводородов; 2 – область рудных углеводородов; 3 – рудные углеродистые вещества; 4 – безрудные углеродистые вещества

рис. 6, безрудное вещество попадает в пространство между полями нефтей и сланцев. В то же время точки, соответствующие H/C – O/C отношениям рудных веществ, располагаются на полях лигнитов и бурых углей или в пространстве вокруг них. Можно предположить, что безрудные вещества близки по происхождению к нефти или ее возгонам. Резко отличается от них рудное вещество, происхождение которого можно, вероятно, отнести к богатым кислородом растительным остаткам (лигнит, целлюлоза и др.), образовавшимся на месте или вторично привлеченным. К H/C – O/C-диаграмме были достроены оси изотопного состава углерода и водорода, на которые внесены значения $\delta^{13}C$ и изученного углеродистого вещества обоих типов. $\delta^{13}C$ для безрудного вещества находится в интервале -21,0 ÷ -24,4 ‰ (PDB), а рудное вещество имеет интервал $\delta^{13}C$ -16,6 ÷ -20,0 ‰. Изотопный со-

став углерода урансодержащих веществ хорошо согласуется с литературными данными.

На ось δD спроектированы значения изотопного состава водорода, выделенного из углеродистых веществ. Интервал значений для безрудных веществ составляет -98 + - 118 ‰ (*SWOM*), а для урансодержащих веществ -156 + -232 ‰ (*SWOM*). Различие в изотопном составе водорода в обоих типах веществ можно, вероятно, объяснить, не умаляя значения других факторов, их различным происхождением и условиями их последующих преобразований.

Весь комплекс проведенных исследований свидетельствует о том, что при процессах метаморфических преобразований урансодержащих каменноугольных пород рудообразующий флюид вдоль крупных тектонических структур проникал в пестроцветную толщу, где откладывал металл в благоприятной физико-химической обстановке. Нефтяные сублиматы к уранорганическим соединениям отношения не имеют.

Ультраметаморфическое месторождение натрий-уранового типа

Месторождение локализуется в алюмосиликатных докембрийских породах гранитоидного состава и приурочено к крупной тектонометасоматической зоне, которая ограничивает ядерную часть антиклинория. Зона характеризуется сериями протяженных пегматитовых тел, бластомилонитами, брекчиями и катаклазитами. В средней части эта зона образует дугообразный изгиб с несколькими разветвлениями. Рудоконтролирующим является разлом с густой сетью оперяющих разрывов преимущественно северо-западного направления (рис. 7). Вдоль тектонических нарушений широко развиты процессы метасоматической переработки вмещающих пород. Изменение последних под влиянием регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза происходило в такой последовательности: гнейсы - мигматиты - граниты - диафториты - альбититы. Рудная минерализация в виде тонкой вкрапленности и прожилков коффинита, настурана, браннерита и урано-титанатов наложена на метасоматические альбититы. По материалам О.В.Гнатенко соответственно метаморфическому ряду "утяжеляется" изотопный состав углерода пород. В гнейсах $\delta^{13}C$ = -19,1 ‰, в гранитах составляет -14,3 ‰. В диафторитах наблюдаются вариации $\delta^{13}C$ от -12,1 до -10,6 ‰. Продукты метасоматической переработки всех типов пород и рудные альбититы имеют вариации $\delta^{13}C$ порядка 6 ‰ в интервале от -8,9 до -2,5 ‰. Привнос тяжелого изотопа сопровождается увеличением количества общего углерода в породе (от 0,02 до 1,11 ‰). Это можно объяснить привносом в породы тектонометасоматических зон значительного количества CO_3^{2-}, обогащенного изотопом ^{13}C. Количество привне-

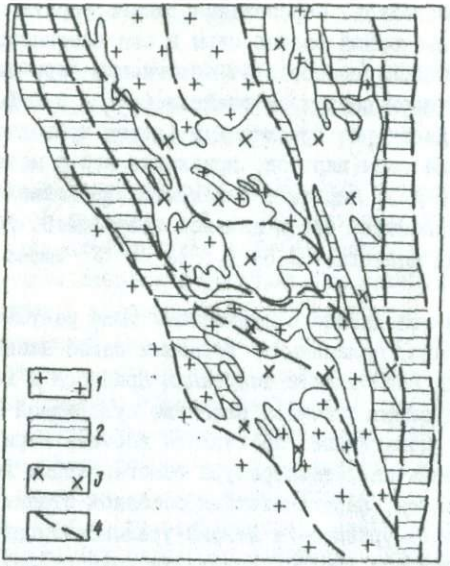
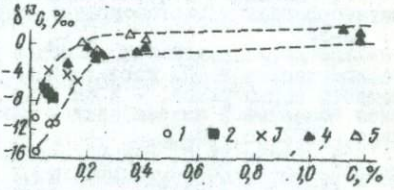


Рис. 7. Схематическая геологическая карта месторождения урана натрий-уранового типа:
I - гетерогенная толща гранитоидов; 2 - диафториты; 3 - метасоматиты; 4 - тектонические нарушения

Рис. 8. Содержание углерода и вариации $\delta^{13}C$ в породах:
I - вмещающих; 2 - диафторитах, альбититах; 3 - безрудных; 4 - околорудных; 5 - рудных



сенного карбонатного иона было в десятки раз больше, чем в исходных породах (см. табл. 3, рис. 8).

Для изотопного состава карбонатов из рудных альбититов характерно среднее значение $\delta^{13}C_{карб} = -4{,}8$ ‰. В рудных альбититах органическая форма углерода не обнаружена.

Сульфидные минералы наблюдаются во всех разновидностях слагающих месторождение пород - гнейсах, мигматитах, гранитах, альбититах. Отложение и перекристаллизация сульфидов происходят на протяжении длительного процесса преобразования пород. В гнейсах пирит образует мелкозернистую вкрапленность в виде отдельных плохо ограненных зерен, ассоциирующих с минералами как меланократовых, так и

лейкократовых прослойков. Образование такого пирита синхронно метаморфизму пород, изотопный состав серы в нем изменяется от +II,3 до +6,0 ‰. Гранитизация способствует облегчению серы до $\delta^{34}S$ = +2,I‰. Содержание общей серы растет от гнейсов ($C_{\Sigma S}$ = 0,I ‰) к гранитам ($C_{\Sigma S}$ = 0,2 ‰). Диафтороз гранитоидных пород приводит к изменению изотопного состава серы пиритов, приближая его к метеоритному стандарту ($\delta^{34}S$ = 0,0 ‰). Пириты в альбититах представлены как сингенетичной вкрапленностью, так и жильной генерацией. Содержание общей серы в альбититах достигает 0,54 ‰, ее $\delta^{34}S$ имеет среднее значение -8,0 ‰.

Сопоставляя эти данные с описанными выше результатами изучения месторождений урана, связанных с породами более низких ступеней метаморфизма, видим аналогичную тенденцию привноса в конечные продукты общей серы, преимущественное развитие сульфидной формы и в соответствии с этим "облегчение" изотопного состава серы в пиритах (см. рис. 5). Измеренная нами температура гомогенизации газово-жидких включений в кальците, парагенетичном основной стадии отложений урановых руд на железо-урановом и натрий-урановом типах месторождений, имеет значения порядка 250 °С. Используя совместные диаграммы серы и углерода [9], можно в несколько приближенном виде сделать заключение о физико-химических параметрах рудоносного флюида (pH = 5,5 ÷ 8,5, фугитивность кислорода - не ниже 10^{-38}).

I. Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при образовании метаморфогенных месторождений урана. - Геол. журн., 1978, 38, № 6, с. 22-32.

2. Березовский Ф.И., Лесной Д.А., Брик А.Б. и др. Изотопно-геохимическое и ЭПР исследование рудных и безрудных органических веществ пермотриаса. - В кн.: Тр. УП Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках": Тез. докл. Ташкент, 1982, с. 65-68.

3. Браун Дж.С. Рудные свинцы и изотопы. - В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М. : Атомиздат, 1969, с. 124-175.

4. Жуков Ф.И. Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области. - Киев : Наук. думка, 1978. - 168 с.

5. Жуков Ф.И., Лесной Д.А., Савченко Л.Т., Кшин А.А. Изотопный состав углерода и серы в зонах кварц-карбонатного метасоматоза пород палеозоя и протерозоя Советских Карпат. - Геол. журн., 1979, 39, № 4, с. I-7.

6. Жуков Ф.И., Гнатенко О.В., Савченко Л.Т. Факторы формирования урановых концентраций в щелочных метасоматитах докембрия (по термобарогеохимическим и изотопным данным). - Докл. АН УССР, 1981, № 2, с. 20-23.

7. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. - В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М. : Мир, 1977, с. 175-212.

8. Робинсон В.Е., Диннин Г.У. О составе керогена горючих сланцев. - Орган. геохимия, 1970, вып. 2, с. 119-139.

9. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon in hydrothermal ore deposits.- Econ.Geol., 1972, 67, p. 551-578.

УДК 550.4.552.578.3+550.42:546.027

Д.А.Лесной, Ф.И.Березовский, И.З.Коростышевский

МЕТАМОРФОГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ УРАНООРГАНИЧЕСКОГО ТИПА

Ассоциация урана с углеродистыми веществами различного состава обнаружена во второй половине XIX в. Концентрации урана известны в углях, углистых сланцах, лигнитах и битуминозных породах. Весьма широко распространены скопления углеродистых веществ, сходных по элементарному составу с керитами и антраксолитами.

Урануорганический тип оруденения предполагает связь урана с большим количеством твердого углеродистого вещества. В таких рудах уран представлен главным образом настураном, уранинитом, коффинитом и, вероятно, урануорганическими соединениями. Урановосное углеродистое вещество не растворяется в органических, и неорганических растворителях, не плавится, высоко карбонизовано.

Оруденение чаще всего встречается в зонах развития крупных дизъюнктивных нарушений глубокого заложения, пересекающих пласты пород с хорошими коллекторными свойствами. Урансодержащие углеродистые вещества обычно приурочены к пестроцветным терригенным толщам, хотя обнаружены также в карбонатных осадочных, эффузивных и интрузивных породах на глубинах от 0 до 2 км и более. Стратиграфические пределы распространения этих веществ весьма широки – они встречаются в породе всех возрастов от докембрийских до четвертичных.

Урансодержащие углеродистые вещества выделяются в форме линз, прожилков и вкраплений, частично или полностью замещая вмещающие породы. Рудные тела ориентированы по напластованию пород либо секут слоистость в зонах разрывных тектонических нарушений. Оруденение локализуется в породах с переменной проницаемостью, где хорошо проницаемые песчаники переслаиваются пропластками и линзами плохо проницаемых глин--аргиллитов.

В районах развития оруденения этого типа характерно изменение вмещающих пород – смена красно-бурых окрасок серыми, белыми, голубоватыми, зеленоватыми. Изредка смена красок обратная – на серую окраску накладывается красно-бурая. Площади эпигенетически измененных пород всегда шире площадей уранового оруденения. Металлогенический облик месторождений разнообразный – в районах развития урансодержащих углеродистых веществ известны и другие типы урановых месторождений: урано-медные, урано-фосфоритовые, а также ртутные и полиметаллические.

Эпигенетические изменения рудовмещающих толщ сопровождаются до-

ломитизацией, окварцеванием, карбонизацией, каолинизацией, альбитизацией, хлоритизацией, развитием хлорсодержащих глинистых материалов, образованием самородной серы, пирита, киновари, галенита, сфалерита, флюорита, нерастворимых твердых углеродистых веществ, в которых обычно содержатся повышенные количества молибдена, хрома, никеля, меди, ртути, свинца, цинка, бора и серы.

Для месторождений урансодержащих углеродистых веществ характерны в основном процессы сероводородного восстановления окисного железа, реже глеевого осветления пород, в которых преобладает вынос железа.

Основная часть урана заключена в углеродистых веществах в виде субмикроскопических включений рентгеноморфного настурана. Изредка встречаются кристаллы уранинита кубической и октаэдрической формы. Большая часть урана ассоциирует почти исключительно с углеродистым веществом при значительных масштабах его развития. Несмотря на обычно широкое развитие сульфидов, ассоциация урановых и сульфидных минералов обнаруживается в редких случаях.

Уран распределяется неравномерно по всему объему углеродистого тела, не обнаруживая тенденции к накоплению в периферийных его частях. Субмикроскопические урановые минералы образуют пятнистые скопления в телах урансодержащих углеродистых веществ, дающие на радиографиях множество радиальных треков. Более равномерно распределены разрозненные треки, которые могут соответствовать урану в уран-углеродистых соединениях.

Тела урансодержащих углеродистых веществ неоднородны по составу - в тонких пластинах они непрозрачны, хотя в отдельных местах просвечивают. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие.

Обычно в зоне развития урансодержащих углеродистых веществ наблюдаются разнообразные нефтепродукты различного состава и консистенции, не содержащие концентраций урана, и, очевидно, не имеющие прямого отношения к процессам переноса и концентрации урана.

Многочисленные суждения о происхождении урансодержащих углеродистых веществ можно свести к двум основным точкам зрения:

1) урансодержащие углеродистые вещества образовались из остатков нефтяных залежей преобразованием малоподвижной смолисто-асфальтовой части нефтей;

2) урансодержащие углеродистые вещества являются сублиматами углефицированного органического вещества.

Комплексное изотопно-геохимическое изучение образцов урансодержащих углеродистых веществ позволило выявить значительные отличия их от многочисленных нефтяных углеводородов, не концентрирую-

щих сколько-нибудь значительного количества урана. Образцы этих веществ и углеводородов нефтяного ряда отобраны из зоны эпигенетически измененных сероцветных пород среди мощной толщи красноцветных терригенных отложений пермотриаса. Эпигенетически измененные породы развиты в крыле солянокупольной структуры, осложненной штоком соли девонского возраста. В брекчии кепрока обнаружены обломки девонских и карбоновых терригенных, карбонатных, галогенных и эффузивных пород.

Красноцветные породы пермотриаса практически не содержат органических веществ. В пределах рудного поля установлены две системы разрывных нарушений - пермотриасского возраста с крутым падением и более поздние пологие нарушения, смещающие рудные тела.

Образование уранового оруденения сопровождалось концентрацией других элементов: железа, серы, молибдена, ванадия, хрома, никеля, кобальта, рения. В рудном поле нередки прожилки и вкрапленность галенита, сфалерита, киновари и кальцита, образование которых относят к более позднему периоду.

Урановое оруденение приурочено исключительно к черным непрозрачным и нерастворимым в органических и минеральных растворителях углеродистым веществам, существенно отличающимся от других углеродистых веществ на месторождении. Инфракрасные спектры этих веществ единственные среди всех углеродистых соединений месторождения сходны со спектрами углей высокой степени карбонизации. Содержание урана в этих веществах 1-1,5 %. Аналогов в классификациях нефтяных углеводородов они не имеют.

Другая группа углеродистых веществ - твердые битумы, не содержащие урана, просвечивающие или полупрозрачные, темно-коричневые, бурые, красные и светло-желтые, частично растворимые в органических растворителях. По основным характеристикам они близки к низшим керитам, оксикеритам и сульфооксикеритам. Инфракрасные спектры поглощения битумов этого типа сходны со спектрами битумов нефтяного ряда [7].

Сравнительно невысокое содержание урана (в среднем примерно 0,25 %) определено в черных углеродистых соединениях переменного состава. Они непрозрачны, но на отдельных участках просвечивают красновато-желтым цветом. Они представляют собой смесь урансодержащих углеродистых веществ и твердых битумов без урана в различных пропорциях. На электронно-микроскопических фотографиях видны четкие швы, разделяющие урансодержащие углеродистые вещества с субмикроскопическими включениями настурана от битумоподобного вещества без урана.

Твердые, вязкие и жидкие битумы, встречающиеся на месторождении, легко растворяются в органических растворителях. Компонентный состав их – масла, смолы, реже асфальтены. Они относятся к углеводородам нефтяного ряда.

Изотопно-геохимические исследования урансодержащих углеродистых веществ и битумов нефтяного ряда также выявили резкие отличия урансодержащих углеродистых веществ от углеводородов нефтяного ряда, в изобилии представленных на месторождении.

Урансодержащее углеродистое вещество – углеподобное, хрупкое черного цвета, матовое или со слабым стеклянным блеском. Часто покрыто тонким налетом карбонатов.

Химический состав двух типичных образцов урансодержащего углеродного вещества представлен в табл. I.

Таблица I. Химический состав рудного органического вещества

Номер образца	Компонент							
	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	CuO	MgO
I	68,08	4,58	4,65	4,4I	0,46	0,06	0,I	0,I5
2	20,I8	Н.О.	0,94	I,83	0,II	0,02	I,34	Н.О.

Номер образца	Компонент						
	MnO	Na_2O	K_2O	S	SO_3	H_2O	П.п.п.
I	0,025	0,I0	0,38	3,74	0,55	0,22	I3,23
2	Следы	0,07	0,I0	7,96	0,2I	0,66	68,94

Как видно из табл. I, в урансодержащем углеродном веществе находятся различные минеральные компоненты. В образце № I наряду с кварцем имеются алюмосиликаты, а в образце № 2 их нет. Существенно отличаются эти образцы по содержанию Fe_2O_3 и FeO. В образце № I отношение Fe_2O_3/FeO равно 0,95, а в образце № 2 – I,95, что указывает на большую степень окисления образца № 2 по сравнению с образцом № I. В обоих образцах содержатся ничтожные количества щелочей, высокие содержания серы (преобладает сульфидная). Очевидно, по составу рудные органические вещества значительно отличаются между собой, вероятно, за счет различных пропорций входящих в их состав компонентов.

В табл. 2 представлены результаты спектрального анализа характерных разновидностей рудных образцов. При сравнении средних содержаний элементов в образцах углеродистого рудного вещества с их кларками в литосфере видно, что урансодержащее углеродистое вещество обеднено *Ni, Ti, V, Co, Mn,* однако резко обогащено *Cr, Zr, Pb, Y, Mo, As, Sc.*

Таблица 2. Спектральные анализы образцов урансодержащего вещества

Элемент	Урансодержащее углеродистое вещество		Образец № I	Образец № 2	Среднее по строке	Кларк в литосфере (по Виноградову /9/)
	Образец № I	Образец № 2				
Mn	0,006-0,04	0,3	0,06	0,03	0,087	0,I
Ni	0,0006	0,002	0,006	0,003	0,003	0,0I
Co	0,00I	0,0006	0,003	0,00I	0,00I4	0,00I8
Ti	0,3-0,6	0,06	0,3	0,06	0,26	0,44
V	0,003-0,0I	-	0,0I	0,003	0,0065	0,009
Cr	0,006-0,04	-	0,I	0,0I	0,039	0,0II7
Mo	0,0003-0,003	-	0,003	0,006	0,003I	0,000I7
Zr	0,06-0,2	-	0,06	0,00I	0,08	0,0I7
Pb	0,02-0,006	-	0,0I	0,0I	0,0I2	0,00I6
Be	0,2	-	0,000I	-	0,00II	0,00042
Sc	0,00I-0,2	-	0,00I	-	0,067	0,000I3
Y	0,I	0,006	0,0I	0,00I	0,03	0,002
Ga	0,03-0,08	0,I	-	-	0,07	0,064
As	0,005-0,006	-	-	-	0,006	0,0002
Sr	-	0,03	-	-	0,03	0,035

По данным Я.Е.Юдовича /9/, концентрации урана, хрома, циркония, свинца, редких земель, молибдена, мышьяка и скандия, обнаруженные в урансодержащих углеродистых веществах, характерны также для углистых включений в осадочных породах.

Среди твердых и вязких битумов, не содержащих значительных количеств урана, отмечаются вязкое канифолеподобное вещество желто-коричневого цвета, набухающее в органических растворителях с проявлением сферических компонентов структуры, и твердое янтареподобное вещество красновато-коричневого цвета.

Физико-химические характеристики исследованных органических веществ приведены в табл. 3 и 4. Урансодержащие углеродистые вещества существенно отличаются от битумных по цвету, минеральным включениям, плотности, влажности, содержанию золы, выходу летучих веществ, растворимости, содержанию урана (табл. 3), углерода, водорода и сумме азота, кислорода и серы на горючую массу (табл. 4).

Данные элементного состава по горючей массе показывают, что битумные вещества наиболее восстановленные, в то время как урансодержащее углеродистое вещество довольно сильно окислено. В нем содержание суммы гетероатомов ($O+N+S$) в среднем превышает 3I %.

По данным элементного анализа расчитывались атомарные отношения H/C и O/C . Высокое атомарное значение H/C (I,90) и соответственно низкое O/C (0,04) для вязкого битума указывают на его высокую степень насыщения и отсутствие признаков ароматической или углеподобной структур, что подтверждается значительной растворимо-

Таблица 3. Физико-химические характеристики органических веществ

Характеристики	Уранодержащее углеродистое вещество	Битумы	
		вязкий набухающий	твердый растворимый
Цвет	Черный	Желто-коричневый	Красно-коричневый
Блеск	Матовый, стеклянный	Жирный	Матовый
Минеральные примеси	Карбонаты, окислы урана, сульфиды, кварц, алюмосиликаты	-	Сульфиды, кварц, алюмосиликаты
Плотность, г/см^3	I,39-I,77	I,03	I,02-I,I9
Влажность, %	I,3-I0,3	I,28	-
Содержание золы, %	4,I3-40,9	I,5	0,2-5,0
Выход летучих веществ	62-64	-	96,5
Кокс	Хрупкий, ломкий с металлическим и матовым блеском	-	Образует углеродное зеркало
Растворимость от массы навески, %:			
в хлороформе	0,07-0,25	36,7	II,7
в спиртобензоле	0,4I-I,52	35,0	0,6
Содержание урана, %	0,037-I,I8	0,007	0,002-0,007

Таблица 4. Усредненные данные элементного состава двух типов органического вещества

Параметры	Уранодержащее углеродистое вещество	Битумы	
	I тип I4 образцов	вязкий I образец	II тип 7 образцов, твердый
Содержание, %	52,37	82,02	69,45
$C_{вал}$			
$H_{вал}$	3,66	I2,9I	9,44
$S_{вал}$	2,66	2,65	3,42
$C_{карб}$	0,73	0,00	0,00
$C^{г}$	64,25	82,54	74,I7
$H^{г}$	4,54	I3,I0	I0,07
$(N+O+S)^{г}_{расч.}$	3I,2I	4,36	I3,76
$H^{г}/C^{г}$ (атом.)	0,86	I,90	I,63

Окончание табл. 4

Параметры	Урансодержащее углеродистое вещество	Битумы	
	I тип 14 образцов	вязкий I образец	II тип 7 образцов, твердый
$O^{г}/C^{г}$ (атом.)*	0,38	0,04	0,16
U	0,8	0,007	0,004

* Фактически сумма гетероатомов $(O+N+S)^{г}$, пересчитанная на кислород.

стью в хлороформе (выход ХБА – 36,7 %). Твердые битумы по отношениям H/C (1,63) и O/C (0,16), а также по растворимости в хлороформе (выход ХБА – 11,7 %) приближается к вязкому битуму. Урансодержащее углеродистое вещество, в свою очередь имеет очень низкое значение атомарного отношения H/C (0,86) и высокое O/C (0,38), что доказывает низкую степень его насыщенности, а значит, возрастает вероятность его ароматической или углеподобной структуры. Высокое содержание гетероатомов, особенно кислорода, в органическом веществе говорит в пользу высокого содержания гидроксильных (-OH), карбонильных (-C=H) и карбоксильных ($C\leqslant^{O}_{OH}$) функциональных групп, которые играют главную роль в процессе сорбции и концентрирования урана и других элементов с высокими атомными весами и валентностями из растворов. Эти функциональные группы (ионогенные группы) придают органическому веществу кислотный характер и при контакте с водой диссоциируют на катион H^{+}, который может обмениваться на другие катионы и анион органической группы.

Для установления генетической связи изучаемых органических веществ с нефтью или твердыми горючими ископаемыми мы нанесли полученные данные на квалификационную H/C и O/C-диаграмму [4, 8]. Она представляет собой прямоугольную систему координат, где ордината – атомные отношения O/C, абсцисса – атомные отношения H/C, на которую вынесены поля ряда природных органических ископаемых различной степени метаморфизма и различного происхождения. Доказано [4, 8], что точки, соответствующие атомным отношением органических ископаемых, располагаются на соответствующих им полях или вблизи них. Безрудные органические вещества попадают в область развития полей органических веществ сапропелевого ряда или в пространство между полями нефтей и сланцев. В то же время точки, соответствующие H/C – O/C-отношениям урансодержащего углеродного вещества, располагаются на полях лигнитов и бурых углей или в пространстве вокруг них.

Таким образом, можно утверждать, что изученные безурановые би-

тумы близки по своему происхождению и являются сублиматами нефти или ее возгонов. Резко отличается от битуминозного органического вещества урансодержащее углеродистое вещество, происхождение которого можно с большой долей вероятности отнести к богатым кислородом растительным остаткам (лигнин, целлюлоза и др.).

К H/C - O/C-диаграмме достроены оси изотопного состава кислорода и водорода δC^{13} и δD [6]. На эти дополнительные оси были вынесены значения изотопного состава углерода и водорода двух типов изученных веществ. Значения δC^{13} для битумного вещества находятся в интервале от -21,0 до -24,4 ‰ (PDB), в то время как урансодержащее углеродистое вещество имеет диапазон δC^{13} от -16,6 до -20,9 ‰ (PDB). Эти интервалы можно рассматривать как проекции изотопного состава полей органических веществ H/C - O/C-диаграммы на оси δC^{13} и δD. Значения изотопного состава углерода веществ, которые были рассмотрены выше как производные сублиматов нефти, хорошо согласуются с литературными данными [3] и соответствуют аналогичным интервалам значений δC^{13} для растительных остатков. Результаты, полученные по изотопному составу углерода изученных образцов органических веществ, также подтверждают сделанные на основании элементного состава выводы о том, что безурановые битумные вещества являются производными нефти, в то время как происхождение урансодержащего углеродистого вещества по данным элементного и изотопного состава можно связывать с углефикацией растительных остатков.

На дополнительную ось (δD) к H/C - O/C-диаграмме были спроектированы значения изотопного состава водорода, выделенного из изучаемых веществ. Интервал значений для безурановых битумов составляет от -98 до -118 ‰ (*SMOW*), а для урансодержащего углеродистого вещества интервал значений δD составляет -156 + 232 ‰ (*SMOW*).

Столь резкое различие в изотопном составе водорода в изученных типах органических веществ можно объяснить, не умаляя значения других факторов, также их различным происхождением и условиями последующих преобразований.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов вмещающих пород, которые представлены кальцитом, анкеритом, доломитом, карбонатизированными песчаниками, сидеритом варьирует в интервале +1,8 + + -11,9 ‰ (PDB) (среднее - -6,5 ‰). Этот интервал значений δC^{13} соответствует изотопному составу углерода пресноводных карбонатов. Эти образцы имеют изотопный состав кислорода δO^{18} в интервале от +22,1 до +29,2 ‰ (*SMOW*) при среднем значении δO^{18} - +25,2 ‰, что также соответствует изотопному составу кислорода пресноводных карбонатов [5].

Пирит, отобранный из вмещающих пород, характеризуется утяжеленным изотопным составом серы. Вариации значения δS^{34} от +6,I до +I6,7 ‰ при среднем значении δS^{34} +I2,I ‰ (по I0 образцам). Изотопный состав серы рудного органического вещества в среднем несколько легче, чем в пиритах (δS^{34} – +9,7 ‰ по I0 образцам) в диапазоне вариаций от –I,I до +I8,5 ‰.

При исследовании спектров ЭПР изученных органических веществ зафиксирована синглетная линия ЭПР с фактором спектроскопического расщепления $g \simeq 2{,}0037 \pm 0{,}0005$ и шириной линии δH = 5,0 э. При этом установлено, что интенсивность этой линии для урансодержащих органических веществ на полтора-два порядка больше, чем для безрудных [2].

Применение новых методик исследований позволило сформировать принципиально новое суждение относительно формирования уран-углеродистого оруденения. Уран и содержащие его твердые нерастворимые углеродистые вещества отложились из низкотемпературных щелочных восстановительных растворов одновременно. Отложение их было однократным. Одной из основных причин рудообразования было окисление растворов при восстановлении кислородных соединений красноцветных толщ (главным образом окислов железа). Растворы поступали по сероцветным восстановленным породам вдоль соляного купола. Перенос урана происходил в форме "ураноорганических" соединений. При сильном окислении ураноорганических соединений в зоне рудообразования развился необратимый процесс полимеризации растворенных ураноорганических соединений, в результате которого образовались твердые нерастворимые урансодержащие углеродистые вещества. Тесную связь урана с углеродистым веществом единственного типа в процессе переноса и отложения руды подчеркивает приуроченность урана только к углеродистому веществу гумусового происхождения.

В зоне месторождения уран не ассоциирует с многочисленными сульфидами и глинистыми минералами, хотя экспериментально доказано, что они не менее активные восстановители урана из растворов, чем урансодержащие углеродистые вещества.

Источником урана и углеродистого вещества были, очевидно, нижележащие толщи в различной степени метаморфизованных пород нижнего карбона. В слабо метаморфизованных разностях углей нередки урановые аномалии. Уран из углистых толщ извлекался растворами метаморфогенного происхождения при региональном метаморфизме пород карбона.

Разнообразные битумные вещества, в изобилии обнаруженные в зоне уранового месторождения, не имеют прямого отношения к процессу

образования урановых руд и поступали в пространство около соляного штока на протяжении продолжительного периода формирования соляно-купольной структуры. Вероятно, часть битумов ранних генераций в различных пропорциях была вовлечена в процессе образования урансодержащих углеродистых веществ, в которых впоследствии также полимеризовалась под влиянием радиолиза. На электронных фотографиях зоны распространения субмикроскопических почек настурана в углеродистом веществе четко отделяются от зон того вещества, где нет минеральных включений.

Проведенные исследования позволяют считать источником урансодержащих углеродистых веществ угленосные породы нижележащих толщ карбона. Поскольку в рудовмещающих красноцветных толщах пермотриаса не содержится сколько-нибудь значительных количеств органических веществ, то следует предполагать их миграцию одновременно с ураном к месту рудоотложения из нижележащих толщ угленосных каменноугольных отложений на расстояние порядка сотен и тысяч метров по крутопадающим зонам тектонических нарушений.

По классификации Я.Н.Белевцева [17], в зависимости от интенсивности миграции рудогенных элементов изученное оруденение можно отнести к метаморфогенному типу.

I. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М. : Недра, 1979. - 275 с.

2. Березовский Ф.И., Лесной Д.А., Брик А.Б. и др. Изотопно-геохимическое и ЭПР исследование рудных и безрудных органических веществ пермотриаса. - В кн.: Органическое вещество в современных ископаемых осадках: Тез. докл. УП Всесоюз. семинара. Ташкент, 1982, с. 65-66.

3. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. - М. : Наука, 1981. - 247 с.

4. Григорьев С.М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. - М. : Изд-во АН СССР, 1954. - 262 с.

5. Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах. - В кн.: Карбонатные породы. М. : Мир, 1971, т. 2, с. 141-154.

6. Жуков Ф.И., Березовский Ф.И., Лесной Д.А., Коростышевский И.З., Демихов Ю.Н. Углеродистые вещества в месторождениях уран-битумного типа. - В кн.: Органическое вещество в современных ископаемых осадках. Тез. докл. УП Всесоюз. семинара. Ташкент, 1982, с. 77-79.

7. Ермаков И.Д., Иванов Д.Н., Комаров Г.В. и др. Геологические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах. - В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М. : Наука, 1966, с. 36-42.

8. Родионова К.Ф., Корчагина Ю.И., Карпов П.А. и др. Геохимическая характеристика верхнедевонских отложений некоторых площадей в Волгоградской области. - Тр. ВНИГНИ, 1962, вып.33, № 3, с. 19-21.

9. Юдович Я.Э. Геохимия угольных включений в осадочных породах. - Л. : Наука, 1972. - 84 с.

УДК 550.41:553(495+22)

И.П.Иванов, В.Б.Коваль, В.А.Синицын, Т.И.Макарова

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УРАНОНОСНЫХ НАТРИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ДОКЕМБРИЯ (ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

Натриевые щелочные метасоматиты широко распространены в пределах докембрийских щитов, где они накладываются на разнообразные осадочно-метаморфические и гранитоидные породы. Для них установлен отчетливый структурный контроль глубинными региональными разломами [1, 8] и связь с завершающими этапами ультраметаморфизма [1, 11, 19].

К метасоматитам данного типа приурочена урановая минерализация. При этом тесная генетическая связь натриевого метасоматоза и уранового оруденения подтверждается структурно-геологическими [3, 8], минерало-петрографическими [3, 16], термобарометрическими [6, 10] и изотопными данными [6].

Большинство исследователей [3] приходят к выводу, что урановое рудообразование, связанное с натриевым щелочным метасоматозом, происходит в результате эволюции тех же растворов, которые вызывали изменение вмещающих пород [5]. Следовательно, изучение физико-химических условий образования натриевых щелочных метасоматитов может иметь не только общее, но и большое практическое значение.

В настоящее время представления о физико-химических условиях образования метасоматитов данного типа основаны главным образом на термобарометрических и изотопных данных [6, 10]. Кроме того, отдельными авторами выполнены моделирующие эксперименты [7] и парагенетический анализ минеральных ассоциаций натриевых метасоматитов [11]. Все эти данные в целом согласуются между собой и показывают, что собственно натриевый щелочной метасоматоз протекал под действием щелочных, богатых натрием, существенно карбонатных (содовых) растворов в условиях средних глубин и температур, которые едва превышали 350 °С. Однако следует признать, что общая физико-химическая изученность натриевых метасоматитов недостаточна и заметно уступает физико-химической изученности других метасоматитов, например скарнов или метасоматитов стадии кислотного выщелачивания.

Одним из эффективных средств изучения физико-химических условий метасоматоза является термодинамический анализ. Однако проведение его на количественной основе в приложении к натриевому щелочному метасоматозу очень ограничено в связи с тем, что термодинамические свойства большинства минералов натриевых метасоматитов неиз-

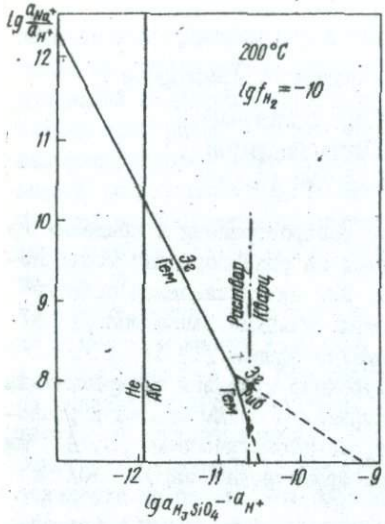


Рис. I. Фазовая диаграмма системы $Na-Fe-Si-H_2-H_2O$ при инертном поведении железа. Давление насыщенного пара воды. Штрихпунктир – линия, отвечающая насыщению раствора кремнекислотой по кварцу; пунктир – метастабильные продолжения моновариантных равновесий

вестны или недостаточно изучены. В первую очередь это относится к темноцветным минералам переменного состава: щелочным пироксенам, щелочным амфиболам и хлоритам, а именно эти минералы определяют все разнообразие минеральных типов натриевых щелочных метасоматитов, выделяемых обычно по минеральному составу внутренних (тыловых) зон метасоматических колонок.

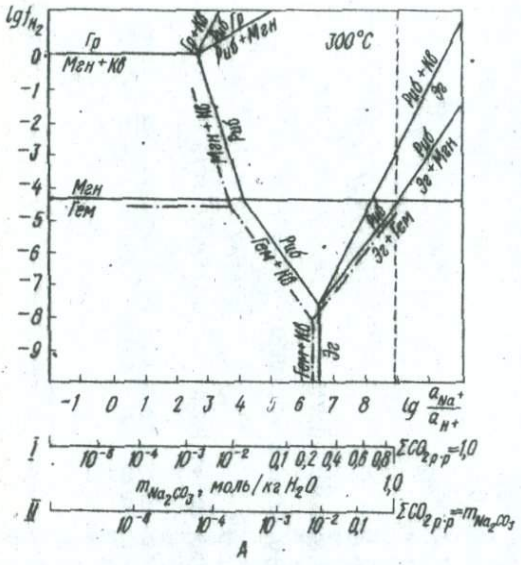
В литературе неоднократно обсуждалось поведение кремния при натриевом щелочном метасоматозе [9, 19]. Как показывают результаты термодинамических расчетов (рис. I), в поле устойчивости альбита вполне подвижному поведению кремния отвечают дивариантные поля – парагенезисы с одним темноцветным минералом. Такие парагенезисы часто встречаются в природных условиях (*мономинеральные эгириниты*, серые эгириновые альбититы) и в этом случае следует ожидать вынос кремния из тыловых зон метасоматитов. В то же время тыловые зоны метасоматитов рассматриваемого типа нередко сложены минеральными ассоциациями с двумя темноцветными минералами: гематит + рибекит, гематит + эгирин, рибекит + эгирин (см. рис. I, моновариантные линии), которые отвечают инертному поведению кремния. Ниже в своих расчетах мы рассматриваем кремний в качестве инертного компонента.

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций тыловых зон натриевых щелочных метасоматитов позволяет выделить реакции, отвечающие переходам от одного минерального типа метасоматитов к другому. В случае инертного поведения железа, кремния и алюминия такими реакциями являются сложные окислительно-восстановительные реакции

Основные "межфациальные" реакции натриевых щелочных метасоматитов докембрия*

Реакции		Константа равновесия
Мгн = Гем	$2Мгм+H_2O=3Гем+H_2$	f_{H_2}
Риб = Мгм + Кв	$0,5Риб+H^+=5/6Мгн+4Кв+Na^+ +2/3\ H_2O+1/3\ H_2$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{0,33}$
Риб = Гем + Кв	$0,5Риб+H^+=1,25Гем+4Кв+Na^+ +0,25H_2O+0,75H_2$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{0,75}$
Эг = Риб + Кв	$5/3Эг+H^+ +0,5H_2=1/3Риб+2/3Кв+Na^+ +2/2H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,5}$
Эг+Мгн = Риб	$2Эг+1/6Мгн+H^+ +2/3H_2=0,5Риб+Na^+ +2/3H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,67}$
Эг + Гем = Риб	$2Эг+0,25Гем+H^+ +0,75H_2=0,5Риб+Na^+ +0,75H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,75}$
Эг = Гем + Кв	$Эг+H^+=2Кв+0,5Гем+Na^+ +0,5H_2O$	(a_{Na^+}/a_{H^+})
Аб + Гем = Кв + Хл	$4Аб+0,5Гем+H^+ +0,5H_2=2,5Кв+0,25Хл+Na^+$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,5}$
Аб + Риб = Кв + Хл	$0,71Аб+0,14Риб+H^+ +0,14H_2=2,9Кв+0,8Хл+Na^+ +0,71H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,14}$
Аб + Гем = Риб + Хл	$2,67Аб+3,42Гем+H^+ +3,92H_2=0,84Риб+0,67Хл+Na^+ +0,92H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-3,92}$
Эг + Хл = Аб + Гем	$5Эг+Хл+H^+=4Аб+4,5Гем+Na^+ +2H_2+2,5H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{2}$
Эг + Хл = Аб + Риб	$2,1Эг+0,05Хл+H^+ +0,6H_2=0,2Аб+3,5Риб+Na^+ +0,8H_2O$	$(a_{Na^+}/a_{H^+})\,f_{H_2}^{-0,6}$

* Здесь и ниже приняты следующие сокращенные обозначения минералов: Аб – альбит, Гем – гематит, Гр – грюнерит, Кв – кварц, Мгн – магнетит, Риб – рибекит, Хл – хлорит (дафнит), Эг – эгирин.



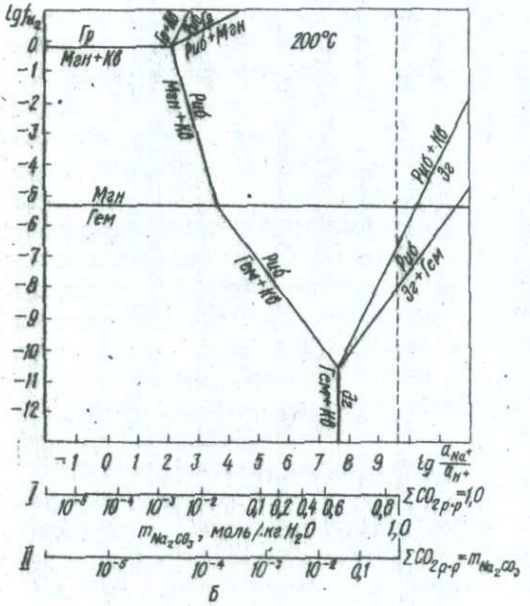


Рис. 2. Фазовая диаграмма в координатах $\lg f_{H_2} - \lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ системы $Na\text{-}Fe\text{-}Si\text{-}H_2\text{-}H_2O$ при инертном поведении кремния и железа. Давление насыщенного пара воды: А – 300 °С; пунктирная линия – для давления I кбар; Б – 200 °С

гидролиза, в константы равновесия которых входят активности протона, натрия и водорода (таблица). Следовательно, концентрацию натрия, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства растворов следует рассматривать в качестве важных параметров, определяющих минеральный тип метасоматитов по породам определенного состава в отношении указанных инертных компонентов.

Серии диаграмм в координатах интенсивных параметров: температуры и химических потенциалов протона, водорода и натрия могли бы служить термодинамической основой для выделения минеральных фаций натриевых щелочных метасоматитов. Однако в настоящее время без ряда упрощений построение таких диаграмм на количественной основе невозможно.

Мы ограничились построением изотермических диаграмм для двухкомпонентной системы кремний-железо в координатах $lg f_{H_2} - lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$; допуская, что щелочные амфибол и пироксен представлены крайними железистыми минералами: рибекитом и акмитом. Полученные диаграммы для температур 200 и 300 °С представлены на рис. 2. Рассчитанные значения $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ могут достигаться в растворах различного состава (например, хлоридных, сульфидных, карбонатных или смешанного состава). Как указывалось выше, большинство исследователей склонны считать, что метасоматизирующие растворы в случае натриевого метасоматоза имеют существенно карбонатный (содовый) состав. Принимая карбонатную модель, рассчитаем концентрации Na_2CO_3 в растворе, которые отвечали бы значениям $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$, отложенным по оси абсцисс на рис.2 А, Б. Такой расчет выполнен на ЭВМ по программе ГИББС [2] в Вычислительном центре Московского госуниверситета. Результаты расчета показаны с помощью дополнительных горизонтальных осей I и II (см.рис.2А,Б). По оси I отложена концентрация Na_2CO_3 в растворах с заданной и постоянной карбонатностью ($\sum CO_2 = {}^{m}Na_2CO_3 + {}^{m}H_2CO_3 = 1{,}0$ моль/кг H_2O), а по оси II – концентрация Na_2CO_3 в растворах, в которых $\sum CO_2 = {}^{m}Na_2CO_3$.

Температурная зависимость равновесных значений $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ для некоторых наиболее важных реакций показана на (рис. 3) для окислительно-восстановительных условий, отвечающих сосуществованию гематита и магнетита во всем диапазоне температур. Изменение $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ в растворах с различной концентрацией Na_2CO_3 отмечено пунктирами.

Приведенные диаграммы (см. рис. 2, 3) позволяют судить о возможных составах растворов, приводящих к образованию того или иного типа натриевых щелочных метасоматитов. Так, концентрация Na_2CO_3 равная 1 моль/кг H_2O, достаточна для реализации эгириновых парагенезисов, а растворы с концентрацией Na_2CO_3 менее 10^{-4} моль/кг H_2O, равновесны с неизмененными железистыми кварцитами. Характерно также то, что рост температуры способствует образованию более "щелочных" парагенезисов при одинаковой концентрации Na_2CO_3 (см. рис. 3). В случае "чистого" хлоридного раствора величины $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ с точностью до 0,2 – 0,5 порядка численно равны величинам $lg \frac{m_{NaCl}}{m_{HCl}}$ в растворе.

Надежность полученных зависимостей, естественно, определяется точностью термодинамических величин, использованных в расчетах. По нашему мнению, дальнейшего уточнения, с помощью эксперименталь-

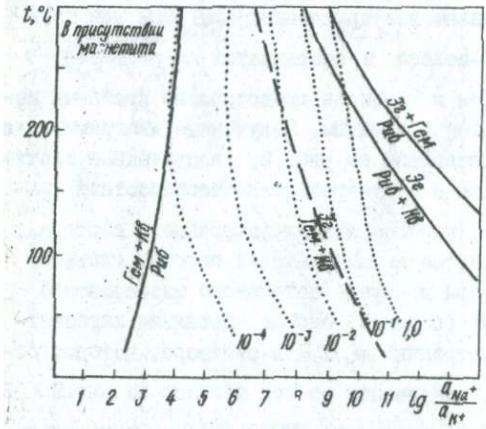


Рис. 3. Температурная зависимость равновесных значений $lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ для реакций гидролиза эгирина и рибекита

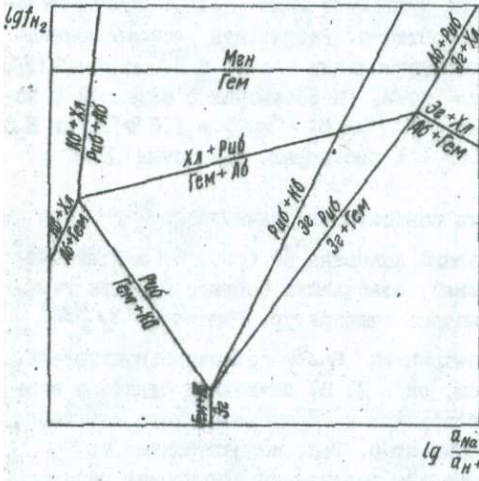


Рис. 4. Топологическая схема в координатах $lgf_{H_2} - lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ системы $Na-Fe-Al-Si-H_2-H_2O$ при инертном поведении кремния, железа и алюминия

ных исследований требуют термодинамические свойства рибекита и эгирина [12]. Термодинамические свойства всех других веществ – минералов и компонентов раствора, заимствованные из известных [13, 17, 21, 22], определены достаточно надежно и, вероятно, не вносят существенных погрешностей в расчеты.

Диаграммы, приведенные на рис. 2 и 3, могут быть использованы и для анализа физико-химических условий образования натриевых метасоматитов в алюмосиликатных породах. В этом случае в пределах всего поля каждой диаграммы будет присутствовать альбит в качестве индифферентной фазы. Однако из-за того, что из рассмотрения исключены парагенезисы с участием хлорита (весьма характерны для данных мета-

соматитов), подобные диаграммы будут страдать неполнотой. К сожалению, надежные термодинамические данные для хлоритов (даже для конечного железистого минерала) отсутствуют. Чтобы избежать обсуждения цифр, надежность которых не поддается проверке, мы ограничились построением качественной диаграммы.

На рис. 4 приведен вариант такой диаграммы, построенной с учетом природных парагенетических соотношений. На ней отражены практически все минеральные типы натровых щелочных метасоматитов в алюмосиликатных породах. Характерно положение парагенезисов с участием хлорита, которые, как это видно из диаграммы, могут реализовываться в широком интервале кислотности и концентраций натрия, однако в условиях более восстановительных по сравнению с эгиринрибекитовыми ассоциациями.

Для анализа поведения рудного компонента в метасоматизирующем растворе мы воспользовались карбонатной моделью уранового рудообразования [14]. С помощью ЭВМ рассчитана растворимость окислов урана в зависимости от окислительно-восстановительных условий и кислотности в растворах с фиксированной карбонатностью ($\Sigma CO_{2\,p-p} = 1{,}0$ моль/кг H_2O). Изменяя концентрацию Na_2CO_3 от 0 до 1 моля/кг H_2O так, чтобы $^{m}Na_2CO_3 + {}^{m}H_2CO_3$ оставалась равной единице, мы изменяли тем самым кислотность растворов.

Результаты расчетов для 200 и 300 °С представлены в виде диаграмм в координатах $lg f_{H_2} - lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ (рис. 5). Термодинамические свойства окислов и растворенных компонентов урана взяты из работ [13, 15, 17, 18, 20].

На приведенных диаграммах сплошные линии отвечают равным концентрациям растворенного урана в равновесии с его окислами, пунктирные – фазовым равновесиям (см. рис. 2), точечная линия фазовому переходу $UO_2 - U_4O_9$.

Диаграммы (рис. 5) показывают, что с возрастанием интенсивности метасоматоза растет и возможная концентрация урана в растворе. При этом растворы, равновесные с эгириновыми ассоциациями, способны переносить выше, чем $10^{-7} - 10^{-6}$ моля растворенного урана на 1 кг воды. В то же время в растворах, равновесных с неизменными железистыми кварцитами, предельные концентрации урана на несколько порядков ниже.

На рис. 6 приведена модельная метасоматическая колонка по железистым кварцитам (см. [2, 4]). По ординате отложен логарифм суммарной концентрации урана в равновесии с его окислами, а заштрихованные прямоугольники отвечают пределам изменения $lg m_U$ (моль/кг H_2O)

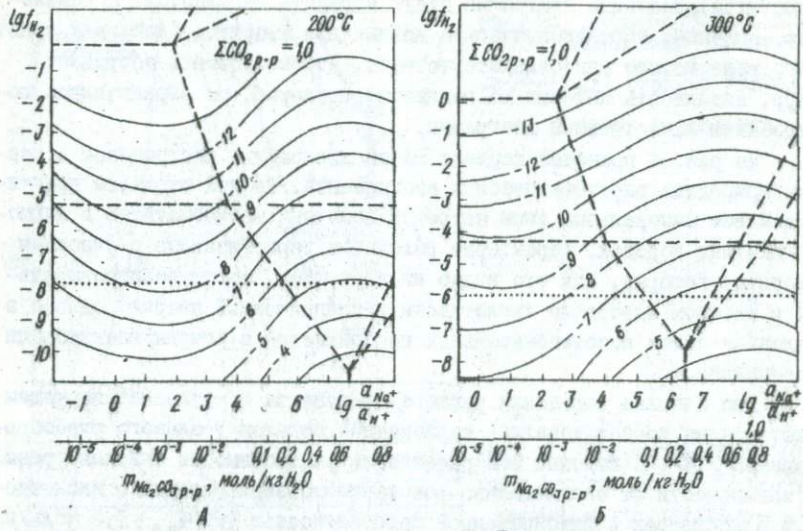


Рис. 5. Растворимость окислов урана в карбонатных растворах:
А – 200 °С; Б – 300 °С

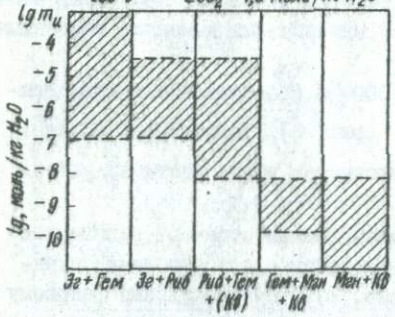


Рис. 6. Растворимость окислов урана в равновесии с минеральными ассоциациями натриевых щелочных метасоматитов по железистым кварцитам; 300 °С, давление насыщенного пара воды, $\Sigma CO_{2р-р}$ = 1,0 моль/кг

в растворах, равновесных с каждой минеральной ассоциацией, слагающей колонку. Ступенчатое снижение $lg\, m_U$ от центральных зон к неизменной породе указывает на то, что фронты замещения в колонках натриевых щелочных метасоматитных могут играть роль геохимических барьеров для осаждения урана.

Полученные результаты достаточно наглядно демонстрируют физико-химическую связь натриевого щелочного метасоматоза и уранового рудообразования, несмотря на то, что эти результаты вследствие принятых упрощений и недостаточной точности некоторых термодинамических данных следует рассматривать как предварительные. Преодоление указанных ограничений требует постановки экспериментальных исследований с целью получения надежных термодинамических данных для минера-

лов, слагающих метасоматиты данного типа. По нашему мнению, наиболее перспективны экспериментальные исследования по изучению темноцветных минералов переменного состава, как минералов чувствительных индикаторов физико-химических условий среды гидротермального минералообразования.

I. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Генетическая схема урановых месторождений связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов. – Геол. журн., I968, 28, № 3, с. 3-I7.

2. Глаголев А.А. Проявление щелочного метасоматоза в железистых кварцитах западной части Алданского щита. – Докл. АН СССР, I982, 26I, № 6, с. I408-I4I3.

3. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. и др. О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами. – Геол. журн., I974, 34, № I, с. 75-84.

4. Евтехов В.Д., Кондратьева Д.И., Романюк Е.М., Полтавец Л.И. Особенности минерального-геохимической зональности щелочных метасоматитов в железистых кварцитах Первомайского месторождения Кривбасса. – Геол. журн., I98I, 4I, № I, с. 82-9I.

5. Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. – В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., I965, с. II9-I95.

6. Жуков Ф.И., Гнатенко О.В., Савченко Л.Т. Факторы формирования урановых концентраций в щелочных метасоматитах докембрия (по термобарохимическим и изотопным данным). – Докл. АН УССР. Сер. Б, I98I, № 2, с. 20-23.

7. Иванов И.П. О природе альбитизирующих растворов. – В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., I962, с. 92-I03.

8. Казанский В.И., Крупенников В.А., Омельяненко Б.И., Прус А.К. О структурных и петрологических условиях образования урановосных альбититов. – Геол. рудн. м-ний, I968, № I, с. 3-I5.

9. Казанский В.И., Омельяненко Б.И., Прохоров К.В. О вертикальной зональности урановосных натровых метасоматитов. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М. : Наука, I974, с. 92-I00.

I0. Коваль В.Б. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия. – Киев : Наук. думка, I980. – I48 с.

II. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л. : Наука, I972. – I90 с.

I2. Макарова Т.И., Сидоров Ю.И., Наумов В.Б. Физико-химические условия образования железистых минералов щелочных метасоматитов. – Геохимия, I983, № 2, с. I9-2I.

I3. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. – М. : Атомиздат, I97I. – 239 с.

I4. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. – М. : Атомиздат, I978. – 2I4 с.

I5. Николаева Н.М. Изучение гидролиза и комплексообразования ионов уранила в сульфидных растворах при повышенных температурах. – Изв. Сибир. отд-ния АН СССР. Сер. хим. I97I, № 7, с. 6I-66.

I6. Ракович Ф.И. Парагенетические ассоциации и стадии минералообразования натриевых метасоматитов. – Геол. журн., I980, 40, № 6, с. I08-II5.

I7. Рыженко Б.Н. Основные закономерности термодинамики электролитической диссоциации и растворения в гидротермальных растворах. Автореф. дис. ... д-ра хим. наук. – М., I976. – 43 с.

I8. Сергеева Э.И. Исследования равновесия в системе $UO_3-CO_2-H_2O-Na_2O$

в интервале температур 25 – 200 °С в связи с условиями образования гидротермальных урановых месторождений: Автореф. дис. ... канд.хим. наук. – М., 1974. – 21 с.
19. Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1978. – 260 с.
20. Ходаковский И.Л. Исследования в области термодинамики водных растворов: Автореф. дис. ... д-ра хим. наук. – М., 1975. – 48 с.
21. Шваров Ю.В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной системе. – Докл. АН СССР, 1976, 229, № 5, с. 1224–1226.
22. Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. Thermodynamical properties of minerals and related substances at 298, 15 k and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures. – Geol. Survey Bull. 1452. – Washington, 1978. – 456 p.

УДК (552.16:553.2):553.31

В.И.Фонарев

РЕЖИМ КИСЛОРОДА ПРИ МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ

С физико-химических позиций два основных критерия оценки рудоносности (формационный и метаморфический) могут быть конкретизированы в зависимости содержания свободного железа (магнетитового или гематитового) в породе от: а) общей железистости ($Fe_{общ}$); б) внешних условий метаморфизма (T, $P_{общ}$, P_{H_2O}, P_{CO_2} и т.д.); в) окислительно-восстановительного режима минералообразования. Последний фактор имеет во многих случаях чрезвычайно важное значение, может существовать независимо от первых двух, и, следовательно, должен рассматриваться самостоятельно.

Зависимость содержания рудного компонента от $Fe_{общ}$ пород достаточно тривиальна. Однако следует отметить, что этот фактор может быть широко использован в целях прогнозирования и регионального сопоставления только в случаях изохимичности процесса метаморфизма. При этом общая железистость пород определяется в основном условиями первичного их образования, закономерности которых могут быть вскрыты методами формационного анализа.

На основании экспериментальных исследований [2, 3, 5 и др.] были установлены закономерности соотношений Fe-Mg минералов в широком интервале T, $P_{общ}$, P_{H_2O} и f_{O_2}, получен ряд геотермометров, геобарометров и геооксиметров. Эти данные легли в основу оценки физико-химических условий метаморфизма ряда железистых формаций докембрия. При этом были использованы собственные материалы для районов Приазовья и Среднего Побужья (около 300 анализов минералов), а также опубликованные данные [4, 6–10] для ряда районов Канады, США и Австралии. Полученные данные приведены в таблице.

Физико-химические условия метаморфизма ряда железистых формаций докембрия

Регион	T, °C	$P_{общ}$, кбар	$P_{H_2O}/P_{общ}$	$-\lg f_{O_2}$, бар	$\Delta \lg f_{O_2}$, макс
Приазовье					
I стадия	695±I7	4,9±0,5	<0,47	I5,25–I6,62	I,37
II стадия	695±I7	4,9±0,5	>0,59	I4,76–I6,42	I,66
Среднее Побужье					
I стадия	700±20	6,0± ?	>0,44	?	?
II стадия	700±20	6,0± ?	>0,56; <0,84	I5,25–I6,0I	0,76
Блум Лэйк (Канада)	600±40	7,0±I	>0,6	I4,09–I9,35	5,26
Ганьон (Канада)					
I стадия	7I0±I4	I0±I,5	0,56	I0,90–I5,69	4,79
II стадия	680–7I0	~ I0	>0,56; <0,8	II,68–I5,98	4,30
Табэко Рут Маунтинз (США)	705±I4	6,6±I,3	0,54–0,8	I5,42–I5,89	0,47
Руби Маунтинз (США)	670± ?	5,5±I,65	0,25–0,8	I5,32–I6,20	0,88
Йилгарнский блок					
I стадия	683±I7	3,7±0,4	≤0,5	I6,68–I7,09	0,4I
II стадия	683±I7	3,7±0,4	≥0,90	I6,85–I7,I3	0,28

Особое внимание при анализе было уделено летучести кислорода, количественная оценка которой производилась с использованием ортопироксен–магнетит–кварцевого и куммингтонит–магнетит–кварцевого геооксометров. В аналитическом виде [2] первый геооксометр представлен: $\lg f_{O_2} = 8{,}5044 - 6\ \lg x + 5{,}70405\,[(1-x)^2 - 4{,}45562]\cdot 10^3/T - 6{,}62326\,[(1-x)^2 + 0{,}02233]\cdot(10^3/T)^2 + 0{,}16799\cdot P/T$ (равновесие с β-кварцем); $\lg f_{O_2} = 9{,}1502 - 6\ \lg x + 5{,}70405\,[(1-x)^2 - 4{,}55138]\cdot 10^3/T - 6{,}62326\,[(1-x)^2 + 0{,}02233]\cdot(10^3/T)^2 + 0{,}15118\cdot P/T$ (равновесие с α-кварцем). Здесь x – железистость ортопироксена в виде $x = \sum Fe/\sum Fe + Mg + Ca + Mn + Al^{VI}$, P (бар), T(K). Для второго геооксометра были использованы данные [1]. Полученные результаты показывают, что даже на самых высоких ступенях регионального метаморфизма кислород не является вполне подвижным компонентом – для всех регионов характерны вариации его летучести как по разрезам толщ, так и

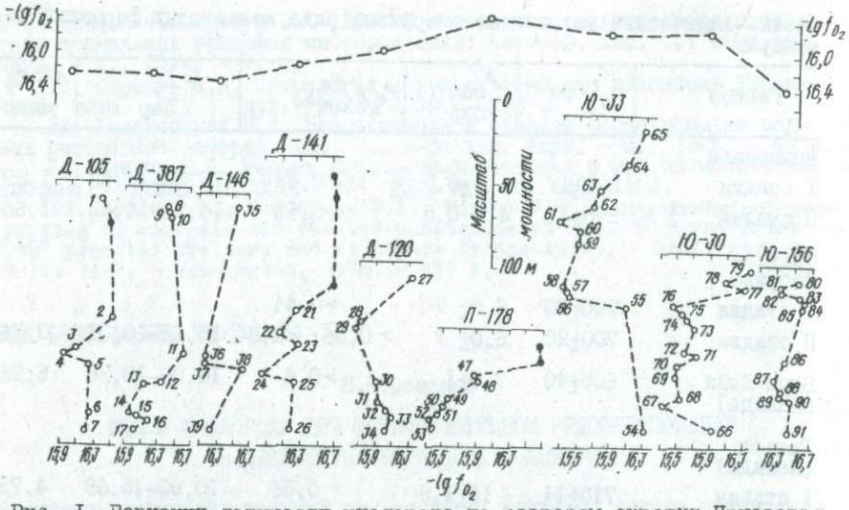


Рис. I. Вариации летучести кислорода по разрезам скважин Приазовья. Незалитые кружки – пироксен – магнетитовые кварциты с номерами образцов, залитые – эвлизиты. В верхней части диаграммы – средние значения $lg f_{O_2}$ для каждой скважины

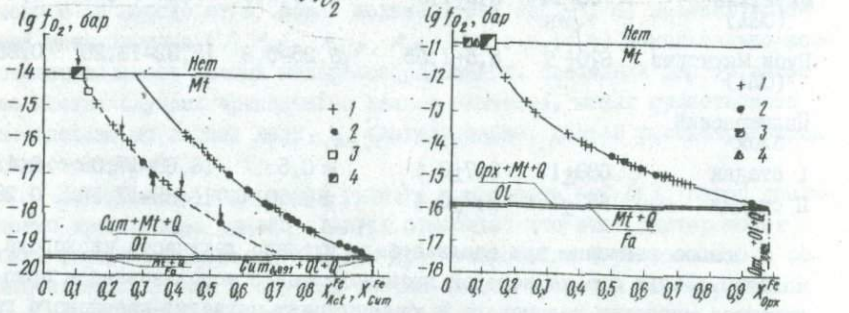


Рис. 2. Соотношение $lg f_{O_2} - X_{Fe}$ для куммингтонита (сплошная линия) и актинолита (пунктир) в ассоциациях с *Mt* и *Q* для района Блум Лэк, Канада:

I – магнетит-карбонатная (МС) суфация; 2 – магнетит-силикатная (*MS*) суфация; 3 – ассоциация с тальком; 4 – магнетит-гематит-карбонатная суфация (МНС). Стрелками обозначены образцы, использованные для построения актинолитовой кривой

Рис. 3. Соотношение $lg f_{O_2} - X_{Fe}$ для района Ганьон, Канада:
I – Opx в породах (МС) суфации; 2 – Opx в породах *MS* суфации; 3 – *Act* в породах МНС суфации; 4 – Cpx в породах МНС суфации

по их простиранию часто на весьма близком расстоянии. В качестве примера на рис. I представлены данные по определению летучести кислорода для Приазовья. Аналогичные данные получены также для других

регионов, в частности для Среднего Побужья, где наложенные гидротермальные процессы несколько нивелируют окислительно-восстановительную (ОВ) обстановку в толще пород, не приводя, однако, к полному переходу кислорода во вполне подвижное состояние. Интервалы вариаций f_{O_2}, как и средние ее значения, различны для разных регионов (см. таблицу).

Получены данные, свидетельствующие о влиянии первичных условий осадкообразования в железистых формациях докембрия на ОВ обстановку при метаморфизме. Это – закономерные изменения f_{O_2} в стратиграфических разрезах Приазовья (см. рис. I) и корреляция этого параметра с литологическим (например, уменьшение f_{O_2} в частях разреза, содержащих графитистые и карбонатные породы) и химическим составом толщ. Для районов Лабрадорского трога независимо от степени метаморфизма сохраняется приуроченность ОВ фаций (субфаций) Джеймса к определенным интервалам значений летучести кислорода (рис. 2 и 3). Имеющиеся гипотезы неоднозначно трактуют особое поведение кислорода при метаморфизме. Так, распространено представление о буферировании кислорода моновариантными реакциями, к которым относят также ассоциации типа ортопироксен + магнетит + кварц, оливин + магнетит + кварц и другие, содержащие минералы переменного состава и не являющиеся моновариантными. В метаморфических толщах такие "классические" буферные ассоциации за исключением гематит + магнетит не пользуются заметным распространением и поэтому эта гипотеза вряд ли универсальна. Более логичными кажутся представления о зависимости f_{O_2} от содержания кислорода в породе, определяемом соотношением Fe^{2+} и Fe^{3+}. Нам представляется, что в ассоциациях с минералами переменного состава (дивариантные (!) ассоциации) может иметь место другой ("неклассический") случай буферирования летучести кислорода. В таких ассоциациях (например, ортопироксен + магнетит + кварц, оливин + + магнетит + кварц, куммингтонит + магнетит + кварц и др.) при определенных T, $P_{общ}$, P_{H_2O} условиях должно соблюдаться строгое соответствие составов минералов и летучести кислорода. При этом в каждой локально замкнутой системе (объеме породы) осуществляется равновесие конкретной минеральной ассоциации с флюидом в отношении химических потенциалов всех компонентов (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Ca, O_2 и др.). В случаях независимого (вполне подвижного) поведения кислорода (например, при интенсивном гидротермальном процессе) состав минералов должен нивелироваться по всей толще пород и приходить в соответствие с f_{O_2}. Однако, если имеет место значительное превышение массы пород по сравнению с массой флюида, процесс происходит при практически "застойном" характере флюида в тонкопористой среде без сущест-

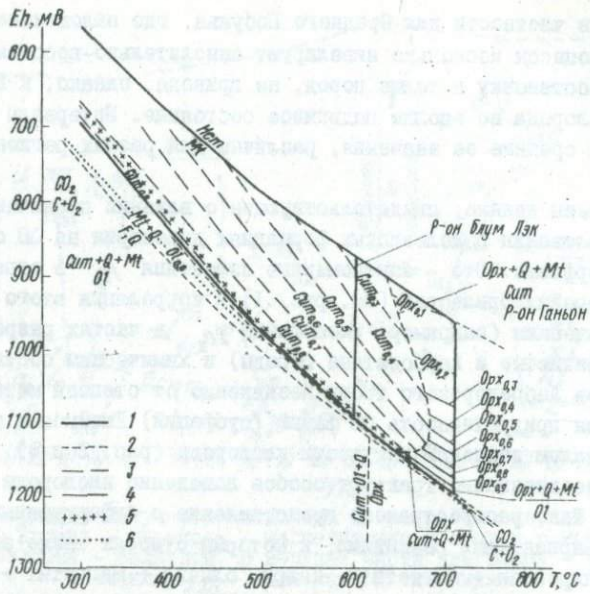


Рис. 4. Эволюция окислительно-восстановительных условий железистых формаций Лабрадорского трога (построено при условии линейного изменения $P_{общ}$, n_{H_2O} и pH от 25 до 710 °С соответственно: ($P_{общ}$ = = 10000 бар; n_{H_2O} = 1÷0,4 и pH 7–5,5):
1 – предельные Eh T-условия; 2 – линии моновариантных переходов; 3, 4 – изолинии составов *Cum* (3) и Opx (4) в ассоциации с *Mt* и *Q*; 5 – верхний предел устойчивости графита; 6 – изолинии составов *Ol* в ассоциации с *Mt* и *Q*

венного обмена компонентами между различными участками породы, то в этом случае именно f_{O_2} будет контролироваться составом минералов. При этом кислород выступает уже как инертный, точнее локально зависимый компонент.

Уже в период первичного образования железистых осадков возникала разнообразная по химическому составу и ОВ условиям толща, что и определило различие в составах минералов и в их ассоциациях как по простиранию, так и по разрезу пород. В условиях последующего диагенеза и изохимического метаморфизма эти различия лишь закрепляются, и перекристаллизация пород происходит в условиях постоянства f_{O_2} в каждой локально замкнутой зоне.

На рис. 4 и 5 представлены в качестве примера диаграммы эволюции ОВ условий железистых формаций Лабрадорского трога и Приазовья

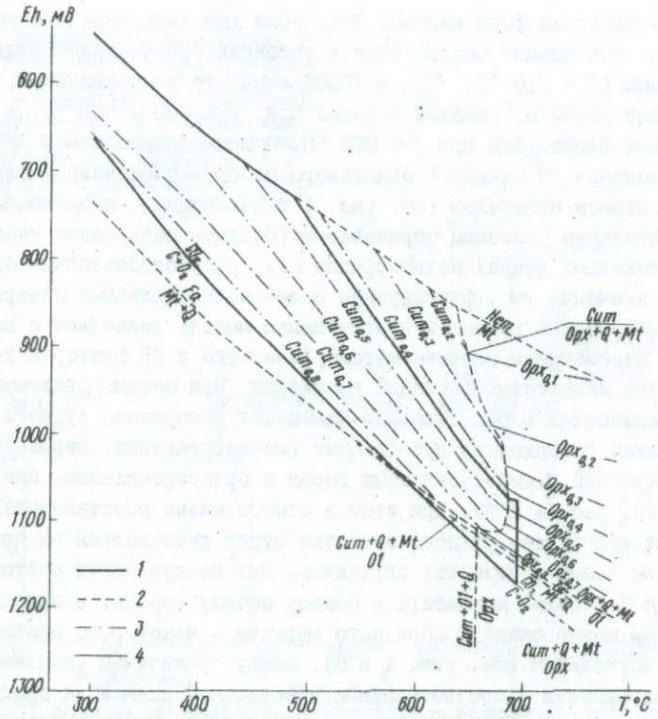


Рис. 5. Эволюция окислительно-восстановительных условий железистой формации Приазовья (в интервале 25 – 700 °С линейное изменение $P_{общ}$, n_{H_2O} и pH соответственно ($P_{общ}$ = 4900 бар; n_{H_2O} = I+0,47, 7 – 5,5); I – 4 аналогично рис. 4

в процессе метаморфизма. Диаграммы выполнены в координатах Eh (окислительно-восстановительный потенциал) – T и идентичны диаграммам $f_{O_2} - T$ (при условии учета pH флюида). Выполненные расчеты показали, что изменение окислительного потенциала (летучести кислорода) в безгематитовых ассоциациях происходит в соответствии с изолиниями составов минералов как по энергетически наиболее выгодному пути. Первичные гематит-магнетитовые породы могут сохраняться вплоть до самых высоких стадий метаморфизма (см. рис. 4) или переходить в безгематитовые на более низких ступенях эволюции (см. рис. 5).

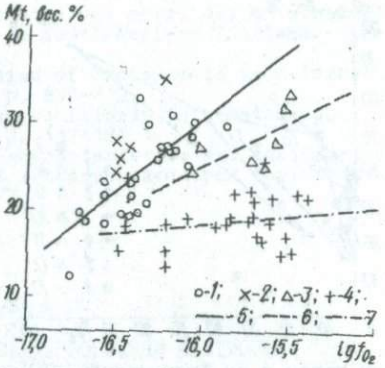
В соответствии со своей моновариантностью переход *Hem-Mt* может осуществляться необратимо даже при незначительном изменении окислительного потенциала под воздействием внешнего флюида и T-P-условия этого перехода будут определяться соотношением первичных

окисно-закисных форм железа. Так, если для Лабрадорского трога *Hem-Mt* ассоциация сохраняется в условиях гранулитовой фации метаморфизма (T = 710 °С, $P_{общ}$ = 10000 бар), то для Приазовья, как показывают расчеты, гематит исчезал при T = 400 + 500 °С, а в Алгарнском блоке даже при $T \sim$ 300 °С. С исчезновением *Hem* дальнейшая эволюция *Eh* каждого отдельного прослоя следовала вдоль изолиний составов минералов (см. рис. 4 и 5). Породы, отвечающие более окислительным условиям образования (большее содержание гематита), и на конечных этапах метаморфизма сохраняют относительно более высокие значения *Eh*, фиксируемые более магнезиальными минералами.

Полученные данные и предлагаемая модель позволяют с новых позиций рассмотреть влияние метаморфического и ОВ факторов на рудоносность железистых формаций докембрия. При метаморфической эволюции железистых пород основные изменения содержания рудного компонента должны происходить при фазовых (моновариантных) переходах, т.е. при переходе куммингтонитовых пород в ортопироксеновые или оливиновые (см. рис. 4 и 5). При этом в относительно восстановительных условиях количество рудного вещества будет уменьшаться за счет образования более железистых силикатов. Эти потери могут составить от 1 до 5 % и более магнетита к общему объему породы. В окислительной области можно ожидать обратного эффекта - некоторого обогащения породы магнетитом (см. рис. 4 и 5). Между граничными (моновариантными) переходами в соответствии с приведенной схемой не должно происходить существенного изменения концентрации рудного минерала в процессе метаморфической эволюции железистых пород.

Взаимосвязь окислительного потенциала (летучести кислорода) и железистости силикатных минералов (см. рис. 4 и 5) однозначно (при близкой $Fe_{общ}$) определяет повышенное содержание магнетита в породах, образовавшихся в более окислительных условиях по сравнению с восстановительными, где большая часть железа сосредотачивается в *Fe-Mg* силикатах.

На рис. 6 представлены данные, показывающие уменьшение содержания магнетита в железистых кварцитах Мариупольского поля (Приазовье) с понижением f_{O_2}. Группировка этих данных по различным участкам месторождения отражает различную общую железистость пород - наиболее низкую для Юрьевского участка и, следовательно, содержащих меньшее количество *Mt* при одинаковых значениях f_{O_2}. Аналогичные зависимости получены и для железистых кварцитов Среднего Побужья (рис. 7). Здесь также отмечается повышение магнетита с увеличением *(Eh)* и $Fe_{общ}$. Некоторое исключение составляют участки интенсив-



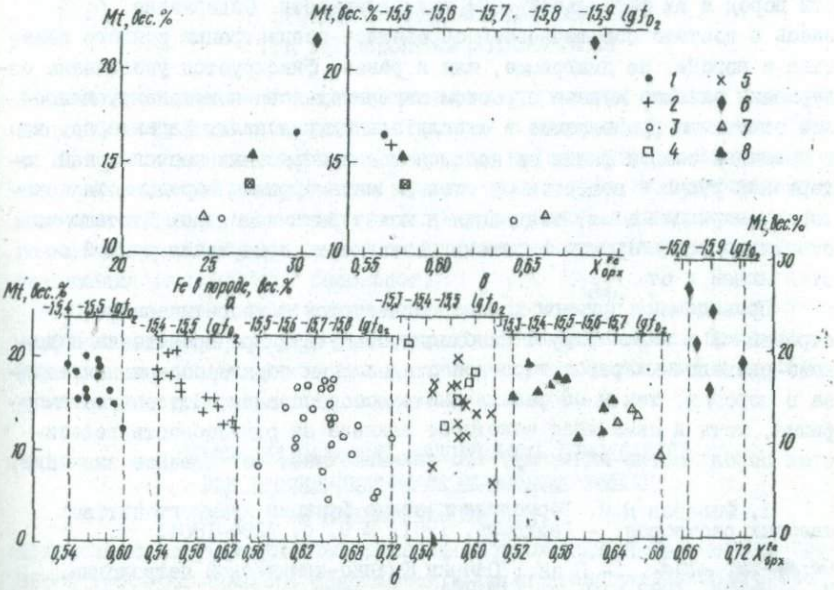


Рис. 7. Зависимость содержания *Mt* в железистых кварцитах Среднего Побужья от $Fe_{общ}$ (а), летучести кислорода по скважинам (б), средних для каждой скважины значений f_{O_2} (в):

I – скв. I5017; 2 – скв. I8374; 3 – скв. I8510; 4 – скв. I8379; 5 – скв. I8380; 6 – скв. I5037; 7 – скв. I5024 (всюду f_{O_2} по Opx); 8 – скв. I5024 (f_{O_2} по *Curt*)

ного проявления наложенных гидротермальных процессов, где эти зависимости не так отчетливы (скв. I8510).

Для районов Лабрадорского трога (рис. 8) сведены данные (см. [8]), отражающие зависимость содержания Fe_2O_3 от общей железисто-

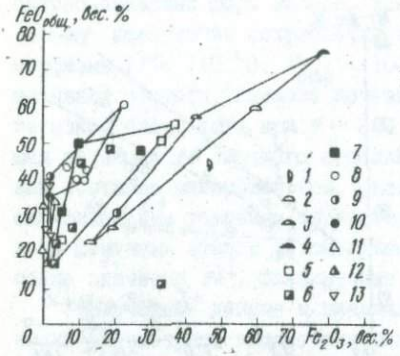


Рис. 8. Зависимость концентрации Fe_2O_3 от $F_{общ}$ в породах Лабрадорского трога. Суффации: I - гематит-карбонатная; 2-4 - МНС; 5-7 - МС; 8-I0 - *MS*; II-I2 - кварц-силикатная; I3 - сульфидная. Районы - 2, 5, 8, II, I3 - Ховелс Ривер (неметаморфизованные образования); I, 3, 6, 9, I2 - Лабрадор Сити (амфиболитовая фация); 4, 7, I0 - Ганьон-Маунт Рид (гранулитовая фация)

сти пород и их фациальной (ОВ) принадлежности. Содержание Fe_2O_3 здесь с достаточной точностью определяет концентрацию рудного вещества в породе. На диаграмме, как и ранее, фиксируется увеличение содержания окислов железа с ростом окислительного потенциала, наиболее отчетливо проявляемое в окислительных условиях. Характерно, что в пределах каждой фации не наблюдается контрастных зависимостей содержания рудного вещества от степени метаморфизма пород, хотя некоторая (отрицательная) тенденция и может быть намечена. Достаточно отчетливо на диаграмме отражена зависимость содержания рудной составляющей и от $F_{общ}$.

Приведенные примеры хорошо согласуются с теоретическими построениями и иллюстрируют необходимость учета при проведении поисково-разведочных работ в равной степени как общего содержания железа в породах, так и ОВ режима минералообразования. Степень метаморфизма, хотя и оказывает некоторое влияние на рудоносность железистых пород, но,по-видимому, это влияние имеет подчиненное значение.

I. Фонарев В.И. Термодинамические функции куммингтонитовых твердых растворов. - Геохимия, I98I, № 9, с. I294-I304.

2. Фонарев В.И. Некоторые фазовые соотношения в системе $FeO-MgO-SiO_2-H_2O-O_2$. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, I982, I0, с. I79-264.

3. Фонарев В.И., Корольков Г.Я. Куммингтонит, оливин, ортопироксен: равновесные соотношения. - В кн.: Экспериментальная минералогия. М. : Наука, I980, с. I06-II7.

4. Butler P.Tr. Mineral compositions and equilibria in the metamorphosed iron-formation of the Gagnon region. Quebec; Canada. - Petrol. Times, 1969, 10, p. 56-101.

5. Fonarev V.I., Graphchikov A.A. Experimental study of the Fe - Mg - and Ca - distribution between coexisting ortho - and clinopyroxenes at P-294 MPa, T-750 and 800°C.- Contrib. Miner. and Petrol., 1982, 79, p. 311-318.

6. Gole M.I., Klein C. High-grade metamorphic Archean banded iron-formations, Western Australia: assemblages with coexisting pyroxenes-fayalite. - Amer.Miner., 1981, 66, 87-99.

7. Immega I.P., Kelin C. Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formation in South-Western Monstana.- Amer. Miner., 1976, 61, 1117-1144.
8. Klein C. Regional metamorphism of Proterozoic iron-formation Labrador Trough, Canada, 1978, 63, p. 898-912.
9. Kranck S.H. A study of phase equilibria in a metamorphic iron-formation.- Petrol. Int., 1961, 2, p. 137-184.
10. Mueller R.F. Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of metamorphosed iron formation. I.- Amer. J. Sci., 1960, 258, p. 449-497.

УДК 552.16:553.2

А.Г.Давыденко

РОЛЬ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ РАСТВОРОВ В ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

В настоящее время всеми исследователями признается большая роль растворов или флюидов в процессах глубинного минералообразования. Однако на происхождение глубинных растворов не существует общепризнанных представлений. Допускается существование трех генетических типов этих растворов: растворы подкорового происхождения, метаморфогенные растворы и погребенные со времени геосинклинального осадконакопления воды морских бассейнов.

Для выяснения роли седиментогенных растворов в процессах метаморфогенного минералообразования необходимо рассмотреть процессы формирования и преобразования геосинклинальных отложений и поровых растворов на стадиях осадконакопления и диагенеза.

Поведение основных минеральных компонентов при геосинклинальном осадконакоплении и диагенезе осадков

Согласно материалам [6-8, 11, 14, 22, 24, 27, 29, 33] и другим процессы геосинклинального осадконакопления и последующего диагенеза (включая эпи- или катагенез) ведут к образованию пород, состав которых ограничивается различным сочетанием следующих основных породообразующих минералов: иллита, хлорита, кварца, кальцита, доломита. Характерным процессом минералообразования на стадии диагенеза является образование хлорита и иллита за счет каолинита, монтмориллонита и смешаннослойных глинистых минералов, а также некоторая доломитизация кальцитовых осадков. Эти процессы сопровождаются осаждением из поровых растворов калия и магния с выносом натрия, кальция, что ведет к повышению отношения K/Na в среднем от 1,39 в осадочных илах

до 21,41 в глинистых сланцах [18], повышению магнезиальности карбонатных и других пород [29, 33]. Изменение химического состава пород, очевидно, должно вызывать соответствующее противоположно направленное изменение состава поровых растворов, исходный состав которых близок к составу морской воды. Однако сравнение состава морской воды и поровых растворов осадочных пород на стадии диагенеза показывает, что несмотря на осаждение магния из поровых растворов, при диагенезе концентрация его в этих растворах не уменьшается, а повышается в десятки раз (таблица).

Содержание основных минеральных компонентов в морской воде [7, 31] и в поровых растворах геосинклинальных осадков на стадии диагенеза [20, 31]

Компоненты	Морская вода, г/л	Поровые растворы, г/л
Натрий	10,5	63,58
Магний	1,3	39
Кальций	0,4	3,7
Калий	0,38	-
Кремний	0,006	0,094
Железо	-	-
Алюминий	$1 \cdot 10^{-6}$	-
Хлор	19,0	180
Общая минерализация	35	600-650

Значительно увеличивается и содержание других главных компонентов поровых растворов: натрия, кальция, кремния и анионов, а общая минерализация растворов повышается от 35 до 600 - 650 г/л (морской воды).

Большинство исследователей связывает эти явления с растворением и выносом минеральных компонентов из подвергающихся литификации осадков. Однако повышение содержания магния в поровых растворах с одновременным осаждением его из этих растворов противоречит указанным представлениям. Существует мнение, что обогащение пород магнием - следствие привноса его из придонных вод морского бассейна во время диагенеза [33]. Но и эта точка зрения также невероятна, поскольку при диагенезе происходит уплотнение осадков с выжиманием большей части иловых растворов из осадков вверх в морской бассейн. Нет также никаких признаков воздействия на геосинклинальные осадки на стадии диагенеза каких-то глубинных сильно минерализованных растворов.

Повышение концентрации в поровых растворах большинства компонентов и общей минерализации этих растворов можно объяснить проявлением фильтрационного эффекта при литификации в результате уплотнения осадков и выжимания растворов вверх в морской бассейн [9, 10].

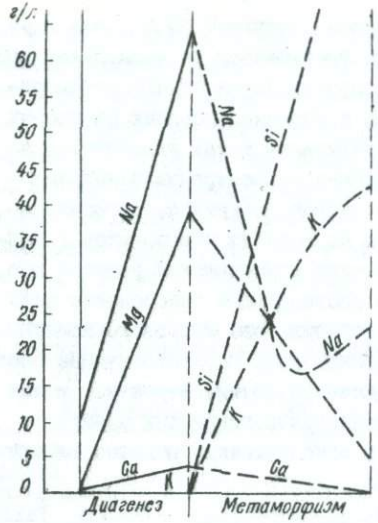
Если начальная пористость глинистых илов достигает 80 % , а в глубинных зонах диагенеза-катагенеза она уменьшается до нескольких процентов, то при отжимании из порового пространства одного растворителя концентрация всех растворенных в оставшихся поровых растворах минеральных компонентов и общая минерализация может увеличиться в 10 – 15 раз. Однако фактическое повышение концентрации отдельных компонентов и общей минерализации растворов, очевидно, ограничивается пределом повышения растворимости каждого из компонентов в связи с повышением литостатического давления и уменьшения размера пор, которое также способствует повышению растворяющей способности воды /2 и др./. В случае превышения концентрации того или иного компонента предела растворимости должно происходить соответствующее осаждение этого компонента из порового раствора. Этим, вероятно, можно объяснить осаждение магния при преобразовании глинистых минералов и доломитизации известковых осадков с одновременным повышением его концентрации в поровых растворах.

Поведение петрогенных компонентов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма осадочных пород

Региональному метаморфизму подвергаются испытавшие диагенез осадочные породы, содержащие поровые растворы, состав которых наследуется со времени диагенеза, а именно, очень богатые натрием и магнием (десятки г/л), в меньшей мере – кальцием, относительно бедные кремнием и практически не содержащие алюминия, железа, калия (таблица, рисунок).

Магний и железо. На фоне многочисленных петрохимических данных, свидетельствующих как будто об отсутствии каких-либо закономерных изменений содержания железа и магния в породах при метаморфизме, имеются работы, по материалам которых можно однозначно утверждать, что на прогрессивном этапе регионального метаморфизма имеет место обогащение их магнием и железом /3, 5, 15, 16, 19, 30, 35, 38 и др./. При этом устанавливается более значительное обогащение пород магнием по сравнению с железом. Анализ процессов минералообразования дает основание предполагать, что повышение магнезиальности пород и минералов при региональном метаморфизме геосинклинальных толщ связано с привносом магния в породы.

Экспериментальные данные О.К.Янатьевой /34/, И.Г.Киссина и С.И.Пахомова /13/ показывают, что растворимость магния в воде с повышением температуры понижается, т.е. магний характеризуется отрицательным температурным коэффициентом растворимости (ТКР). Это по-



Содержание основных петрогенных компонентов в поровых растворах осадочных пород пелитового состава при диагенезе и на прогрессивном этапе регионального метаморфизма (сплошные линии – измеренные количества, штриховые – предполагаемые количества)

зволяет утверждать, что источником магния являются поровые растворы, богатые магнием со времени диагенеза и осаждающие его при повышении температуры метаморфизма в связи с отрицательным ТКР (рисунок). Что касается менее значительного (по сравнению с магнием) обогащения пород железом, то это явление можно объяснить преимущественным выносом из пород кремния и щелочей (см. ниже), обусловливающим относительное обогащение пород другими компонентами, содержащимися в породах (прежде всего алюминием, магнием, железом, кальцием).

Кальций. Анализ петрохимических данных большого числа исследователей позволил выявить некоторое закономерное обогащение пород геосинклинальных толщ кальцием при метаморфизме /I5, I6, I7, I9, 30, 35 и др./. Повышение абсолютного содержания кальция и отношение содержаний *Ca* к *Al*, как наименее подвижному компоненту, позволяет предполагать, что при метаморфизме происходит привнос в породы кальция. Это подтверждается характером реакций минералообразования на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Например, образование плагиоклаза и повышение его основности (гнейсификация) на средне- и высокотемпературных ступенях прогрессивного этапа метаморфизма происходит и при метаморфизме глинистых сланцев, изначально практически не содержащих кальция, что возможно только при условии привноса в породы кальция. Вероятным источником кальция при метаморфизме пород геосинклинальных толщ может быть кальций поровых растворов, оставшихся со времени диагенеза. Это подтверждает-

ся многочисленными экспериментальными данными, согласно которым доказывается отрицательный ТКР кальция в воде и в большинстве водных растворов [4, 14, 28, 39 и др.].

Кремний. По петрохимическим данным ряда исследователей можно установить уменьшение содержания кремния в породах при повышении степени метаморфизма [3, 12, 15, 16, 29, 35, 38 и др.]. Минералогические данные также свидетельствуют о выносе его из пород в поровые растворы на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Это объясняется положительным его ТКР в P-T-области регионального метаморфизма [23, 25, 36 и др.].

Калий и натрий. Петрохимические данные большого числа исследователей однозначно свидетельствуют о повышении содержания Na_2O и понижении содержания K_2O в породах любого состава при низко- и среднетемпературном метаморфизме. Эта закономерность подтверждается и минералогическими данными. В не содержащих натрия осадочных алюмосиликатных породах при низкотемпературном метаморфизме широко развивается альбит, замещающий в основном слюды. Приведенные выше данные о чрезвычайно высоком содержании натрия в поровых растворах осадочных пород в зонах диагенеза (> 60 г/л) позволяют по аналогии с кальцием и магнием считать источником привносимого в породы натрия собственные поровые растворы. Осаждение натрия сопровождается выносом из пород в поровые растворы калия (см. рисунок).

На более высокотемпературных ступенях метаморфизма характерной реакцией с участием щелочей является образование биотита за счет хлорита или стильпномелана. Эта реакция не лимитируется содержанием в породах мусковита. При недостатке или отсутствии в исходных породах мусковита хлорит или стильпномелан замещается биотитом с привносом в породы калия из поровых растворов: Хл + Кв + (K_2O) → → Би + (H_2O). Источником калия, очевидно, является калий, вынесенный в поровой раствор на предшествующей ступени метаморфизма.

Более высокотемпературный метаморфизм биотитовых пород характеризуется появлением и расширением устойчивости альмандинового, а затем и пироп-альмандинового граната, гиперстена. Равновесия биотит-гранат, биотит-гиперстен определяются степенью метаморфизма. Замещение биотита гранатом или гиперстеном в зонах регионального метаморфизма не сопровождается образованием калиевого полевого шпата, как считают многие исследователи. Следовательно, при указанном замещении калий, несомненно, выносится в поровый раствор: Би → Гр + + (K_2O) + (H_2O).

На среднетемпературных ступенях метаморфизма имеет место некоторый вынос натрия из пород в связи с повышением основности плагиоклаза за счет кальция породы:

$Пл_{кис} + Ка\ (Зп) \longrightarrow Пл_{ср} + (SiO_2) + (Na_2O)$,

или за счет осаждения кальция из поровых растворов, например:

$6Пл_{10} + 5(CaO) = IIIПл_{20} + ЭКв\ (SiO_2) + 5(Na_2O)$.

На высокотемпературных ступенях прогрессивного этапа регионального метаморфизма, как можно судить по петрохимическим и минералогическим данным, имеет место вынос щелочей из пород и, следовательно, обогащение ими поровых растворов (см. рисунок), что соответствует экспериментальным данным о положительных ТКР калия и натрия [23, 24, 30, 35 и др.].

Изучение подвижности основных петрогенных компонентов при минералообразовании прогрессивного этапа регионального метаморфизма осадочных пород геосинклинальных толщ показывает, что метаморфизм в целом аллохимический процесс, изохимическими могут быть лишь отдельные реакции минералообразования. Большинство процессов привноса-выноса компонентов имеет однозначную зависимость от характера изменения их растворимости в связи с повышением температуры и давления. Привнос в породы какого-либо компонента возможен только при наличии его в поровых растворах со времени осадконакопления и диагенеза осадков или при существовании его выноса из пород на предшествующих этому привносу более низкотемпературных ступенях метаморфизма. Состав поровых растворов на каждой ступени прогрессивного этапа регионального метаморфизма определяется их исходным составом со времени диагенеза и привносом-выносом компонентов на последующих степенях метаморфизма в результате реакций минералообразования в связи с повышением температуры и давления.

Изменение пористости и объема поровых растворов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма

Процессы метаморфизма прогрессивного этапа ведут к сокращению полей устойчивости содержащих H_2O и CO_2 минералов, что сопровождается увеличением объема поровых растворов и уменьшением объема твердых фаз. Например, реакция Хл + Кв $\longrightarrow$ Гр + H_2O, по Б.Бейли [1], сопровождается сокращением объема твердых фаз примерно на 25 %. Поскольку реакции с участием H_2O и CO_2 при региональном метаморфизме практически не зависят от давления, следовательно, при этом не происходит существенного изменения общего объема системы кристаллы + поровый раствор; уменьшение объема кристаллических фаз, очевидно, сопровождается таким же увеличением объема порового раствора и пористости пород, т.е. на прогрессивном этапе регионального метаморфизма имеет место не уменьшение пористости пород и содержания поровых растворов, как считают многие исследователи, а увеличение того и другого.

Основные физико-химические условия процессов минералообразования и закономерности подвижности минеральных компонентов на регрессивном этапе регионального метаморфизма

На регрессивном этапе метаморфизма региональный характер имеют автометасоматические процессы минералообразования, обусловливаемые понижением температуры и давления, и связанного с этим изменением растворимости и, как следствие, химических потенциалов минеральных компонентов. На фоне этих региональных процессов в пределах различных тектонически ослабленных зон и на контактах химически неравномерных пород проявляются инфильтрационно-метасоматические и биметасоматические процессы минералообразования, связанные в основном с изменением концентрации минеральных компонентов в поровых растворах.

Анализ процессов минералообразования на последовательных ступенях регрессивного этапа регионального метаморфизма показывает, что источником привносимых в породы минеральных компонентов при этих процессах служат собственные поровые растворы, оставшиеся с прогрессивного этапа метаморфизма, и восходящие инфильтрационные растворы, мобилизованные из порового пространства нижележащих метаморфических, ультраметаморфических или магматических пород, в которых на регрессивном этапе образуются тектонически ослабленные зоны. Исходное количество и состав поровых растворов метаморфических пород на регрессивном этапе метаморфизма наследуются с прогрессивного этапа и определяются исходным химическим составом породы и достигнутой ступенью минеральных равновесий (см. рисунок).

В процессе минералообразования на различных стадиях регрессивного этапа количество и состав этих растворов изменяется в результате взаимодействия с вмещающими породами, диффузионного перераспределения компонентов, мобилизации поровых растворов в пределы тектонически ослабленных зон и инфильтрации по этим зонам. Определяющим фактором привноса-выноса компонентов при минералообразовании на регрессивном этапе, как и на прогрессивном, является изменение химических потенциалов компонентов в растворе в связи с изменением их растворимости при понижении температуры и давления.

Изменение активности минеральных компонентов на регрессивном этапе в целом обратно по направленности таковой на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Так, для всего регрессивного этапа характерно осаждение из поровых растворов кремнезема, вынесенного из пород на прогрессивном этапе метаморфизма. Этим объясняется коррозионный характер взаимоотношения основной массы кварца с дру-

гими минералами во всех изначально богатых кварцем метаморфических породах.

На регрессивном этапе широко проявляются процессы мусковитизации метаморфических пород, связанные с осаждением калия, вынесенного в поровые растворы на прогрессивном этапе метаморфизма. В связи с положительным ТКР большинства рудных компонентов происходит их вынос из пород в поровые растворы на прогрессивном этапе метаморфизма и осаждение из поровых растворов (привнос в породы) на регрессивном этапе.

Зависимость регионального временного и пространственного изменения активности тех или иных компонентов, а следовательно, кислотности-щелочности процессов минералообразования от изменения температуры и давления затушевывается локально проявляющимися процессами биметасоматоза и инфильтрационного метасоматоза. При образовании на регрессивном этапе метасоматоза каких-либо тектонически ослабленных зон происходит мобилизация поровых растворов в пределах этих зон и их инфильтрационная миграция вверх в сторону земной поверхности. Этими растворами выносятся и растворенные на прогрессивном этапе минеральные компоненты. В результате породы в пределах указанных зон обедняются соответствующими минеральными компонентами по сравнению с окружающими породами. Эти компоненты осаждаются в верхних частях тектонически ослабленных зон в условиях более низких Т и Р.

Регрессивный этап регионального метаморфизма начинается при высоком содержании в породах поровых растворов. В процессе минералообразования регрессивного этапа содержание поровых растворов уменьшается в связи с вхождением растворителя и растворенных в нем компонентов в состав твердых фаз пород и мобилизацией поровых растворов в пределы тектонически ослабленных зон и их фильтрацией в сторону земной поверхности. Осаждение минеральных компонентов из поровых растворов происходит метасоматически и путем отложения в поровом пространстве, что ведет к уменьшению пористости пород. Все эти процессы в общем ведут к обеднению пород поровыми растворами и понижению их минерализации.

Процессы минералообразования, привноса-выноса компонентов и миграции растворов на регрессивном этапе существенно затушевывают картину минералообразования и подвижности вещества на прогрессивном этапе регионального метаморфизма.

I. Бейли Б. Введение в петрологию. - М. : Мир, 1972. - 280 с.
2. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. - М. : Недра, 1969. - 197 с.
3. Болтыров В.Б., Болтырева А.А. Поведение кремнезема при низ-

котемпературном региональном метаморфизме вулканогенных формаций (на примере Джусинско-Ашебутакской структурно-формационной зоны (Южный Урал). – В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970, с. 34-35.

4. Будников П.П., Рояк С.М., Локотникова Л.Я., Дмитриев А.М. О составе и устойчивости гидросиликатов кальция в условиях гидротермальной обработки при 700 атм и 200 °С. – Докл. АН СССР, 1960, 134, № 3, с. 591-594.

5. Великославинский Д.А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. – В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л. : Наука, 1966, с. 3-24.

6. Викулова М.Ф., Звягин Б.Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. – Сов. геология, 1965, № 5, с. 24-37.

7. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. – М. : Мир, 1974. – 272 с.

8. Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. – М. : Мир, 1967. – 510 с.

9. Давыдченко А.Г. О физико-химической обусловленности отношения *Mg/Ca* в карбонатных породах. – В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов : Изд. Ростов. ун-та, 1978, с. 110-112.

10. Давыдченко А.Г. Некоторые закономерности эволюции состава геосинклинальных осадочных пород при диагенезе и метаморфизме. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тез. докл. М. : 1980, с. 199-201.

11. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М. : Недра, 1972. – 174 с.

12. Кепежинскас К.Б., Хлестов В.В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере района среднего течения реки Большой Патом) (Иркутская область). – Геология и геофизика, 1970, № 10, с. 21-25.

13. Киссин И.Г., Пахомов С.И. О метаморфизации морской воды при взаимодействии с горными породами в условиях повышенных температур. – Докл. АН СССР, 1969, 187, № 2, с. 428-431.

14. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов : Изд. Львов. ун-та, 1956, кн. 3-4, с. 452-467.

15. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. К геохимии ультраметаморфизма. – В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 166-181.

16. Кулиш Е.А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 1972. – 51 с.

17. Лападю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. – В кн.: Проблема образования гранитов. М. : Изд-во иностр. лит., 1950, с. 51-107.

18. Лебедев В.И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочно-земельных элементов в зоне гипергенеза. – Геохимия, 1957, № 6, с. 508-517.

19. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. – М. : Наука, 1971. – 134 с.

20. Матвеева Л.И. Поровые воды осадочной толщи Припятской впадины. – Минск : Наука и техника, 1973. – 128 с.

21. Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. – М. : Мир, 1971. – 328 с.

22. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). – Л. : Недра, 1968. – 359 с.

23. Мозебах Р. Гидротермальная растворимость кварца с точки зрения гетерогенного газового равновесия. – В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М. : Изд-во иностр. лит., 1960, с. 34-70.
24. Мюллер Г. Диагенез глинистых осадков. – В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М. : Мир, 1971, с. 122-165.
25. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в критической области. – В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М. : Наука, 1966, с. 200-205.
26. Попов А.А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. – В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М. : Изд-во АН СССР, 1962, с. 140-144.
27. Ратеев М.А. Распределение глинистых минералов в верхнеживетских и нижнещигровских отложениях Русской платформы. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3-4, с. 589-612.
28. Сендеров Э.Э. Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давлений. – В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М. : Изд-во АН СССР, 1962, с. 76-80.
29. Смит Ф.Г. Физическая геохимия. – М. : Недра, 1968. – 475 с.
30. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. – Л. : Недра, 1970. – 190 с.
31. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М. : Мир, 1981. – 438 с.
32. Хитаров Н.И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. – Геохимия, 1957, № 6, с. 481-492.
33. Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез (и катагенез) карбонатных пород. – В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М. : Мир, 1971, с. 165-290.
34. Янатьева О.К. О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты. – Изв. АН СССР, 1954, № 6, с. 1119-1120.
35. Engel A.E.I., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York. Part.I. Total rock. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, N 11, p. 1369-1413.
36. Kennedy G.C., Wasserburg C.I., Heard N.C., Newton R.S. The Upper three-phase Region in the system SiO_2 – H_2O. – Amer. J. Sci., 1962, 260, N 7, p. 507-521.
37. Morey G.W., Fournier R.O. The decomposition of microcline, albite and nepheline in hot water. – Amer. Miner., 1961, 46, N 5-6, p. 688-699.
38. Ramberg H. Remarks in the average chemical composition of granulite facies and amphibolite-to-epidote amphibolite facies gneisses in West Greenland. – Saetryk Medd.Dansk.Geol. Forening, 1951, 12, N 1, p. 27-34.
39. Segnit E.R., Holland H.D., Biscardi C.I. The solubility of calcite in water between 75° and 200° at CO_2 pressures up to 60 atm. – Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26, N 12, p. 1301-1331.

УДК 553.21:553.41:553.54

Н.В.Вилор, Л.А.Казьмин

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАМОРФОГЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Обсуждение происхождения золоторудных месторождений, залегающих в породах зеленосланцевой фации, выходит за рамки чисто теоретических рассмотрений, так как имеющиеся объекты типа Мурун-Тау, Даугыз-Тау, Сухого Лога являются яркими примерами формирования руд из гидротермальных растворов, связь которых с процессами регионального метаморфизма до сих пор остается предметом дискуссий.

Геологические исследования [6, 7, 17, 18] характеризуют черносланцевые толщи как осадочные комплексы с высокими концентрациями многих рудных компонентов, в том числе и золота. Хотя пелиты и алевропелиты, содержащие органический углерод, часто имеют кларки золота, превышающие 10–11 мг/т [9, 12, 15], эти количества металла весьма далеки от промышленных. Осадочные и метаморфизованные комплексы, вмещающие горизонты черных сланцев, являющихся эффективными геохимическими осадительными барьерами [13], в целом характеризуются низкими содержаниями золота, не превышающими 2 – 6 мг/т [20]. Поэтому образование месторождения, залегающего в углистых алевропелитах и пелитах и генетически связанного с метаморфогенными гидротермальными растворами, должно сопровождаться по крайней мере 2000-кратным увеличением концентраций золота.

Процесс рудоотложения протекает в локальном пространстве, но он предполагает участие весьма значительных объемов пород-поставщиков металла и протяженные пути миграции последнего. Проблема метаморфогенного концентрирования золота была впервые рассмотрена В.А.Буряком [4]. Являясь достаточно перспективной для теории рудообразования, она все же нуждается в объяснении механизмов переноса десятков тонн золота от участков выщелачивания к участкам отложения.

Основой познания в области геохимии золота применительно к поведению его в гидротермальном рудогенезе наряду с минералогическими исследованиями являются экспериментальные работы Н.Н.Барановой и др. [1, 2, 8]. Изучение физической химии золота, проведенное Б.И.Пещевицким и др. [16], Ф.А.Летниковым и Н.В.Вилором [14], Б.И.Белеванцевым и др. [3], показало, что концентрации этого благородного металла во флюидной или гидротермальной фазе зависят от температуры, кислотности-щелочности, содержания лигандообразующих компонентов и окислительно-восстановительного потенциала.

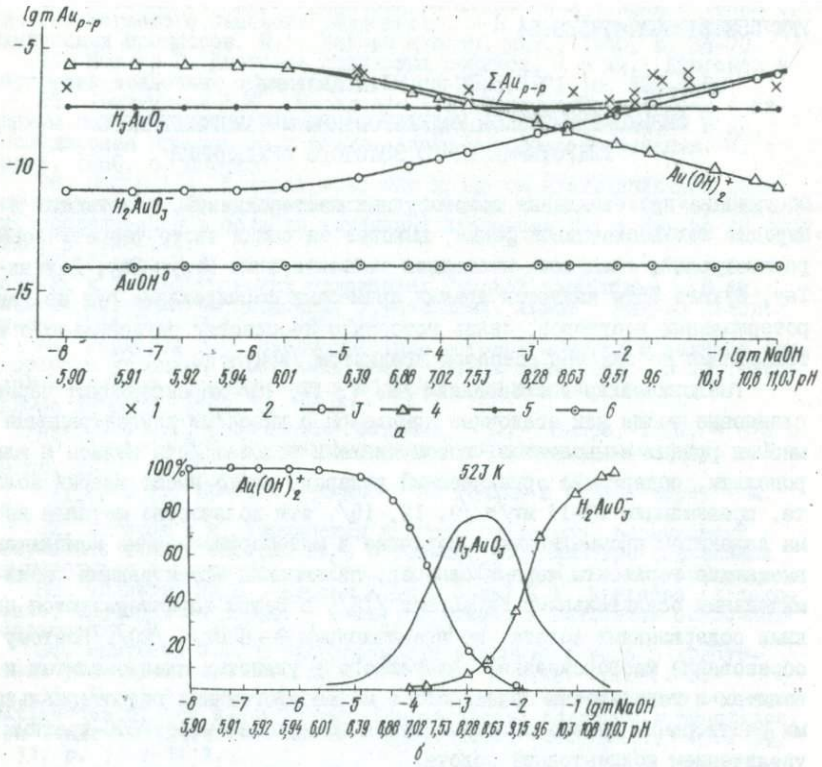


Рис. I. Концентрации золота, его ионов и соединений в щелочных водных растворах при 523 К (I – экспериментально определенные растворимости *Au* по Н.Н.Барановой и др. (1977); 2 – рассчитанные концентрации) и распределение ионов и гидроокиси *Au* (III) в щелочном водном растворе (в отн. %)

Физико-химический моделирующий расчет результатов экспериментов Н.Н.Барановой и др. [1], проведенный по методу И.К.Карпова [11], является иллюстрацией зависимости растворимости золота от щелочности раствора, регулируемой гидроокисью натрия в присутствии магнетит-гематитового буфера при 523 К и давлении насыщенных паров воды (рис. I,а). Переход металла в раствор обеспечивается присутствием амфотерной гидроокиси *Au* (III) H_3AuO_3 и продуктами ее диссоциации по кислотному принципу $H_2AuO_3^-$ и по основному $Au(OH)_2^+$. В интервале pH, равном 8–9, доминирует частица H_3AuO_3 (рис. I,б). Близнейтральные растворы (pH = 5,9 ÷ 7,02) характеризуются преоб-

ладанием диссоциата $Au(OH)_2^+$. В щелочной среде (pH >9,6) главным компонентом является ион $H_2AuO_3^-$. Роль гидроокиси Au(I) остается проблематичной в связи с трудностями полного воспроизведения расчетом кривой растворимости, полученной экспериментально.

Применение физико-химического моделирования, основанного на принципе минимизации свободной энергии мультисистем [11], открывает возможность для проведения расчетных имитирующих исследований с различными химическими составами и в широком диапазоне температур и давлений. Главным условием адекватного отображения расчетом наблюдаемых в природе минеральных парагенезисов является корректность термодинамической информации (изобарно-изотермических потенциалов, температур и давлений), полнотой матрицы зависимых компонентов и химическим составом воспроизводимой системы.

Список частиц, находящихся в гидротермальном растворе, для которых известны величины их мольных свободных энергий, часто недостаточный. В этих случаях дефицит термодинамической информации преодолевался решением обратных физико-химических задач по вычислению функций g_T комплексов Au (I) и железа (П) методом минимизации расхождений между экспериментальными и расчетными кривыми растворимости золота и сульфидов железа. Дискриминация гипотез производилась по критерию наименьшей свободной энергии системы [5]. Развивая метод нахождения неизвестных значений изобарно-изотермических потенциалов с помощью регрессионного анализа, Л.А.Казьмин получил их для 21 минала серицитов (иллитов, селадонитов), тальков и глин (монтмориллонитов, бейделлитов, нонтронитов) в широком интервале температур и давлений. Решение им задачи вычисления коэффициентов в уравнениях теплоемкости позволило автоматизировать расчеты функций g_T слоистых и смешаннослойных силикатов. Полученная таким образом термодинамическая информация сделала возможным проведение моделирующего расчета по исследованию миграции золота при ката- и метагенезе морского пелитового осадка.

При выборе системы изучения процесса выщелачивания золота метаморфогенным гидротермальным раствором мы не использовали химические составы осадочных пород и метасоматитов из золоторудных районов. У Файф и др. [19] убедительно показали, что при литификации, ката- и метагенезе отложений происходит заметное перераспределение петрогенных и рудных компонентов. Поэтому объектом моделирования был выбран современный морской осадок.

Миогеосинклинальный слабокарбонатный пелитовый ил из глубоководной средиземноморской впадины между п-овом Малая Азия и западным окончанием о-ва Кипр (станция 398) имеет следующий химический со-

став, вес. % [10]: SiO_2 – 36,12; Al_2O_3 – 10,5; TiO_2 – 0,6; Fe_2O_3 – 6,7; MnO – 0,08; CaO – 19,00; MgO – 3,9; Na_2O – 1,99; K_2O – 1,79; п.п.п. – 20,6; сумма – 101,2; $C_{орг}$ – 1,2; CO_2 – 10,5; $CaCO_3$ – 23,9. Нелитифицированная порода характеризуется преобладанием иллитов и карбонатов, а также примесью каолинита и монтмориллонитов.

Поскольку на золоторудных месторождениях с предполагаемым метаморфогенным происхождением распространены серицит-хлоритовые с карбонатами и эпидот-кальцит-актинолитовые парагенезисы при полном отсутствии высокобарных ассоциаций. Моделирующие физико-химические расчеты проведены в интервале 373 – 663 °К при давлении H_2O от 2 до 155 МПа. Пористость, тождественная содержанию жидкого раствора, составляла 14,0 – 12,5 %. При вычислениях с меньшими водонасыщениями были встречены значительные затруднения, связанные с отсутствием методики расчета на ЭВМ коэффициентов активности ионов и соединений в высококонцентрированных углекислотных гидротермальных фазах.

Глинистые отложения всегда содержат поглощенный комплекс. Поэтому с учетом адсорбированных веществ, которыми в расчетах являлись хлористый натрий и вода, моделирующая система ил – раствор имела такой состав (ат. доли): Si – 41,9181; Al – 14,329; Fe – 5,8279; Ca – 26,124; Mg – 6,818; K – 2,646; Na – 4,4926; S – 0,1071; C – 25,501; Au – $1 \cdot 10^{-5}$; H – 26,6; O – 210,56; адсорбированный раствор: Cl – 2,52; H – 111,02; O – 55,51. Натрий из фазы раствора учтен в составе ила. Концентрация золота в пелите была завышена для выяснения распределения его между металлической фазой в породе и раствором. Она составляла 0,246 г/т, что соответствует ореольным содержаниям в рудных полях.

Физико-химическое моделирование проведено по программному комплексу Селектор – БЭСМ-6 [21, 11] в Энергетическом институте (г. Иркутск). Система ил – адсорбированный раствор включала частицы гидротермальной фазы, представленные шестью комплексами золота, ионами и соединениями железа, кремния, алюминия, кальция, магния, калия, натрия, серы, углерода и хлора. Список твердых фаз составляли кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, парагонит, биотит, эпидот, актинолит (тремолит + Fe-тремолит), хлориты, глины, серициты, кальцит, доломит, пирит, магнетит, гематит, золото, гидросиликат кальция – пломбьерит, гранат, графит. Газовая фаза объединяла воду, водород, углекислый газ, сероводород, хлористый водород и кислород. Поскольку расчеты проведены при давлениях, превышающих упругость насыщенных паров воды, газовая фаза в получаемых решениях отсутствовала, а в жидкости находились ее растворенные эквиваленты.

Численными экспериментами установлено, что в присутствии адсор-

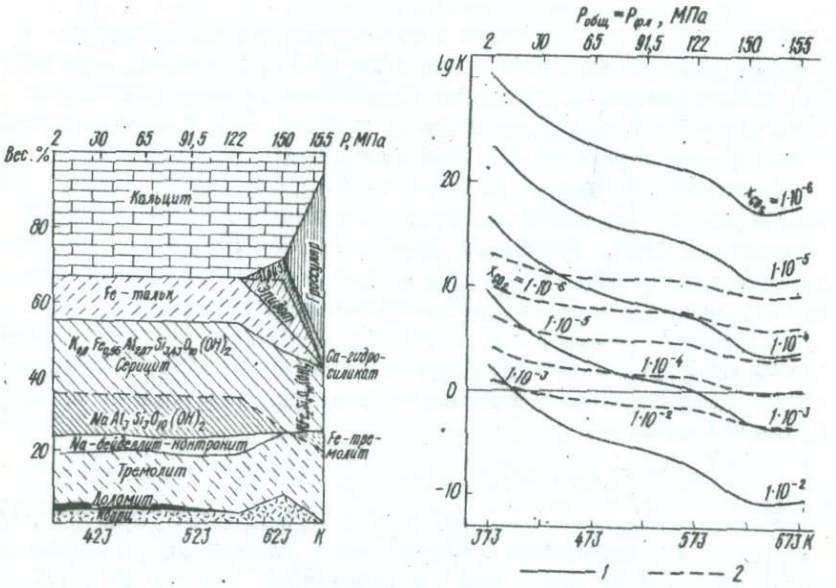


Рис. 2. Рассчитанные минеральные парагенезисы, образующиеся в закрытой системе "пелитовый ил – адсорбированный раствор" при температуре 373 – 663 К и давлении 2 – 155 МПа

Рис. 3. Рассчитанные логарифмы констант равновесия реакций декарбонатизации в зависимости от температуры, давления и мольной доли углекислого газа во флюиде:
1 – реакция (1); 2 – реакция (2)

бированного раствора слабо карбонатный пелитовый ил при температурах 373 – 573 К переходит в тальково-амфиболово-серицитово-карбонатный сланец (рис. 2). В нем содержатся до 2,5 – 3,6 вес. % кварца; 3,16 – 5,2 вес. % глин; до 1,7 вес. % доломита и 0,1 вес. % пирита, исчезающих при 573 °К, а также 0,2 вес. % графита. Тальк представлен железистой разновидностью $Fe_2Si_4O_{10}(OH)_2$. При 623 К и давлении 150 МПа происходит диссоциация глин, натриевой компоненты серицита и части талька. Образуется эпидот существенно железистого состава. Содержание кварца возрастает до 7,35 %. Изотерма 663 К (P = 155 МПа) характеризуется декарбонатизацией с развитием гроссуляра и гидросиликата кальция (до 52,3 вес. %). Исчезают тальк и кварц. Образуется актинолит (тремолит + *Fe*-тремолит). Количество серицита, представленного только калиевой разновидностью, сокращается до 17,6 вес. %. Очевидно, парагенезисы, сформированные ниже 573 К, относятся к зеленосланцевой фации. Более высокотемпературные ассоциации соответствуют фации эпидотовых амфиболитов.

Появление при 373 К тремолита, а при 663 К гроссуляра, с одной стороны, может быть следствием несогласованности их функций g_T с таковыми железистого талька, глин и серицитов, а с другой – на модели рассматривается случай, когда парциальное давление углекислого газа во флюиде $P_{CO_2} = 0$. Вся двуокись углерода находится в растворе в виде угольной кислоты H_2CO_3. При отсутствии ее высаливания реакция

5 доломит + 8 кварц + вода $\rightleftharpoons$ тремолит + 3 кальцит + $7CO_2$ (I)

идет вправо до исчерпания доломита, который в полученных решениях исчезает при 573 К. Устойчивой фазой является амфибол (рис. 3). При очень низком парциальном давлении углекислого газа во флюиде реакция (I) имеет преимущество перед образованием талька:

3 доломит + 4 кварц + вода $\rightleftharpoons$ тальк + 3 кальцит + $3CO_2$. (2)

Кривые логарифмов констант равновесия реакций (I) и (2) в зависимости от состава флюида рассчитаны по уравнению, заимствованному из работы И.К.Карпова [11]:

$$\Delta G_T^0 = -\Delta V_S P_{об} - m\left[(g_{T,P} - g_{T,P=1})_{H_2O} + 2{,}303\, RT \lg X_{H_2O}\right] + n\left[(g_{T,P} - g_{T,P=1})_{CO_2} + 2{,}303\, RT \lg X_{CO_2}\right], \quad (3)$$

где $g_{T,P}$ – мольные изобарно-изотермические потенциалы; X – мольные доли; m, n – стехиометрические коэффициенты при H_2O и CO_2, ΔV_S – твердофазовый объемный эффект; $P_{об}$ – общее давление.

Минерализация порово-гидротермального раствора, находящегося в равновесии со сланцем, возрастает от 40,574 – 96,075 г/кг H_2O при 373 – 573 К до 584,243 – 1328,557 г/кг H_2O при 623 и 663 К соответственно. С ростом температуры резко увеличиваются концентрации Na^+, $NaCl$, K^+, KCl, $Al(OH)_4^-$, обусловленные неустойчивостью глин и серицитов при прогрессивном метаморфизме (рис. 4). В метаморфогенном растворе выше 573 К резко повышается содержание угольной кислоты. Возможно, в метапелитах, прогретых до 623 К, происходит гетерогенизация гидротермальной фазы на углекислую и водную части. Щелочной баланс раствора при 573 К постепенно увеличивается за счет возрастания концентраций $NaHS$, KHS и H_{2p-p}, что приводит к существенной диссоциации растворенного сероводорода.

Золото при катагенезе и минеральных преобразованиях ила, соответствующих фации зеленых сланцев переходит из породы в жидкую гидротермально-метаморфогенную фазу, где находится в виде гидросульфидных комплексных соединений (рис. 5). В пределах эпидот-амфиболитовой фации с температурами выше 623 К растворимость его снижается. При 663 К намечается смена форм переноса Au. Гидросульфиды постепенно уступают хлоргидрооксикомплексам типа $[AuCl_2(OH)]^-$ или, возможно, нейтральным гидрооксихлоридным соединениям.

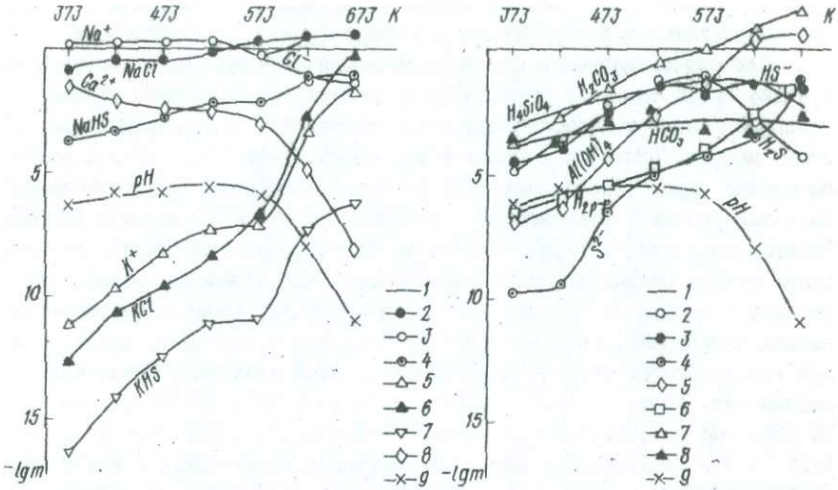


Рис. 4. Рассчитанный состав гидротермального раствора, находящегося в равновесии с метаморфизованным слабо известковистым пелитовым илом:

а: I – Na^+; 2 – $NaCl$; 3 – Cl^-; 4 – $NaHS$; 5 – K^+; 6 – KCl; 7 – KHS; 8 – Ca^{2+}; 9 – pH; б: 1 – H_4SiO_4; 2 – H_2S; 3 – HS^-; 4 – S^{2-}; 5 – $Al(OH)_4^-$; 6 – H_{2p-p}; 7 – H_2CO_3; 8 – HCO_3^-; 9 – pH.

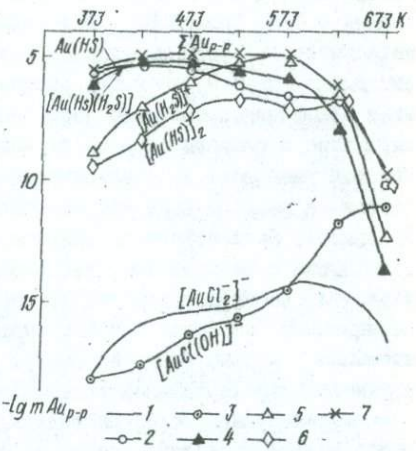


Рис. 5. Рассчитанные концентрации золота и его индивидуальных комплексов в метаморфогенно-гидротермальном растворе, находящемся в равновесии с метапелитом:

I – $[AuCl_2]^-$ 2 – $[AuCl(OH)]^-$; 3 – $Au(HS)$; 4 – $[Au(HS)(H_2S)]$; 5 – $[Au(H_2S)]^+$; 6 – $[Au(HS)_2]^-$; 7 – общая концентрация золота

Характерной чертой метаморфизма низких ступеней, сопряженного со складчатыми и разрывными дислокациями, является образование различных жил и прожилков. Они особенно широко распространены в пределах метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений. Оче-

видно, трещины и зоны разуплотнения пород являются участками, которые заполняются и перерабатываются гидротермальными растворами.

Для случая миграции метаморфогенно-гидротермального раствора в трещину среди тальково-амфиболово-серицитово-карбонатного сланца проведен физико-химический моделирующий расчет. Концентрация хлористого натрия, адсорбированного илом, равна 2,836 г/кг H_2O, а водонасыщение породы составляет 12,5 %. Просачивающаяся гидротермальная фаза находилась в равновесии со сланцем при 573 К и давлении 150 МПа. Раствор мгновенно поступал в полость или зону разуплотнения, где давление флюида снижалось до 100 МПа. Вследствие изменения отношения раствор - порода (в дальнейшем Р/П) происходили процессы метасоматических изменений вмещающего сланца. Исходный метаморфит, через который фильтровалась гидротермальная фаза, имел следующий химический состав (ат. доли): *Si* - 47,848556; *Al* - 13,49627; *Fe* - 6,66; *Ca* - 29,856; *Mg* - 7,792; *K* - 3,024; *Na* - 1,82612; *C* - 24,74145; *Au* - $1 \cdot 10^{-6}$; *H* - 17,4913; *O* - 227,3206. Раствор, находящийся с ним в термодинамическом равновесии (T = 573 К, P_{H_2O} = 150 МПа), характеризуется присутствием *Si* - 0,0578444; *Al* - 2,96977; *Na* - 3,30828; *S* - 0,1224; *C* - 0,402585; *Cl* - 0,08; *Au* - $1 \cdot 10^{-7}$; *H* - 123,9287; *O* - 68,8294.

Под воздействием раствора тальково-амфиболово-серицитово-карбонатный сланец с 6-7 вес. % кварца (рис. 6) остается неизменным до величины Р/П, равной 5/1. В передовой (забойной) зоне образующегося метасоматита золото выделяется в твердую фазу, но с увеличением проницаемости породы оно вновь растворяется. По мере приближения к трещине или флюидопроводящей зоне постепенно увеличивается количество серицитов и главным образом их натриевой компоненты. Содержания других фаз уменьшаются. Концентрация калия в околотрещинной породе снижается, а весовая доля натрия увеличивается. Происходит натровый метасоматоз. Метаморфогенно-гидротермальный раствор, находившийся в равновесии с метапелитом, взаимодействуя с ним в зоне пониженного давления, перерабатывает его с образованием прожилков кальцитово-серицитового состава. Эти карбонатно-слюдистые метасоматически измененные участки, очевидно, могут выполнять роль коллекторов и проводников гидротермальной фазы, содержащей растворенное золото.

Моделирующие термодинамические расчеты показали, что концентрация золота, выщелачиваемого из пород метаморфогенно- идротермальными растворами, зависит от содержания серы, состава адсорбированного комплекса и температуры. Золото обладает максимальной миграционной способностью в пределах зеленосланцевой фации. Амфибол-серицитово-карбонатные сланцы являются зонами выноса и транспорта этого

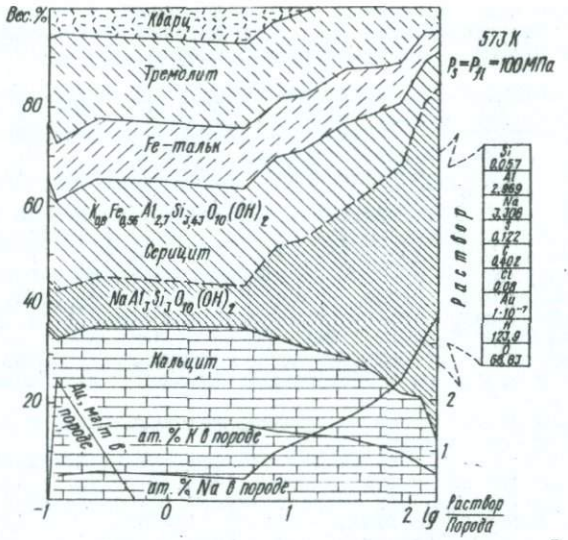


Рис. 6. Минеральные парагенезисы, полученные расчетом взаимодействия метаморфита с метаморфогенно-гидротермальным раствором в зависимости от величины отношения раствор – порода при 573 К и 100 МПа

благородного металла как при региональном, так и при гидротермальном метаморфизме. По всей вероятности, метаморфогенное образование руд золота происходит в гидравлически связанных крупномасштабных блоках, в которых имеет место дальняя миграция рудных компонентов. Месторождения этого типа локализуются на геохимических барьерах в структурных ловушках при условии существования барограднента, обеспечивающего длительный подток высококонцентрированных метаморфогенно-гидротермальных растворов.

1. Баранова Н.Н., Барсуков В.Л., Дарьина Т.Г., Банных Л.Н. О взаимодействии золота с водными щелочными растворами при 25 и 250 °С. – Геохимия, 1977, № 6, с. 877-884.

2. Баранова Н.Н., Рыженко Б.Н. Система $Au-Cl-S-Na-H_2O$ в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ). – Геохимия, 1981, № 7, с. 989-1002.

3. Белеванцев В.И., Колонин Г.Р., Васильева Н.Т. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах. – В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск : Наука, 1982, с. 83-117.

4. Буряк В.А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района. – В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. – М. : Наука, 1966, с. 66-100.

5. Вилор Н.В., Казьмин Л.А. Исследование возможных форм переноса железа в гидротермальных растворах методом физико-химического моделирования на ЭВМ. - Геология рудных месторождений, 1979, 21, № 2, с. 47-54.
6. Гарьковец В.Г. О выделении углеродисто-рудной формации на примере южного Тянь-Шаня. - Узбек. геол. журн., 1976, № 5, с. 17-21.
7. Гарьковец В.Г. Условия образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-рудной формации. - В кн.: Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня. Ташкент : Фан, 1977, с. 4-23.
8. Глюк Д.С., Хлебникова А.А. Растворимость золота в воде, растворах *HCl, HF* хлоридов, фторидов, карбонатов и бикарбонатов натрия. - Докл. АН СССР, 1980, 254, № 2, с. 475-479.
9. Джантуганов Н.И. Особенности распределения золота в осадочно-метаморфизованных породах севера Нуратинского хребта. - В кн.: Геологические и петролого-геохимические особенности эндогенного оруденения Тянь-Шаня. Ташкент : Фан, 1976, с. 104-106.
10. Емельянов Е.М. Основные типы современных осадков Средиземного моря, их минералогия и геохимия. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 29-[illegible].
11. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. - Новосибирск : Наука, 1981. - 247 с.
12. Коробицын А.В. Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях. - В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М. : Наука, 1975, с. 260-293.
13. Коткин В.В., Рейнгольд Б.М., Развозжаева Э.А. Сорбционная активность рассеянного органического вещества углеродсодержащих сланцев золоторудного месторождения прожилково-вкрапленного типа. - Геология и геофизика, 1980, № 11, с. 142-146.
14. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. - М. : Недра, 1981, с. 224 с.
15. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. - Новосибирск : Наука, 1976, - 212 с.
16. Пещевицкий Б.И., Белеванцев В.И., Земсков С.В. Новые данные по химии соединений золота в растворах. - Изв. Сиб. отд-ния АН СССР. Сер. хим. наук, 1976, № 4, вып. 2, с. 24-45.
17. Проблемы осадочной геологии докембрия. - М. : Наука, 1978, вып. 4, кн. 1, с. 259, кн. 2, с. 214.
18. Сердюченко Д.П. Органическое вещество и эвапориты при формировании метаосадочных месторождений цветных металлов и золота. - В кн.: Пробл. осадочной геологии докембрия. М. : Наука, 1979, с. 216-231.
19. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. - М. : Мир, 1981. - 436 с.
20. Трунилина В.А., Коробицын А.В., Сергеенко А.И. Распределение золота в изверженных и осадочных породах хребта Кулар. - В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхоянско-Чукотской складчатой области. М. : Наука, 1975, с. 236-259.
21. Казьмин Л.А., Халиуллина О.А., Карпов И.К. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем методом минимизации свободной энергии (Программа "Селектор"). - В кн.: Алгоритмы и программы. М., 1975, с. 18-19.

УДК 550.4:549.02:553.311

Ю.М.Стебновская, И.П.Луговая, В.Н.Загнитко

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОРОЖСКОГО ТИПА

Эволюция докембрийских железных руд включает ряд процессов минералообразования, которые обусловили разнообразие минеральных видов, а также кристаллизацию нескольких генераций "сквозных" минералов на различных этапах при смене физико-химических условий. К "сквозным" минералам железисто-кремнистых образований докембрия относятся магнетит, кварц, гематит и магнезиально-железистые карбонаты, которые в большинстве случаев являются главными породо- и рудообразующими минералами.

Среди докембрийских железисто-кремнистых формаций на территории Украинского щита криворожский тип имеет наиболее важное промышленное значение. Железистые кварциты и руды этого типа широко развиты в Криворожском и Белозерском железорудных районах. Они представляют собой продукты метаморфизма первичных кварц-карбонат-железистых осадков с последующим развитием гипергенных процессов. В данной работе мы ограничились анализом слабометаморфизованных разновидностей железистых кварцитов и руд, формирование которых, согласно данным Я.Н.Белевцева и др. /1/, включало ряд процессов: седиментацию, диагенез, метаморфизм фации зеленых сланцев, а также гипергенез. Е.К.Лазаренко /3/ на основании изучения структуры и свойств магнетита, гематита и кварца в железистых формациях Криворожского бассейна считает, что они могут кристаллизоваться на различных этапах и относиться к аутигенным, метаморфогенным, метасоматическим, гидротермальным и гипергенным. Для решения вопросов о происхождении главных рудообразующих минералов существенную информацию можно получить при совместном анализе типоморфных особенностей минералов и изотопного состава кислорода и углерода в них.

Комплексные минералогические и изотопно-геохимические исследования, изложенные ниже, дополняют имеющиеся сведения о физико-химических условиях образования первичных минералов, их изменениях, связанных с процессами мартитизации, которые приводят к формированию богатых руд. Сопоставление полученных данных детального изучения рудообразующих минералов в неокисленных и окисленных основных разновидностях железистых кварцитов и железных руд Криворожского и Белозерского районов предусматривает выявление общих черт и специфических особенностей в минералообразовании.

Работами предыдущих исследований [2, 3, 5] по геолого-структурным признакам, составу пород и руд установлено значительное сходство Криворожского и Белозерского районов. Так, толщи железистых кварцитов занимают обычно центральное место в разрезе метаморфических образований. Богатые руды находятся среди железистых кварцитов.

Строение железорудных толщ характеризуется чередованием железистых и сланцевых пачек, а также переходами от одних минеральных разновидностей к другим. В средних частях железорудных толщ преобладают бессиликатные кварциты преимущественно магнетитового или железно-слюдково-магнетитового состава. По направлению к периферии развиваются хлорит-магнетитовые и карбонат-хлорит-магнетитовые разновидности. В Криворожском районе установлено семь горизонтов железистых кварцитов [1]. В последнее время в Белозерском районе выделяется четыре горизонта. Железистые кварциты в обоих районах сходны по текстурно-структурным особенностям, в них полосчатость обусловлена чередованием рудных и кварцевых прослоев, иногда силикатных и карбонатных. В Криворожском районе широко развиты джеспилиты, в Белозерском районе они встречаются реже.

Наиболее распространены такие разновидности железистых кварцитов фации зеленых сланцев: магнетитовые, карбонат-магнетитовые, хлорит-карбонат-магнетитовые, гематит-магнетитовые.

В железистых кварцитах различного минерального состава главный рудный минерал - магнетит. Он фиксируется в рудных, кварцевых, силикатных и карбонатных прослоях.

В магнетитовых и карбонат-магнетитовых разновидностях рудных прослоев магнетит образует полиэдрические, ленточные или сплошные агрегаты изометричных, идиоморфных и гипидиоморфных зерен. Широко развит магнетит с характерной ситовидной структурой, которая обусловлена наличием тонких округлых включений кварца. Последние либо равномерно располагаются в идиобластах магнетита, либо концентрируются в виде зон, создавая своеобразную зональность в структуре магнетита. Такой магнетит ассоциирует с железной слюдкой и карбонатом (сидероплезитом). Его, вероятно, можно отнести к аутигенным минералам, преобразовавшимся на стадии диагенеза, когда происходит редукция (т.е. восстановление) окислов железа в связи с изменением состава воды при формировании специфических иловых растворов (по Н.М.Страхову). Гематит в этих разновидностях кварцитов, как и магнетит, содержит большое количество включений кварца, структура его ситовидная. С наибольшей достоверностью к аутигенным минералам относятся: рудная (гематитовая) "пыль", переполняющая кварцевые зерна и мельчайшие включения кварца в рудных минералах (магнетите и гематите). Карбонаты представлены сидероплезитом.

В железно-слюдково-магнетитовых кварцитах магнетит представлен двумя отличающимися между собой цветовым оттенком разновидностями: коричневатым и серовато-голубым. Магнетит с коричневатой окраской при окислении образует решетчатую структуру мартитизации; серовато-голубой - каемчатую или пятнистую. Отличие в окраске и характере мартитизации магнетитов свидетельствует о различии их химизма и внутренней структуры, что дает основание говорить о наличии здесь двух генераций, образовавшихся на начальных стадиях метаморфических преобразований.

В хлорит-карбонатно-магнетитовых кварцитах наряду с идиоморфными или изометричными зернами, слагающими рудные прослои, появляется новая генерация магнетита - мушкетовит. Кроме того, встречающиеся идиобласты магнетита с оборванными краями в виде обособленных выделений характеризуются наличием очень тонкой вкрапленности иногда ориентированных нерудных включений, т.е. в этой разновидности кварцитов фиксируется три генерации магнетита. Следует отметить, что процесс мушкетовитизации связывают с повышением температуры и большей подвижностью кислорода, но наличие в данном случае карбонатов, видимо, уменьшает его потенциал. Карбонат здесь представлен сидероплезитом. Л.Я.Ходюш /5/ считает, что ассоциация магнетит-сидероплезит-хлорит имеет диагенетическое происхождение. Е.К.Лазаренко /3/ относит минералы этой ассоциации к метаморфогенным, возникшим при наиболее низкой степени метаморфизма (хлоритовой субфации зеленых сланцев). Кварц этих разновидностей относится к метаморфогенным рудообразованиям.

Богатые железные руды пространственно и генетически связаны с железистыми кварцитами. По минеральному составу, структурным и текстурным признакам богатые руды указанных районов сходны между собой. Преимущественное развитие имеют мартитовые руды с примесью железной слюдки, дисперсного гематита, реликтов магнетита, гетита и нерудных минералов - кварца, карбонатов и др. Различное соотношение этих минералов дало основание выделять несколько естественных разновидностей руд /2, 5/.

В минеральном составе богатых руд главная роль принадлежит мартиту. Форма его выделений различная и зависит от состава и структуры первичного минерала - магнетита. Чаще всего наблюдаются псевдоморфозы мартита октаэдрических очертаний, иногда эти зерна корродированы, реже - зерна неправильной формы образуют сростки и агрегаты. Отмечается неоднородность внутреннего строения зерен мартита, обусловленная механическими включениями кварца или других нерудных минералов, а также различным характером поляризации. Внут-

реннее строение зерен мартита связано с особенностями структуры замещаемого магнетита. Эта зависимость хорошо фиксируется при наблюдении неполной мартитизации, когда имеется возможность наблюдать характер ее развития - решетчатый, каемчатый, пятнистый, петельчатый. Иногда в одной и той же разновидности руд встречается два или больше морфологических типов мартита. Локальный лазерно-спектроскопический анализ химического состава мартитов из руд Криворожского и Белозерского районов показал его неоднородность. Кроме железа в мартите фиксируются такие примеси посторонних элементов, как *Al*, *Sr*, *Mg*, *Ti*, *Si*, причем в таких количествах, как и в магнетите, который подвергся окислению. При сопоставлении химического состава отдельных зерен мартита и магнетита, по которому развивается мартит, отмечается вынос при мартитизации таких элементов, как *Sr*, *Si* неподвижными остаются *Al*, *Mg*, *Ti*. Неоднородность состава мартита обусловлена составом первичного минерала - магнетита, а также характером и степенью мартитизации. От степени мартитизации зависит количественное содержание реликтов магнетита, а также промежуточной модификации - γ -гематита (маггемита). Маггемит чаще наблюдается в массивных разновидностях руд при частичной или неполной их мартитизации.

Кварц в богатых рудах обнаруживается в нескольких генерациях: остаточный микрогранобластовый в реликтовых слойках; регенерированный в виде линз и гнезд; пойкилитовый в цементирующей массе; регенерационный мозаичный и жильный; маршалит в слойках среди чисто мартитовых руд.

Магнетит в богатых окисленных рудах встречается как реликтовый минерал в зернах мартита. Отмечается закономерность: крупные зерна более интенсивно мартитизируются, чем мелкие, поэтому магнетит чаще сохраняется в мелких зернах. Реликты магнетита имеют различную форму, которая обусловлена характером мартитизации: правильную - при решетчатой структуре; изометричную - при петельчатой; неправильную - при пятнистой и каемчатой структурах. В отраженном свете магнетит бывает различных оттенков, чаще всего коричневатый, нередко белесый или голубоватый в одном и том же образце.

Как известно, окраска минерала зависит от химического состава, поэтому есть основание предполагать существование нескольких генераций реликтового магнетита даже в одной и той же разновидности руды. Лазерно-спектроскопический анализ отдельных зерен магнетита показал, что коричневатая окраска обусловлена наличием титана, содержание которого колеблется в пределах 0,01-0,3 %; серовато-голубой оттенок в магнетите связан с присутствием магния (от 0,1 до 3 %).

Изотопный состав кислорода и углерода в минералах определялся

Таблица I. Изотопный состав кислорода в минералах бедных и богатых железных руд

Порода, руда	Минерал	^{18}O, ‰	^{13}C, ‰
Кварцит карбонатно-магнетитовый	Магнетит	+10,0	
	сидероплезит	+12,9	-6,8
Кварцит магнетитовый	Магнетит	+9,4	
Кварцит хлорит-карбонат магнетитовый	Магнетит	+6,7	
	сидероплезит	+15,2	-7,6
Кварцит железно-слюдково-магнетитовый	Магнетит	+4,7	
	кварц	+13,8	
Кварцит магнетитовый, мартитизированный	То же	+2,5	
		+20,8	
Кварцит магнетитовый метасоматически измененный	Магнетит	+0,8	
Кварцит карбонат-гематит-магнетитовый	Магнетит	-0,8	
	кварц	+11,3	
	сидероплезит	+19,0	-9,0
Кварц гематитовый	Гематит	+1,6	
	кварц	+12,8	
Руда кварц-магнетит-мартитовая	Магнетит	-3,0	
	мартит	-2,7	
	кварц	+14,3	
Руда дисперсногематит-мартитовая	Мартит	-1,8	
Руда мартитовая	"	-7,9	

прецизионным масс-спектрометрическим методом. Результаты измерений представлены в величинах $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в промилле, показывающих степень обогащения (знак "+") или обеднения (знак "-") образца изотопом ^{18}O или ^{13}C относительно стандарта. Для кислорода использован стандарт *SMOW* (средняя океаническая вода), для углерода - стандарт PDB (белемнит формации Пи - Ди). Воспроизводимость результатов изотопного анализа ± 0,5 ‰.

Изучено распределение изотопов кислорода в главных минералах - магнетите, кварце, мартите (гематите) мартитовых руд и вмещающих их железистых кварцитах (табл. I). Для мартитовых руд по мартиту получены отрицательные относительно стандарта *SMOW* значения $\delta^{18}O$ от -1,8 до -7,9 ‰. Причем для Белозерского района отмечена интересная закономерность - утяжеление изотопного состава кислорода в мартите с увеличением глубины залегания руд. Кроме того, мартит вмещающих рудные тела окисленных железистых кварцитов имеет более тяжелый изотопный состав кислорода (-0,8 ‰), чем в рудах.

Кварц в окисленных железистых кварцитах имеет $\delta^{18}O$ от +12,2 до +14,9 ‰ при среднем значении +13,7 ‰. Следует отметить ту же

тенденцию к уменьшению содержания изотопа $\delta^{18}O$ в кварце с увеличением глубины залегания пород, которая наблюдалась и по мартиту.

Результатами изотопных анализов минералов в неокисленных железистых кварцитах установлено высокие значения $\delta^{18}O$ в магнетите из кварц-магнетитовых, кварц-карбонат-магнетитовых кварцитов и силикат-карбонатно-магнетитовой руде (от +6 до +10 ‰), резко отличающиеся от изотопного состава кислорода в магнетитах из мартитизированных разностей (+2,5 ‰) кварцитов и метасоматически измененных (+0,8 ‰). Сопоставление данных изотопного анализа с проведенными минералогическими исследованиями по выделению генераций, показывает, что магнетиту с ситовидной структурой отвечают значения $\delta^{18}O$ = -0,8 ‰; ассоциирующий с ним кварц имеет $\delta^{18}O$ = +11,3 ‰, для сидероплезита $\delta^{18}O$ = +19,0 ‰. Эти минералы относятся к наиболее ранним, слабо измененным метаморфическими преобоазованиями. Появление двух генераций магнетита в железно-слюдково-магнетитовых кварцитах приводит к утяжелению изотопного состава кислорода в магнетите до +4,7 ‰, в кварце до +13,8 ‰. Повышение степени метаморфизма и появление новой генерации магнетита – мушкетовита в хлорит-карбонат-магнетитовых кварцитах еще более увеличивает $\delta^{18}O$ магнетита (+6,7 ‰) и уменьшает $\delta^{18}O$ сидероплезита (+15,2 ‰).

Таблица 2. Средний изотопный состав кислорода в минералах железистых пород и руд Белозерского и Криворожского районов

Порода, руда	Минерал	Белозерский р-н $\delta^{18}O$, ‰	Криворожский р-н $\delta^{18}O$, ‰
Кварцит гематитовый	Гематит	+1,6	+3,4
Кварцит гематит-магнетитовый	Магнетит	+4,7	+6,6
Кварцит магнетитовый	"	+7,0	+8,5
Кварцит карбонат-магнетитовый	"	+10,0	+10,3
Руда силикат-карбонат-магнетитовая	"	+6,7	+14,3
Кварцит мартитовый	Мартит	-0,8	-0,9
Руда дисперсно-гематит-мартитовая	Гематит+ +мартит	-1,8	-0,7
Руда кварц-мартитовая	Мартит	-2,7	-3,4
Руда мартитовая	"	-3,6	-3,4

В неокисленных железистых кварцитах и магнетитовых рудах месторождений Белозерского и Криворожского районов содержания тяжелого изотопа кислорода сопоставимы в магнетите и мартите (табл.2). В це-

лом отмечается постепенное уменьшение средних значений $\delta^{18}O$ в магнетитах железистых кварцитов при смене их состава в такой последовательности: карбонат-магнетитовые (+0,3 ‰) – магнетитовые (+8,5 ‰) – силикат-карбонат-магнетитовые (+10,3 ‰) – гематит-магнетитовые (+4,7 ‰) – гематитовые ($\delta^{18}O$ гематита = +1,6 ‰), т.е. увеличение степени метаморфических преобразований и количества генераций "сквозных" минералов ведет к увеличению $\delta^{18}O$ магнетита.

В кварц-мартитовой руде реликты магнетита и мартит близки по изотопному составу кислорода (–3,6 и – 2,7 ‰ соответственно). Для магнетита из кварцитов магнетитового состава характерны значения $\delta^{18}O$ = = +9,4 ‰, в мартитизированных железистых кварцитах $\delta^{18}O$ магнетита = = +2,5 ‰, а $\delta^{18}O$ мартита = –0,9 ‰.

Таким образом, полученные кислородно-изотопные данные убедительно показывают, что процессы окисления приводят к уменьшению содержания тяжелого изотопа кислорода в окислах железа.

Вероятно, разрушение кристаллической решетки магнетита и образование мартита возможно лишь при циркуляции водных растворов. Главными факторами, определившими значения $\delta^{18}O$ мартита, являлись изотопный состав кислорода исходного магнетита, температура, состав раствора и длительность процесса мартитизации. Изотопно-кислородные исследования мартита окисленных руд и железистых кварцитов показали, что все изученные образцы имеют отрицательные относительно стандарта *SMOW* значения $\delta^{18}O$. Средний изотопный состав кислорода мартитовых руд –2,4 ‰. Мартит в окисленных кварцитах более обогащен изотопом $\delta^{18}O$ = –0,9 ‰. Руды Криворожья и Белозерского района близки по изотопному составу кислорода в мартите.

По мнению большинства исследователей мартитизация происходит при температурах порядка 25 – 100 °С. Использовав эти значения температуры и данные $\delta^{18}O$ мартитовых руд, мы провели по калибровочному графику И.Фридмана и Дж.О'Нила расчет изотопного состава кислорода вод, находившихся в изотопно-химическом равновесии с мартитом: значения $\delta^{18}O$ H_2O от –6,3 до –1,1 ‰. Такой изотопный состав кислорода имеют только воды метеорного происхождения. Например, вода р. Днепр имеет $\delta^{18}O$ = –8,6 ‰, для инфильтрационных вод Карпат характерны значения $\delta^{18}O$ от –1,1 до –8,6 ‰.

Метаморфогенные и глубинные воды значительно отличаются от поверхностных высоким содержанием изотопа $\delta^{18}O$. Диапазон значений $\delta^{18}O$ метаморфогенных вод Криворожья, по нашим данным, от +8 ‰ до +17 ‰, для Белозерского района $\delta^{18}O$ от +8,6 до +11,1 ‰. Глубинные воды, по литературным данным, имеют изотопный состав кислорода от +6,0 до +7,0 ‰.

На основании изложенного выше видно, что окисление и оруденение железистых кварцитов вызывали воды метеорного происхождения, проникавшие на большие глубины. Гипергенный характер этого процесса не вызывает сомнения. При воздействии вод метеорного происхождения проходили окисление, гидратация, карбонатизация и оруденение железистых кварцитов; формировались богатые руды мартитового, дисперсно-гематит-мартитового состава.

Изотопные данные указывают на зависимость изотопного состава кислорода окислов железа от характера минеральных парагенезисов. Концентрация изотопа $\delta^{18}O$ в рудных минералах увеличивается для разновидностей железистых кварцитов в следующей последовательности: гематитовые, железно-слюдково-магнетитовые, магнетитовые и карбонатно-магнетитовые. Такая закономерность была установлена ранее в железистых кварцитах Кривого Рога /6/. Отчетливо намечается связь изотопного состава окислов с окислительно-восстановительном потенциалом среды минералообразования. При переходе условий среды минералообразования от окисленных к восстановительным в магнетите увеличивается содержание изотопа $\delta^{18}O$.

В процессе регионального метаморфизма происходил кислородно-изотопный обмен между кварцем и магнетитом. Это позволило использовать данные $\delta^{18}O$ для этих минералов для расчета температур метаморфизма по калибровочным графикам.

Таким образом, проведенное минералогическое и изотопно-геохимическое исследование минералов железистых кварцитов и богатых руд Белозерского и Криворожского железорудного районов позволило выявить и уточнить закономерности распределения изотопов кислорода и углерода в рудообразующих минералах железных руд криворожского типа, а также определить температуры и природу рудообразующих растворов.

I. Белевцев Я.Н. и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. – Киев : Наук. думка, 1981. – 229 с.

2. Доброхотов М.Н., Гузенко Г.Ф. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других регионов Приднепровья. – В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М. : Недра, 1964, с. 3–14.

3. Лазаренко Е.К. и др. Минералогия Криворожского бассейна. – Киев : Наук. думка, 1977. – 541 с.

4. Мельник Ю.П., Луговая И.П. О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода. – Геохимия, 1972, № 10, с. 1215–1226.

5. Ходюш Л.Я. К вопросу о происхождении железистых кварцитов докембрия. – Геология и рудоносность Юга Украины, 1968, вып. 1, с. 81.

6. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. – Киев : Наук. думка, 1981. – 246 с.

УДК 550.424:552.163.551.72

А.Н.Комаров, В.Н.Вербицкий

МИГРАЦИЯ МАЛЫХ И РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ТЕКТОНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН

Выяснение характера миграции малых и рудогенных элементов представляется весьма важным в решении вопроса о генезисе редкометалльного оруденения, локализующегося в пределах постгранитизационных разрывных нарушений, известных в работах по Украинскому щиту как тектонометасоматические зоны [1, 3, 5, 8]. По геологическим данным четко устанавливается пространственная и генетическая связь последних с массивами палингенных существенно калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации [2, 4, 6]. Образование редкометалльных тектонометасоматических зон обусловлено следующими взаимосвязанными и последовательно сменяющими друг друга процессами: прогрессивный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм – палингенез в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации – застывание расплавов и становление массивов гранитоидов в регрессивный этап – формирование постгранитизационных щелочных растворов хрупкие деформации в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, приводящие к образованию милонитов, катаклазитов, брекчий в апикальных и контактовых частях массивов – регрессивный метаморфизм – натриевый (карбонатно-натриевый) метасоматоз, завершающийся в отдельных случаях редкометалльным оруденением [7].

Разрывные нарушения данного типа вначале проявлялись как зоны пластических деформаций, сложенные плойчатыми, микроскладчатыми и очково-сланцеватыми породами, возникновение которых связано с разуплотнением гранитизируемого "субстрата" и термическим расширением объема палингенного расплава. Дальнейшее развитие зон микроплойчатых тектонитов протекало в регрессивную стадию становления гранитоидных массивов. Пластические деформации сменялись катаклазом и перекристаллизацией минералов в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. При этом катакластический метаморфизм в пределах этих зон сопровождался регрессивным метаморфизмом (диафторезом), выразившимся в замещении ассоциаций минералов амфиболитовой фации более низкотемпературными минералами зеленосланцевой фации. К процессам диафтореза в пределах тектоно-метасоматических зон нами отнесены хлоритизация и эпидотизация пород, деанортизация плагиоклазов, десиликация ("сиенитизация") гранитоидов и мигматитов и т.д.

На заключительной стадии формирования разрывных нарушений данного типа на все породы происходило наложение постгранитизационных щелочных растворов. При этом щелочной метасоматоз выразился главным образом в альбитизации различных метаморфических пород, диафторитов и тектонитов, в отдельных случаях с образованием мономинеральных альбититов, несущих редкометалльную минерализацию. На этой стадии зоны дислокационного метаморфизма превращались в типичные тектоно-метасоматические зоны [7].

Изучение петрографических и геохимических особенностей калиевых микроклиновых гранитов, с которыми генетически связаны тектоно-метасоматические зоны, а также тектонитов, диафторитов и натриевых метасоматитов, слагающих последние, свидетельствует о том, что тектоно-метасоматические зоны формировались в течение единого гранитизационно-гидротермального процесса, проявившегося в большом интервале понижающихся температур и в различных условиях кислотности-щелочности. Постгранитизационные процессы (диафторез и натриевый метасоматоз) во времени сменяли стадию магматического замещения и проявлялись непосредственно после кристаллизации палингенного гранитоидного расплава. Поэтому характер миграции малых и рудогенных элементов рассматривается нами для всего гранитизационно-гидротермального процесса: от прогрессивной стадии (гнейсификация и палингенез) до образования мономинеральных альбититов, в отдельных случаях несущих редкометалльное оруденение.

Для прогрессивной стадии изучен парагенетический ряд пород (гнейсы – плагиомигматиты – мигматиты – граниты), образовавшихся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Среди гнейсов, плагиомигматитов и мигматитов выделяются биотитовые и реже биотит-амфиболовые разности. Гранитоиды представлены биотит-амфиболовыми адамеллитами, биотитовыми гранитами нормального ряда и существенно калиевыми микроклиновыми гранитами. Все перечисленные породы обнаруживают постепенные переходы между собой, что обусловлено непрерывным процессом породообразования, характеризующим различные уровни проявления ультраметаморфизма. В качестве исходных пород принимаются разнообразные по составу гнейсы ("субстрат") эпидот-амфиболитовой фации, а конечным продуктом ультраметаморфизма являются лейкократовые микроклиновые граниты амфиболитовой фации. Характер перераспределения элементов при регрессивном метаморфизме (зеленокаменное изменение и "сиенитизация" пород) в условиях фации зеленых сланцев и наложенного постгранитизационного натриевого метасоматоза оценивался путем сопоставления состава исходных пород – продуктов регионального прогрес-

сивного метаморфизма и ультраметаморфизма – с диафторитами (эпидотизированные и хлоритизированные гнейсы, плагиомигматиты, мигматиты, граниты и десилицированные породы), альбитизированными разностями тех же пород и альбититами, слагающими тектоно-метасоматические зоны.

Все рассматриваемые породы опробовались на участках, характеризующихся сходной геолого-структурной обстановкой в пределах северо-западной части Украинского щита (Волынский блок). Пробы на спектральный* анализ отбирались в обнажениях штуфным способом, а из керна скважин – секциями длиной не более 0,01–0,15 м. Принятая методика опробования в достаточной степени обеспечивала однородность изучаемого каменного материала даже на участках частой перемежаемости исходных пород и образованных по ним диафторитов и натриевых метасоматитов. Каждая проба контролировалась петрографически. Статистическая обработка данных спектрального анализа выполнена на ЭВМ "Промінь".

Анализ статистических параметров распределения малых и рудогенных элементов, а также расчет баланса вещества, позволяют выявить в их миграции при процессах ультраметаморфизма, диафтореза и натриевого метасоматоза вполне определенные закономерности.

При ультраметаморфизме характер миграции элементов проявляется по разному, что дает основание выделить среди них три группы (табл. I). Первая включает марганец, кобальт, титан, ванадий, скандий и стронций, которые на протяжении всего процесса ультраметаморфизма обнаруживают высокую подвижность и способность к миграции из зоны гранитизации. При этом наиболее интенсивная мобилизация элементов и их вынос проявляются при палингенезе, в заключительную стадию магматического замещения гнейсового "субстрата" и образования гранитоидов. Они мигрируют во внешнюю зону очагов гранитизации и создают вокруг них ореолы базификации, которые проявляются в зеленокаменном изменении пород в пределах тектоно-метасоматических зон.

Вторую группу составляют никель, цирконий и медь, поведение которых при ультраметаморфизме принципиально не отличается от элементов первой группы – они также выносятся из пород "субстрата" на протяжении всего процесса. Однако эти элементы способны концентрироваться в породах промежуточной стадии гранитизации. Так, для никеля характерны незначительные концентрации в плагиомигматитах и мигматитах, для меди – в плагиомигматитах, для циркония – в мигматитах,

---

* Спектральный анализ проб выполнен в лаборатории ИГФМ АН УССР по единой методике (кратерная набивка).

Таблица I. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах ультраметаморфизма

Элемент	Гнейс (n = 39)		Плагиомигматит (n = 78)			Мигматит (n = 46)			Гранит (n = 31)		
	$\tilde{x}$	V	$\tilde{x}$	V	Баланс вещества	$\tilde{x}$	V	Баланс вещества	$\tilde{x}$	V	Баланс вещества
Mn	2,75	45	I,89	46	-0,86	2,27	59	-0,48	I,07	54	-I,68
Ni	I,06	II0	I,39	68	+0,39	I,09	90	+0,03	0,55	67	-0,5I
Co	I,25	37	I,I0	36	-0,I5	I,04	44	-0,2I	-	-	-
Ti	2,I6	83	2,06	64	-0,I0	I,89	50	-0,27	0,56	84	-I,60
V	8,42	58	6,0I	74	-2,4I	6,6I	58	-I,8I	I,30	II0	-7,I2
Mo	-	-	0,55	86	-	0,4I	59	+0,4I	0,85	89	+0,85
Zr	II,07	26	I0,59	42	-0,48	II,33	5I	+0,26	6,70	43	-I0,22
Nb	0,60	43	0,69	47	+0,09	0,79	49	+0,I7	-	-	-
Co	0,80	I57	0,90	III	+0,I0	0,63	89	-0,I7	0,28	55	-0,52
Pb	I,00	5I	I,65	53	+0,65	2,23	59	+I,23	I,63	56	+0,63
Ga	I,32	24	I,42	34	+0,I0	I,46	35	+0,I4	-	-	-
Sc	0,60	I55	0,47	II0	-0,I3	0,53	II0	-0,07	0,I0	II3	-0,50
Y	I,25	45	I,00	60	-0,25	0,89	8I	-0,36	0,40	I35	-0,85
Sr	5,95	34	5,05	43	-0,90	5,29	45	-0,66	3,97	34	-I,88
Ba	6,40	89	8,93	85	+2,53	I2,65	88	+6,25	7,78	58	+I,38

Примечание. Здесь и далее (табл. 2-6): n – количество проб; $\tilde{x}$ – среднее геометрическое содержание элемента в породе ($Ti - \tilde{x} \cdot 10^{-1}$; $Mn, Cr, Sr, Ba - \tilde{x} \cdot 10^{-2}$; $Ni, Co, V, Zr, Nb, Cu, Pb, Ga, Sc, Y, Yb, La - \tilde{x} \cdot 10^{-3}$; $Mo - \tilde{x} \cdot 10^{-4}$ %), V – коэффициент вариации.

вследствие чего данные элементы часто определяют геохимический облик данных пород в пределах Украинского щита.

В третью группу входят свинец, галлий и барий, которые также характеризуются высокой миграционной способностью: при процессах гранитизации гнейсового "субстрата" они привносятся в зону ультраметаморфизма гранитизирующими растворами. В целом эти элементы дают повышенные концентрации в породах конечных стадий процесса ультраметаморфизма, определяя в первую очередь геохимическую специализацию существенно калиевых микроклиновых гранитов региона.

При регрессивном метаморфизме пород малые и рудогенные элементы по характеру миграции могут быть подразделены на две группы (табл. 2-6). Первую группу составляют элементы, для которых характерна миграция в зону диафтореза (марганец, титан, ванадий, хром, никель, кобальт, цирконий, галлий, скандий и барий), хотя часть из них и обнаруживает тенденцию к выносу из зоны на конечных этапах этого процесса. В частности, марганец, никель, титан, хром и цирконий испытывают незначительный вынос при диафторезе гранитов и их "сиенитизации", а скандий - при образовании диафторитов по мигматитам.

Во вторую группу входят свинец и стронций, отличающиеся более сложным поведением в этап регрессивного метаморфизма и отчетливо обнаруживающие тенденцию к выносу преимущественно в начальный период этого процесса. Так, при диафторезе гнейсов, гранитов и их "сиенитизации" в них привносится свинец, который, однако, выносится при диафторических преобразованиях мигматитов и плагиомигматитов. Стронций, напротив, мигрирует из зоны регрессивного метаморфизма при изменении гнейсов и плагиомигматитов и привносится при хлоритизации и эпидотизации гранитов, их "сиенитизации" и образовании диафторитов по мигматитам.

Более устойчивый характер миграции в процессе диафтореза обнаруживает медь - она повсеместно выносится из пород.

Характер миграции малых и рудогенных элементов при натриевом метасоматозе (альбитизация пород и образование по ним альбититов) позволяет подразделить их на три группы (см. табл. 2-6). В первую входят свинец, цирконий, галлий, скандий и стронций, которые мигрируют в зону альбитизации. Эта закономерность наиболее четко проявляется у свинца, галлия и стронция, что дает основание расценивать их как определяющих геохимическую специализацию редкометалльных альбититов, локализующихся в пределах тектоно-метасоматических зон.

Ко второй группе относятся кобальт, хром и медь. Они повсеместно мигрируют из зоны альбитизации.

Таблица 2. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

Элемент	Гнейс (n = 39)		Гнейс диафторированный (n = 57)			Гнейс альбитизированный (n = 23)			Альбитит по гнейсу (n = 24)		
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества
Mn	2,75	45	3,42	30	+0,67	3,29	20	+0,54	2,80	34	+0,05
Ni	1,06	110	1,69	105	+0,63	1,80	37	+0,74	1,83	28	+0,77
Co	1,25	37	1,39	33	+0,14	–	–	–	0,75	84	–0,50
Ti	2,16	83	3,02	31	+0,86	2,34	32	+0,18	3,27	44	+1,11
V	8,42	58	11,03	47	+2,61	–	–	–	6,46	37	–1,96
Cr	0,48	142	0,54	128	+0,10	–	–	–	0,19	14	–0,29
Zr	11,07	26	12,64	42	+1,57	29,00	13	+17,93	26,18	35	+15,11
Nb	0,60	43	1,14	35	+0,54	–	–	–	1,59	34	+0,99
Cu	0,80	157	0,56	134	–0,24	0,24	69	–0,56	0,50	13	–0,30
Pb	1,00	51	1,17	55	+0,17	2,36	64	+1,36	2,70	36	+1,70
Ga	1,32	24	1,94	49	+0,62	3,50	43	+2,18	2,64	42	+1,32
Sc	0,60	155	1,50	55	+0,90	–	–	–	1,44	39	+0,84
Y	1,25	45	1,56	36	+0,31	1,07	22	–0,18	4,27	17	+3,02
Sr	5,95	34	4,14	62	–1,81	5,45	7	–0,50	7,12	62	+1,17
Ba	6,40	89	11,55	76	+5,15	29,49	49	+23,09	–	–	–

Таблица 3. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

Элемент	Плагиомигматит (n = 78)		Плагиомигматит диафторированный (n = 62)			Плагиомигматит альбитизированный (n = 30)			Альбитит по плагиомигматиту (n = 19)		
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества
Mn	1,69	46	3,28	44	+1,39	2,65	43	+0,76	1,25	82	–0,64
Ni	1,39	68	1,50	82	+0,11	2,10	57	+0,71	0,48	106	–0,91
Co	1,10	36	1,14	41	+0,04	1,07	40	–0,03	0,22	165	–0,88
Ti	2,06	64	2,31	55	+0,25	3,36	55	+1,30	1,26	68	–0,80
V	6,01	74	7,14	66	+1,13	10,53	32	+4,52	6,26	47	+0,25
Cr	0,43	118	0,51	98	+0,08	0,49	89	+0,06	0,29	122	–0,14
Nb	0,69	47	1,06	33	+0,27	1,33	26	+0,63	–	–	–
Cu	0,90	111	0,54	135	–0,36	0,18	56	–0,72	0,29	78	–0,61
Pb	1,65	58	1,35	77	–0,30	1,77	57	+0,12	2,22	51	+0,57
Ga	1,42	34	1,66	44	+0,24	2,56	52	+1,14	2,15	60	+0,73
Sc	0,47	110	0,59	81	+0,12	1,25	52	+0,78	–	–	–
Y	1,00	60	1,17	74	+0,17	2,28	34	+1,28	–	–	–
Yb	1,05	29	1,15	42	+0,10	1,37	31	+0,28	1,39	62	+0,34
Sr	5,05	43	4,90	45	–0,15	19,03	69	+13,98	–	–	–
Ba	8,93	85	15,25	68	+6,32	–	–	–	10,50	71	+1,57

Таблица 4. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

Элемент	Мигматит (n = 46)		Мигматит диафторированный (n = 38)			Мигматит альбитизированный (n = 11)			Мигматит по альбититу (n = 13)		
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества
Mn	2,27	59	2,55	60	+0,28	2,98	57	+0,71	1,59	45	-0,68
Ni	1,09	90	1,47	70	+0,38	1,54	43	+0,45	1,28	27	+0,19
Ti	1,89	50	2,16	59	+0,27	1,85	52	-0,04	1,63	56	-0,26
V	6,61	58	7,29	63	+0,68	7,52	29	+0,91	5,12	59	-1,49
Cu	0,63	89	0,47	126	-0,16	0,58	53	-0,05	0,29	105	-0,34
Pb	2,23	59	1,89	53	-0,34	2,81	69	+0,58	–	–	–
Ga	1,46	35	1,89	44	+0,43	–	–	–	1,72	49	+0,36
Sc	0,58	110	0,48	103	-0,10	0,58	48	0,00	0,66	101	+0,08
La	2,10	242	2,62	98	+0,48	4,75	75	+2,65	–	–	–
Sr	5,29	45	5,87	67	+0,58	6,43	21	+1,14	7,25	52	+1,96
Ba	12,65	88	18,34	58	+5,69	2,91	24	-9,74	2,59	102	-10,06

Таблица 5. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

Элемент	Гранит (n = 31)		Гранит диафторированный (n = 11)			Гранит альбитизированный (n = 107)			Альбитит по граниту (n = 35)		
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества	$\bar{x}$	V	Баланс вещества
Mn	1,07	54	1,19	57	+0,12	1,13	48	+0,06	0,95	32	-0,12
Ni	0,55	67	0,30	85	-0,25	0,32	95	-0,23	0,87	117	+0,32
Ti	0,56	84	0,52	55	-0,04	0,81	56	+0,25	1,38	73	+0,82
V	1,30	110	2,26	50	+0,96	1,81	80	+0,51	3,80	52	+2,50
Cr	0,48	119	–	–	–	0,25	151	-0,23	0,36	66	-0,12
Mo	0,82	89	0,76	58	-0,06	0,92	86	+0,10	–	–	–
Zr	6,70	43	2,93	107	-3,77	8,31	54	+1,61	10,91	46	+4,21
Cu	0,28	55	0,16	58	-0,12	0,13	63	-0,15	0,18	67	-0,10
Pb	1,63	56	1,94	60	+0,31	2,49	59	+0,86	–	–	–
Sc	0,10	113	0,13	39	+0,03	0,08	61	-0,02	0,50	149	+0,40
Yb	0,86	48	0,91	83	+0,05	0,74	45	-0,12	–	–	–
Ba	7,78	58	9,67	36	+1,89	11,74	82	+3,96	2,56	62	-5,22

Таблица 6. Статистические параметры распределения малых и рудогенных элементов в породах при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

Элемент	Гранит (n = 31)		"Сиенит" (n = 105)			"Сиенит" альбитизированный (n = 34)		
	$\tilde{x}$	V	$\tilde{x}$	V	Баланс вещества	$\tilde{x}$	V	Баланс вещества
Mn	1,07	54	0,89	46	-0,18	1,09	82	+0,02
Ni	0,55	67	0,27	125	-0,28	0,51	127	-0,04
Ti	0,56	84	0,59	109	+0,03	0,49	199	-0,07
V	1,30	110	2,18	76	+0,88	1,88	55	+0,58
Cr	0,48	119	0,25	105	-0,23	0,41	95	-0,07
Mo	0,82	89	0,49	64	-0,33	-	-	-
Zr	6,70	43	8,86	72	+1,16	12,16	56	+5,46
Cu	0,28	55	0,24	79	-0,04	0,23	56	-0,03
Pb	1,63	56	2,06	61	+0,33	1,12	40	-0,52
Sr	3,97	34	5,25	72	+1,28	4,38	36	+0,41
Ba	7,78	58	8,08	67	+0,30	3,90	108	-3,88

И, наконец, третью группу составляют марганец, никель, титан, ванадий и барий, обнаруживающие весьма сложный характер миграции, который в целом зависит от состава исходных пород и интенсивности *проявления процессов альбитизации*. Так, *альбитизация* плагиомигматитов, мигматитов, гранитов и образование натриевых метасоматитов по гнейсам и "сиенитам" сопровождается привносом марганца, который вместе с тем выносится из пород при формировании альбититов по плагиомигматитам, мигматитам и гранитам. Никель испытывает вынос при альбитизации гранитов и образовании альбититов по плагиомигматитам и "сиенитам". Однако он привносится при образовании метасоматитов по другим породам. Приблизительно также ведет себя титан, с той лишь разницей, что вынос его фиксируется преимущественно при образовании натриевых метасоматитов по мигматитам. Не менее сложно проявляются миграционные особенности ванадия и бария. Ванадий испытывает вынос из гнейсов и мигматитов в случае *превращения их в альбититы* и привнос в остальные породы рассматриваемого ряда. Барий мигрирует из зоны натриевого метасоматоза при альбитизации гранитов и "сиенитов" и образовании альбититов по мигматитам.

Приведенное выше свидетельствует об отсутствии определенных закономерностей в миграции элементов данной группы при процессах натриевого метасоматоза. Не исключено, что одновременно с привносом или выносом элементов при образовании натриевых метасоматитов происходит перераспределение их с избирательной локализацией в различных по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям метасоматитах.

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 276 с.
2. Каляев Г.И., Комаров А.Н. Раннедокембрийские субщелочные граниты Украинского щита и их металлоносность. – В кн.: Пробл. докембрийского магматизма. Л. : Наука, 1974, с. 84–87.
3. Комаров А.Н. О новом типе разрывных нарушений в докембрии Украинского щита. – В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев : Наук. думка, 1971, с. 40–42.
4. Комаров А.Н. О генетической связи редкометальных тектонометасоматических зон с процессами ультраметаморфизма. – В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования. Киев : Наук. думка, 1979, с. 130–132.
5. Комаров А.Н. Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М. : Наука, 1981, с. 199–215.
6. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Диафториты и натриевые метасоматиты Волынского блока. – Киев : Наук. думка, 1980. – 140 с.
7. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Структурно-геологические условия и механизм формирования тектоно-метасоматических зон Волынского блока. – Геол. журн., 1981, 41, вып. 3, с. 113–122.
8. Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1978. – 290 с.

УДК 548.4:553.06.13

С.В.Кузнецова, Н.М.Гостяева, Е.Е.Лазаренко

ПОВЕДЕНИЕ ТИТАНА В ПРОЦЕССЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ПОСТУЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА (ПО ДАННЫМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

Титан относится к литофильным элементам, широко распространенным в земной коре, но относительно мало подвижным. Хорошо известна устойчивость его минеральных форм, в частности рутила. В зонах калиевого и натриевого метасоматоза среди докембрийских пород титан совместно с ураном образует рудные концентрации браннерита, условия кристаллизации которого долгое время являются предметом пристального внимания минералогов. В ряде работ [2, 5, 6] рассматривается механизм возможного образования браннерита, однако при этом не учитываются некоторые природные факторы, в частности данные о минералообразующих растворах, базирующиеся на изучении газово-жидких включений.

Данные изучения включений минералообразующих сред в минералах докембрийских гранитоидов позволяют проследить поведение титана в процессах регионального постультраметаморфизма пород и сделать некоторые выводы о подвижности элемента на этой стадии развития гранитоидов.

Автометаморфизм гранитоидов в режиме снижения PT-параметров сопровождается воздействием остаточных растворов на породы. Обособление остаточных растворов в гранитоидах при региональном метамор-

физме и ультраметаморфизме, возможно, происходит аналогично механизму отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин [4]. В зонах трещиноватости и катаклаза, обусловливающих повышенную проницаемость пород, остаточные растворы способны активно переносить различные элементы в зависимости от химизма растворов и PT-параметров.

Нами изучались включения минералообразующих сред в докембрийских гранитоидах на одном из древних щитов с целью установления РТХ-параметров стадии постультраметаморфического преобразования пород, выяснения условий мобилизации рудных элементов, в частности титана, и вовлечения его в миграционный цикл.

В гранитах и мигматитах, залегающих на значительных глубинах, от 100 до 3000 м, наблюдались флюидные включения нескольких геохимических систем, среди которых особый интерес представляют включения постультраметаморфической стадии развития пород. Граниты и мигматиты состоят из полевых шпатов (до 60 %), кварца (30 - 35 %) и темноцветных минералов, среди которых преобладает биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, монацитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, пиритом. Процессы гранитизации происходили при температурах 710 - 530 °С и давлениях более $2{,}8 \cdot 10^8$ Па.

Послегранитизационный автометаморфизм пород представляется длительной стадией развития в режиме медленного остывания и прослеживается по данным флюидных включений довольно полно. Этому способствует значительное количество включений, сохранившихся, во-первых, потому что гранитизация сопровождалась обильной флюидизацией и, во-вторых, все последующие наложенные процессы минералообразования носили более локальный характер и не изменяли гранитоидов в их значительном объеме.

Процессы гранитизации, сопровождавшиеся привносом калия, обусловили повышенные количества натрия и кальция в остаточных растворах. Под действием этих растворов при длительном остывании пород происходили автометасоматические преобразования, выражавшиеся главным образом в олигоклазизации. В шлифах отмечается мирмекитизация микроклина с четким фронтом его метасоматического замещения, а также частичное замещение олигоклазом кварца. Кроме того, в пустотах выщелачивания кварца вырастают чистые пирамидальные кристаллы олигоклаза. Процесс автометаморфизма биотитсодержащих гранитоидов фиксируется также осветлением краевых зон биотита за счет мобилизации и миграции железа и титана. Как было показано [7], большие количества титана, не выраженные минералогически, находятся в биотите гранитоидов, образуя изоморфные смеси в соединениях кристаллохими-

чески сходных элементов и приобретая миграционную способность в случае резкого изменения геохимических условий. В измененном биотите при выносе титана наблюдаются канальные структуры, заполненные флюидом. В некоторых случаях обособление титана в минеральной форме происходит здесь же в биотите с образованием по нему сагенитовой решетки, либо в виде межзерновых выделений лейкоксена. В зернах кварца образуются метакристаллы игольчатого рутила.

При детальном изучении в кварце гранитоидов наблюдается система вторичных флюидных включений с растворами, содержащими органические вещества, из которых вырастают иголочки рутила. Включения объемные неправильной формы, редко равновесной. Размер включений колеблется от 7 до 30 мкм, преимущественно 10 - 20 мкм. По фазовому составу отмечено несколько типов включений: однофазовые - жидкие и темные битумные (?); двухфазовые: жидкость - твердая фаза, газ - жидкость; многофазовые: газ - две несмешивающиеся жидкости, жидкость - газ - твердые фазы прямоугольного или квадратного сечения, две газовые фазы: жидкость - твердая фаза. В каждом типе включений может присутствовать темная битумная (?) фаза. Газовая фаза во включениях занимает от 10 до 70 % объема, чаще 10 - 30 % и реагирует на источник тепла. По описанным признакам /3/ эта система включений в своем составе содержит органические вещества, что подтверждается их поведением при нагревании. Приведем несколько конкретных примеров.

В кварце гранитоидов отмечено трехфазовое полуограненное включение размером 7 мкм. Газовая фаза округлая, темная, занимает 20 % объема, заключена в квадратную фазу, имеющую четкий толстый контур. Оставшийся объем вакуоли (50 %) заполнен светлой жидкостью. При нагревании квадратная фаза округляется, уменьшается и занимает 10 % объема. При 350 °С газовая фаза начинает светлеть и при 420 °С гомогенизируется с квадратной фазой. Включение приобретает пятнистую окраску. После охлаждения во включении обособилась округло-треугольная фаза (40 %) с темным контуром. Подобное явление может быть связано с высоким показателем преломления некоторых органических веществ. При статическом наблюдении включения через 12 месяцев в контуре округло-треугольной фазы отмечено появление темно-серой округлой фазы. Возможно, в течение года произошло расслоение органических веществ, обладающих слабой смесимостью при комнатной температуре.

В газово-жидком включении с подвижной газовой фазой, занимающей 10 % объема вакуоли, в процессе нагревания также наблюдаются фазовые превращения. Гомогенизация в жидкость происходит при 135 °С, гетерогенизация - при 90 °С. При нагреве до 400 °С включение остается герметичным и при 450 °С наблюдается рост двух округлых твердых фаз.

При повышении температуры твердые фазы растут и при 480 °С появляется третья фаза. При 490 °С твердые фазы имеют удлиненно-призматический габитус и занимают 90 % включения.

В процессе охлаждения кристаллические фазы частично растворяются, при комнатной температуре остаются два кристалла. Газовая фаза не появилась. Кристаллические фазы не растворились и не перекристаллизовались в течение нескольких последующих месяцев. Выпадение кристаллических фаз при нагревании свидетельствует об ограниченной растворимости органических веществ в определенном температурном интервале и уменьшении их растворимости с повышением температуры, что не характерно для солей истинных растворов.

Особенность включений, содержащих в своем составе органические вещества, состоит в том, что происходит выпадение и перекристаллизация твердых фаз в процессе нагрева; при нормальных условиях они устойчивы. Например, в жидком объемном включении размером 25 мкм при охлаждении после нагрева до 390 °С в интервале 250 - 280 °С появляется темная округлая фаза и два кубических кристалла, которые растут и перекристаллизовываются. Повторный нагрев включения приводит к тому, что темная округлая фаза занимает весь объем, а светло-желтые твердые фазы перекристаллизовываются.

Содержимое включения по внешнему виду аналогично битумному веществу. В некоторых жидких включениях ограненной формы желтоватая твердая фаза квадратного сечения, показатель преломления которой равен показателю преломления кварца, наблюдается до нагрева. После нагрева такого включения в процессе охлаждения при 250 °С возникает округлая темная фаза, которая впоследствии занимает весь объем вакуоли. В момент появления этой фазы кристалл мгновенно перемещается, частично перекристаллизовываясь. Возможно, два последних приведенных примера указывают на предел устойчивости некоторых органических веществ (до температуры 250 - 280 °С), после которого происходят фазовые превращения.

В отдельных включениях фазовые превращения отмечены при более высоких температурах. В удлиненном газово-жидком включении с газовой фазой 10 % наблюдается гомогенизация в жидкость при 120 °С. Включение продолжали нагревать и при 390 °С вновь появляется газовая фаза, около которой образуется и расширяется светло-желтая кайма при нагреве до 470 °С, заняв 80 % вакуоли. При охлаждении желтоватое вещество заполняет включение и остается без изменений.

Изученные включения в своем составе, несомненно, содержат органические вещества, роль которых в процессе рудообразования еще до конца не выяснена. Точной идентификации органических веществ по-

ка дать не удалось, но установлено присутствие углеводородов и их кислородсодержащих производных. В кварце рассматриваемых гранитоидов микрохимической реакцией с нингидрином установлена аминокислота. Находящиеся в растворе органические вещества могли в щелочной обстановке привести к образованию легко растворимых комплексных титаноорганических соединений и к последующей их миграции. Незначительное изменение геохимических условий среды привело к осаждению титана в виде игл рутила в кварце.

Кроме того, трещинки в кварцевых зернах гранитоидов заполнены большим количеством вторичных однофазовых жидких, двухфазовых – газово-жидких включений и реже трехфазовых: газ – водно-солевой раствор – твердая фаза и газ – жидкий CO_2 – водно-солевой раствор. Характерная черта включений – их относительно близкие неконтрастные размеры I – I5 мкм, чаще всего 3 – I0 мкм и близкая к негативному кристаллу равновесная форма, обусловленная длительностью процесса. Растворы имели существенно жидкое агрегатное состояние, содержали преимущественно хлориды и карбонаты натрия, кальция, калия и магния. Отмечается наличие CO_2, плотность которой колеблется в пределах 0,703 – 0,85I г/см^3. Гомогенизация газово-жидких включений происходила по I типу в широком интервале 490 – I40 °С (максимум 300 – I80 °С). Давления составляли преимущественно $(I-2)^7 \cdot I0^8$ Па.

Наблюдаемые изменения биотита с выносом титана и обособлением его в виде игл рутила, происходящие в присутствии щелочно-хлоридных растворов и органических веществ, дают нам основание предполагать, что выщелачиванию титана способствуют органические вещества, а миграция его возможна в виде комплексных металлоорганических соединений типа $Na_m[Ti(C_2O_4)_n]^m$ в восстановительных условиях. Эти соединения слабо устойчивы [8], и титан, не мигрируя далеко, выделяется в минеральной форме, главным образом в виде рутила. В широком диапазоне температур возможна миграция титана и в виде карбонильных соединений, например $(C_2H_5)Ti(CO)_2$, как это указывается в [I].

Таким образом, результаты исследования включений минералообразующих сред расширяют наши представления о возможных формах нахождения титана в растворах постультраметаморфической стадии развития гранитоидов и могут способствовать решению сложного вопроса о генезисе браннерита.

I. Гусев Г.М., Кукова Е.Н., Непеина Л.А. и др. Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 г. – Докл. АН СССР, 1976, 227, № 6, с. 1438–1441.

2. Королев К.Г., Мигута А.К., Полякова В.М., Румянцева Г.В. Минералогия, геологические и физико-химические особенности образования уранотитанатов. – М. : Недра, 1979. – 144 с.

3. Кузнецова С.В., Лазаренко Е.Е., Гостяева Н.М. Органические вещества во включениях минералообразующих сред из кварца рудных месторождений. - В кн.: Тез. докладов Всесоюзного совещания по геохимии углерода. М., 1981, с. 42-44.
4. Ларин В.Н. К вопросу о механизме отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин. - Геология рудных месторождений, 1969, № 6, с. 44-51.
5. Ракович Ф.И. Последовательность образования минералов и некоторые вопросы генезиса урановой минерализации натриевых метасоматитов. - Геол. журн., 1972, № 6, с. 78-84.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. - М. : Изд-во иностр. лит., 1962. - 994 с.
7. Щербина В.В. К геохимии титана. - Геохимия, 1971, № 3, с. 302-309.
8. Щербина В.В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд. - Геология рудных месторождений, 1966, № 5, с. 3-11.

УДК 551.243;553:550.4

Н.П.Гречишников, О.А.Крамар

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АЛЬБИТИТОВ

Месторождения редкометалльных альбититов образуют рудные поля и рудные зоны, вытягивающиеся вдоль зон разломов, рассекающих докембрийские метаморфические и ультраметаморфические породы в пределах многих щитов и представляющих собой серии ветвящихся и соединяющихся между собой разломов. Реже рудные поля и месторождения редкометалльных альбититов размещаются в пределах крупных складчато-разрывных синклинорных зон.

Изучение ряда месторождений редкометалльных альбититов, относящихся, согласно классификации Я.Н.Белевцева и др. (1976)*, к ультраметаморфическим, показало, что значительную роль в их формировании играли разрывные нарушения. Последние служили путями движения растворов из глубинных зон развития процессов ультраметаморфизма и благоприятными ловушками для локализации оруденения в верхних частях консолидированных пород. Об этом свидетельствуют полученные фактические материалы по структурам рудных полей и месторождений редкометалльных альбититов, в том числе данные о вертикальной структурной, минералогической и геохимической зональности разломов.

Разрывные нарушения в пределах изученных зон разломов представлены различными типами тектонитов. Среди них выделяются катаклази-

* Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Горошников Б.И., Домарев В.С. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. - Геология рудн. месторождений, 1976, № 2, с. 3-11.

ты, брекчии, какириты, а также милониты и тектонически рассланцованные породы. Различаются катаклазиты с цементной, порфирокластической структурами и брекчиевидной и сланцевой текстурами, а также катаклазиты, выраженные лишь развитием отдельных трещин (доцементная структура). Среди милонитов отмечаются разности с грубомилонитовой, тонкомилонитовой и ультрамилонитовой структурами; текстуры милонитов преимущественно сланцеватые. На отдельных участках встречаются псевдотахилиты. При синкинематической перекристаллизации образуются бластотектониты.

С целью определения количественных показателей интенсивности тектонической переработки пород в баллах в различных разломах и их частях нами разработана сравнительная классификация тектонитов по данным микроскопических исследований, учитывающая текстурно-структурные особенности тектонитов, количество мелкоперетертого материала в них, размер катакластов и зерен мелкоперетертого материала. Поскольку преобладающая часть характеризуемых разломов пересекает породы гранитоидного ряда, классификация разрабатывалась для тектонитов, развивающихся по гранитоидам и апогранитовым альбититам.

Положение отдельных рудных полей и месторождений редкометалльных альбититов в пределах зон разломов и складчато-разрывных синклинорных зон определяется различными сочетаниями разрывных и складчатых структур.

Анализ фактического материала по зонам развития альбититов позволил разработать классификацию структур, определяющих образование и размещение рудных полей и месторождений редкометалльных альбититов, а также отдельных тел альбититов в пределах участков.

Рудные поля объединяют сближенные месторождения редкометалльных альбититов и составляют отдельные части рудных зон. Границы рудных полей устанавливаются по контурам распространения метасоматически измененных пород с учетом структурных и литолого-стратиграфических элементов.

Среди структур, контролирующих размещение рудных полей, выделяются две группы: структуры с преобладающим влиянием на локализацию альбититов складчатых форм и структуры с преобладающим влиянием на локализацию альбититов разрывных нарушений.

В группе структур с преобладающим влиянием складчатых форм можно выделить один тип, представленный сжатыми синклинальными складками, осложненными послойными и поперечными разрывными нарушениями.

В пределах одного поля такого типа, представленного крутопогружающейся, сильно сжатой складкой, слагающие его метаморфизо-

ванные вулканогенно-осадочные породы имеют субмеридиональное простирание и близвертикальное (70 - 90 °) падение. Тела альбититов размещаются как в пределах крыльев, так и в замке складки.

В группе структур с преобладающим влиянием разрывных нарушений можно выделить два типа: I - структуры, представляющие собой участки разветвления разрывных нарушений, составляющих зоны разломов в расслоенных метаморфических породах и гранитоидах; 2 - структуры, представленные изгибами основных швов разломов, в пределах которых развиваются оперяющие разрывные нарушения.

Формы полей развития альбититов определяются характером структур, особенностями вмещающих пород и термодинамическими свойствами потока растворов.

Среди структур, определяющих локализацию месторождений редкометалльных альбититов, также выделяются две группы: структуры с преобладающим влиянием складчатых форм и структуры с преобладающим влиянием разрывных нарушений.

Среди структур первой группы можно выделить один тип, характеризующийся развитием альбититов в пределах замковой части крыльев крутопогружающейся синклинальной складки, осложненной продольными и поперечными изгибами и разрывными нарушениями. Здесь альбититы преимущественно размещаются в пределах пласта кварцево-биотитовых сланцев. В западном крыле складки альбититы приурочиваются к субмеридиональному крутопадающему нарушению, проходящему согласно слоистости пород.

Во второй группе структур, контролирующих размещение месторождений редкометалльных альбититов, выделяются четыре типа:

I. Сопряжения основных швов разломов с оперяющими нарушениями. К этому типу относится ряд месторождений, размещающихся в различных зонах развития альбититов.

Основной контролирующей структурой одного из месторождений является сопряжение субмеридионального крутопадающего на восток разлома с оперяющими его с запада зонами разрывных нарушений северо-западного простирания, возникшими на участке искривления основного разлома и осложненными, в свою очередь, более мелкими оперяющими и секущими нарушениями северо-восточного простирания. Тела альбититов вытягиваются вдоль крупных оперяющих разрывных нарушений, а также размещаются в блоке катаклазированных пород, заключенных между ними. Некоторую роль в локализации тел альбититов играют складчатые структуры, в частности флексурные складки.

Основной структурой, предопределившей локализацию второго месторождения альбититов, является сопряжение сложнопостроенного кру-

топадающего на запад разлома юго-восточного простирания с оперяющими его с востока зонами субмеридиональных разрывных нарушений, развивающихся на участке искривления основного разлома. Тела альбититов, как правило, тяготеют к зонам разрывных нарушений и размещаются лишь на участке, ограниченном с запада основным разломом, а с востока - крайним оперяющим нарушением.

Из приведенных данных видно, что контролирующие структуры этих двух месторождений альбититов, размещающихся в толще перемежающихся биотитовых гнейсов и мигматитов, однотипны и отличаются друг от друга лишь направлением падения основных разломов.

Оперяющие разрывные нарушения, определяющие положение отдельных тел альбититов, в пределах обоих месторождений размещаются в лежачих боках основных разломов, образуя структуры типа "конского хвоста".

Основной контролирующей структурой третьего месторождения альбититов является сочленение основного тектонического шва (Восточного) с примыкающим к нему с запада в северной части участка Западного разлома северо-восточного простирания. Падение разломов восточное под углами 25 - 65 °. Тела альбититов размещаются в катаклазированных и милонитизированных гранитах в пределах клина, образуемого разломами.

2. Разветвления разрывных нарушений в зонах сложных разломов. Одной из структур этого типа, контролирующей размещение месторождения альбититов, является разветвление субмеридионального разлома. Основные структуры, обусловливающие размещение тел альбититов, представлены двумя разломами, соединяющимися на южном фланге участка, а на северном фланге образующими совместно с другими более мелкими нарушениями разветвление типа "конского хвоста". Основной разлом, прослеживающийся в перемежающихся мигматитах и гранитах, дугообразно изгибается, меняя простирание от северо-западного на юге до меридионального на севере и падает на восток под углами 55 - 60 °.

Основная контролирующая структура второго месторождения альбититов образована разветвлением разрывных нарушений субмеридионального простирания, соединяющихся в северной части месторождения. Большую роль в локализации альбититов этого месторождения также играют изгибы разрывных нарушений по простиранию и падению. Тела альбититов сконцентрированы в двух группах.

Северная группа альбититов контролируется двумя разрывными нарушениями, а также изгибом разрывных нарушений, в результате которого меняется их простирание от субмеридионального до северо-западного. Изгиб разрывных нарушений отмечается также в вертикальном

разрезе; при этом падение нарушений меняется от пологого (45 °) на верхних горизонтах до более крутого (65 °) на нижних.

Южная группа тел альбититов контролируется изменением в простирании одного из разрывных нарушений от северо-восточного (10 - 15 °) до северо-западного (340 °).

3. Сочленения субмеридиональных и субширотных разрывных структур. К этому типу относится структура одного из месторождений альбититов, представленная сочленением субмеридиональных Западного и Восточного разломов с субширотным Центральным разломом. Наиболее крупная разрывная структура участка - субмеридиональный Западный разлом - испытывает изгибы по простиранию от меридионального до северо-западного. С глубиной он приобретает крутое падение. Восточный разлом ограничивает участок развития альбититов с востока.

Центральный субширотный разлом меняет простирание от 310 ° в восточной части до 270 ° в западной и также отличается более крутым падением с глубиной.

Основными структурами, непосредственно контролирующими размещение тел альбититов, являются Западный и Центральный разломы. Метасоматической переработке подвергаются породы преимущественно в лежачих боках разломов. Наибольшей мощности тела альбититов достигают в местах изгибов разломов.

4. Единичные разломы в местах изгибов по простиранию и падению зон сложных разломов. К этому типу относится структура месторождения альбититов, контролирующаяся крупным разрывным нарушением субмеридионального простирания (Центральный разлом), а также параллельными ему более мелкими тектоническими зонами (Восточная и Западная). Основное нарушение - Центральный разлом имеет северо-западное простирание (320 - 330 °) и близвертикальное падение под углами 85 - 90 °. Развиваясь в основном вдоль плоскости Центрального разлома, тела альбититов образуют раздувы, положение которых контролируется участками примыкания пологих разрывных нарушений северо-восточного падения к вертикальному разлому, а также участками резких изгибов его.

Среди структур, определяющих размещение отдельных тел альбититов, также можно выделить две группы: складчатые и разрывные.

Среди складчатых структур наиболее распространены дополнительные изгибы, осложняющие крылья синклинальных складок. Некоторую роль в локализации тел альбититов играют флексурные складки. При их образовании в породах получают развитие катаклаз и мелкая трещиноватость, обусловливающие повышение проницаемости пород.

Из разрывных структур, контролирующих размещение тел альбити-

тов, можно выделить участки сопряжения основных разрывных нарушений с оперяющими, участки приоткрывания разрывных нарушений в местах их изгибов как в плане, так и по падению, участки развития серии сближенных и ветвящихся разрывных нарушений. Немаловажное значение в размещении тел альбититов имеют послойные разрывные нарушения, возникающие на крыльях синклинальных складок.

В большинстве случаев тела альбититов в участках, контролируемых разрывными нарушениями, приурочиваются к блокам пород, примыкающим к разрывным нарушениям или заключенным между отдельными разрывными нарушениями, где проявлялись массовое трещинообразование, дробление, брекчирование и катаклаз, предопределяющие совместно с крупными разрывными нарушениями морфологию и размеры тел альбититов.

Структуры, контролирующие размещение альбититов, имели длительную историю развития. По ним неоднократно происходило возобновление тектонических движений, сопровождавшееся подъемом растворов.

Проведенное структурно-петрографическое изучение ряда месторождений редкометалльных альбититов по профилям скважин, пересекающих надрудные, рудные и подрудные части крутопадающих рудоносных разломов, показало, что рудные части вертикальных разрезов месторождений, приурочивающихся к крутопадающим разломам, характеризуются максимальным проявлением тектонической переработки пород; в подрудных и надрудных частях участков отмечается понижение степени тектонической подготовки пород.

Важной характерной чертой структурной зональности является увеличение общей мощности зон развития тектонитов в рудных частях по сравнению с надрудными и особенно подрудными частями участков развития альбититов.

Основные черты вертикальной минералогической зональности рудоносных разломов, устанавливающиеся при сравнительном изучении многих месторождений альбититов, заключаются в смене существенно натриевых метасоматитов (альбититов), развитых в рудных частях, альбитизированными породами и сиенитоподобными микроклин-альбититовыми метасоматитами в надрудных и подрудных частях.

Большое значение в определении вертикального уровня зон редкометалльных альбититов имеют темноцветные минералы в метасоматитах.

Надрудные метасоматиты преимущественно содержат хлорит с подчиненным развитием эпидота. Метасоматиты рудных частей в основном представлены эгириновыми, эгирин-рибекитовыми и флогопитовыми альбититами, а подрудные – хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми, рибекитовыми альбититами.

Для надрудных частей также характерно развитие актинолитиза-

ции, вкрапленной пиритовой минерализации, окварцевания и гематитизации. В подрудных частях распространены прожилковый пренит, рибекит, новообразованная роговая обманка.

Геохимическими признаками альбититов рудных частей характеризуемых зон метасоматитов являются преобладание Fe_2O_3 над FeO, повышенное содержание CO_2 (> I %), а также низкое отношение K_2O/Na_2O. В подрудных и надрудных метасоматитах эти показатели уменьшаются, за исключением степени окисленности железа (Fe_2O_3/FeO) в надрудных частях, где она по сравнению с рудными частями повышается.

На ряде месторождений установлено зональное распределение миграционно-способных при рудообразовании элементов по вертикали. В надрудных частях слабоэродированных и слепых зон редкометалльных альбититов имеют место ореолы ванадия, циркония, в рудных - циркония, ванадия, свинца, а в подрудных частях развиваются ореолы бария, галлия, олова.

Таким образом, в результате изучения структур, контролирующих размещение редкометалльных альбититов, можно сделать следующие выводы:

I. Разрывные нарушения играли весьма важную роль в размещении рудных полей, месторождений и отдельных тел редкометалльных альбититов.

2. Участки развития редкометалльных альбититов обладают структурной и минералогической зональностью.

Структурная зональность выражается в увеличении степени тектонической переработки пород и мощности зон развития тектонитов в рудных частях по сравнению с надрудными и особенно подрудными.

Минералогическая зональность заключается в основном в смене эгириновых и рибекитовых альбититов, развитых в рудных частях, альбитизированными породами с хлоритом, эпидотом, рибекитом в надрудных и подрудных частях.

3. Вертикальный размах альбитизации определяется в основном интенсивностью развития зон повышенной предметасоматической тектонической переработки пород и наличием благоприятных для формирования альбититов термодинамических и геохимических условий.

УДК 553.2,516.791

В.И.Николаенко

ВЛИЯНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ

Проницаемость горных пород, как и все физические, кристаллооптические и механические свойства, обладает анизотропией. Проницаемость пород при движении раствора в перпендикулярных сечениях относительно слоистости, ориентировки минералов всегда меньше их проницаемости в параллельных сечениях. Величина этого изменения в среднем равна одному числовому порядку. Косые сечения имеют проницаемость среднюю между перпендикулярными и параллельными направлениями движения раствора относительно слоистости, сланцеватости и ориентировки зерен минералов. Естественно предположить, что растворы в природных условиях движутся, главным образом, параллельно текстурно-структурным элементам породы.

Нами проведены определения изменений проницаемости при увеличении и уменьшении градиента давления. Установлено, что проницаемость пород не восстанавливается при уменьшении градиента давления. Наблюдается явление гистерезиса проницаемости. На этом основании мы полагаем, что при фильтрации любого раствора горные породы претерпевают деформацию независимо от их физико-химического состояния.

Изучение влияния геостатического или всестороннего давления на объемную скорость фильтрации, вследствие возрастания или падения всестороннего сжатия, позволяет судить о характере изменения проницаемости пород. С увеличением всестороннего давления проницаемость горных пород уменьшается.

Наблюдая влияние сжатия горных пород при различных давлениях флюида, можно констатировать, что геостатическое давление не передается на раствор, но структура породы уплотняется. Увеличение всестороннего давления приводит к увеличению скорости прохождения упругих волн, что свидетельствует об увеличении плотности и уменьшении пористости пород. Известно также, что при процессах ультраметаморфизма происходит сужение или полное закрытие поровых или межзерновых каналов и фильтрация растворов или диффузия возможна только сквозь кристаллическую решетку минералов.

В зависимости от общего напряжения пород, тектоно-физических сил и нагрузки вышележащих пород будет определяться проницаемость пород и динамика растворов. По данным числовых величин проницаемости пород можно выделить два поля:

I – поле с проницаемостью пород более $4 \cdot 10^{-4}$ мД. В этой области, вероятно, происходит свободное движение растворов по законам открытых полостей и трещин; при этом процессы рудообразования ограничены;

II – поле с проницаемостью пород менее $4 \cdot 10^{-4}$ мД, характеризует оптимальные физико-химические процессы взаимодействия растворов с вмещающими породами; имеются все основания полагать, что его можно рассматривать как благоприятное для процессов минералообразования и рудоотложения.

В процессе рудогенеза поле I может изменяться благоприятно для концентрации рудных компонентов. При высоких всесторонних давлениях (2000 – 3000 бар) горные породы упрочняются в 3 – 10 раз и более. Следовательно, открытые пустоты и трещины могут существовать в земной коре до глубин 15 – 20 км. Подобного упрочнения горных пород при высоком поровом давлении не происходит.

С повышением всестороннего давления, несомненно, увеличивается извилистость и прерывность поровых эффективных контактов, т.е. увеличение геостатического давления приводит к уменьшению проницаемости. Из этого следует:

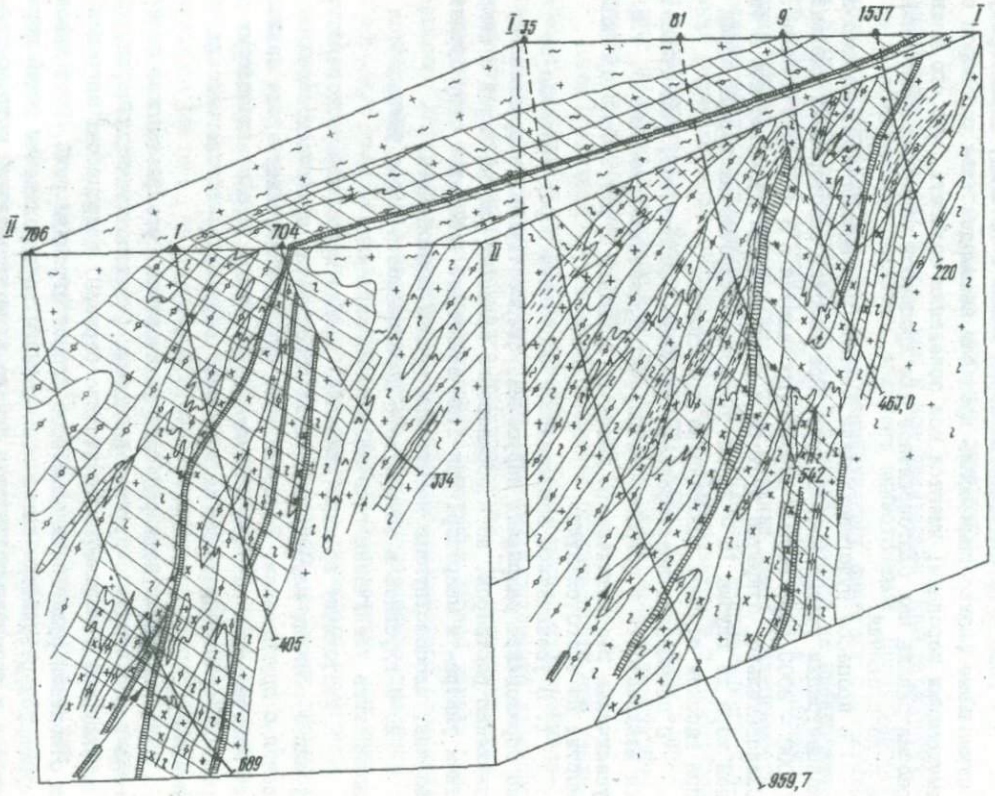
1. С увеличением напряженного состояния пород возможно не только образование разрывных нарушений, способствующих направленному движению растворов, но и образование областей сжатия пород с закрытием ультра- и микропор. При этом возникают локальные структурные экраны, способствующие накоплению рудных компонентов.

2. С глубиной в земной коре проницаемость пород уменьшается вследствие увеличения геостатического давления.

К настоящему времени накоплено крайне мало фактического материала о влиянии глубины залегания пород на их проницаемость и ее связи с оруденением. Распределение оруденения по вертикали зависит от минерального состава и физико-механических свойств вмещающих пород, которыми определяется положение структурно-литологических ловушек.

Проведенными нами работами установлено, что физические свойства пород наряду с другими факторами (химизм вмещающих пород, структурные условия, геохимические барьеры) в процессах миграции и отложения рудогенных элементов играют огромную роль. Этот вывод суммирует результаты наших исследований по определению общей пористости и проницаемости пород одного из месторождений натрово-урановой формации.

Геологическая интерпретация фактического материала представлена на схематической блок-диаграмме (рис. 1). Отбор проб по сква-


I
35
61
9
1537
I
II
706
1
704
II
220
457,0
542
334
405
689
959,7
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

жинам проводился через 5, в отдельных случаях через 10 м. По профилю П–П проведено 440 определений пористости и 315 определений проницаемости. По профилю I–I – 480 определений общей пористости и 390 определений проницаемости. По значениям пористости и проницаемости на профилях отчетливо выделяются зоны высокой проницаемости и зоны более плотных, менее проницаемых пород.

Так, в профиле П–П зона высокой проницаемости проходит в следующих интервалах: по скв. № 704 44–334 м; № I 86–405 м; № 706 142–689 м. Средняя пористость пород в этой зоне характеризуется следующим образом: по скв. № 704 2,7 %; № I 2,1 %; № 706 1,9 %. Средняя проницаемость здесь выражается в следующих величинах: по скв. № 704 $1{,}3 \cdot 10^{-2}$ мД; № I $6{,}8 \cdot 10^{-3}$; № 706 $6{,}4 \cdot 10^{-3}$ мД.

В профиле I–I зона высокой проницаемости расположена в следующих интервалах: по скв. № 1537 – от глубины 65 м до 220 м, № 9 – от 86 до 447 м; № 81 – от 122 м до 490 м; № 35 – от 576 м до 903 м. Средняя пористость по зоне: по скв. № 1537 2,9 %; № 9 2,3 %; № 81 2,0 %; № 35 2,0 %. Проницаемость данной зоны определяется следующими средними значениями: по скв. № 1537 $2 \cdot 10^{-2}$ мД; № 9 $1{,}7 \cdot 10^{-2}$; № 81 $1{,}4 \cdot 10^{-2}$; № 35 $1 \cdot 10^{-2}$ мД.

Изменение проницаемости и пористости пород внутри зон высокой проницаемости приведено в таблице. Внутри выделенных зон относительно часты небольшие участки плотных пород с низкой пористостью и проницаемостью. Пористость здесь достигает 0,4 %, а проницаемость уменьшается до величины $1 \cdot 10^{-5}$ мД.

Важнейшей частью проблем рудообразования является определение оптимальных областей фильтрации. По нашим данным (таблица) устанавливается уменьшение проницаемости пород с увеличением глубины их залегания. Такая закономерность отчетлива, если сопоставляются петрографически однотипные разности пород, измененные и катаклазированные в одинаковой мере.

При наложении интенсивного катаклаза и микротрещиноватости на участки интенсивного проявления метасоматоза, проницаемость пород увеличивается на один–два порядка, а пористость достигает 8 – 10 %. В связи с этим сложная гетерогенная толща даже при наличии переход-

Рис. I. Схематическая блок-диаграмма зон высокой проницаемости: I – гнейсы; 2 – мигматиты; 3 – граниты порфиробластовые; 4 – граниты мелко- и среднезернистые; 5 – микроклиниты; 6 – контуры зоны высокой проницаемости; 7 – альбититы апогранитовые; 8 – альбититы апогнейсовые; 9 – тектонические швы (бластомилониты), катаклазиты, микробрекчии; 10 – контакты пород установленные; 11 – предполагаемые направления движения растворов

Изменение проницаемости пород с глубиной

Интервал, м	Коэффициент проницаемости, мД		Количество определений
	Граниты	Гнейсы	
0 - 200	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	25
200 - 300	$7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	25
300 - 400	$6{,}7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	25
400 - 500	$6{,}0 \cdot 10^{-3}$	$3{,}2 \cdot 10^{-4}$	I8
500 - 600	$5{,}8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	I7
600 - 700	$4{,}2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	I7
700 - 800	$3 \cdot 10^{-3}$	-	I0
900 -I000	$1 \cdot 10^{-3}$	-	I0

ных разностей от неизмененных гранитов к апогранитовым альбититам имеет различные характеристики проницаемости.

Известно, что все процессы физико-химического взаимодействия, процессы миграции, выноса и отложения компонентов связаны с фильтрацией и диффузией флюидов. Фильтрация растворов по сложным гетерогенным комплексам пород в конечном итоге способствует образованию рудных концентраций. Проведенными нами экспериментами была установлена зависимость динамики растворов от главных факторов, определяющих данный процесс, - давления, температуры, кислотности и некоторых других. Фильтрация растворов зависит от минерально-петрохимического состава пород, структурно-текстурных особенностей и наличия эффективных поровых систем. Именно эффективные поровые системы способствуют проникновению рудоносных растворов и их взаимодействию с вмещающей средой. Нами проведено определение абсолютной пористости гранитоидных пород. Как следует из аналитических работ, проницаемость находится в сложной зависимости от пористости пород. Породы, залегающие на больших глубинах, могут иметь значительно бо́льшую пористость, чем аналогичные породы на меньших глубинах. В пределах этих участков высокой проницаемости растворы движутся с относительно большими скоростями. При этом рудная минерализация будет локализоваться на участках с оптимальной пористостью и проницаемостью пород, при наличии геохимического барьера. Подобные зоны приурочены к местам наибольшей тектонической напряженности, где интенсивно дробление, катаклаз и ультрамикротрещиноватость. В связи с этим на приведенной блок-диаграмме можно видеть совпадение зон высокой проницаемости с основным направлением тектонических швов.

Наличие участков высокой проницаемости внутри толщи петрографически однотипной породы независимо от глубины ее залегания позво-

ляет выделить активные зоны процесса. Для этих участков можно определить направление движения растворов, соответственно направление миграции рудного вещества и, таким образом, использовать эти данные как поисковый критерий. Следовательно, массивы горных пород характеризуются неоднородным полем проницаемости и пористости, а распределение рудных тел контролируется зонами высокой проницаемости пород

Рассмотрим более детально взаимосвязь проницаемости, пористости и катаклаза пород.

В отношении возможности движения растворов в породах, поры подразделяют на эффективные и неэффективные. Эффективная пористость пород включает часть поровых каналов, которая занята фильтрующейся жидкостью, подвижной при определенном давлении и температуре. Эффективная пористость, как и абсолютная, выражается коэффициентом пористости, определяемым отношением объема порового пространства, по которому движется раствор, к объему сухой породы или отношением объема раствора, находящегося в поровом пространстве, к объему сухого образца породы. Эффективная пористость не имеет постоянного значения, а изменяется в зависимости от перепадов давления, температурного градиента, свойств жидкости и других факторов. Средние значения эффективной пористости пород при флюидном давлении 350 бар распределяются следующим образом: для гранитов 0,26 %; для апогранитовых альбититов (безрудных) 0,34 %; для апогранитовых альбититов (рудных) 0,32 %; для гнейсов 0,16 %; для апогнейсовых альбититов (безрудных) 0,24 % и для апогнейсовых рудных альбититов 0,29 %. Согласно приведенным данным, наблюдается увеличение эффективной пористости при переходе от гранитов к апогранитовым альбититам и от гнейсов к апогнейсовым альбититам. В рудных апогранитовых альбититах эффективная пористость несколько меньше, чем в безрудных. Вероятно, процессы, связанные с рудоотложением, привели к закрытию порового пространства.

Полученные данные по эффективной пористости характеризуют емкость пород, т.е. максимальное количество жидкости, которое может содержать порода при заданных параметрах (P и T). Следовательно, количество пор, обеспечивающих фильтрацию одного и того же раствора, неодинаковое.

Возрастание температуры пород влияет на величину эффективной пористости, увеличивая ее с возрастанием температуры. Анализ пористости горных пород с увеличением изотропных нагрузок показывает, что она уменьшается с увеличением всестороннего давления. По-видимому, в данном случае происходит частичная деформация породы с уплотнением зерен. Изменение объема порового пространства приводит к изменению физических параметров.

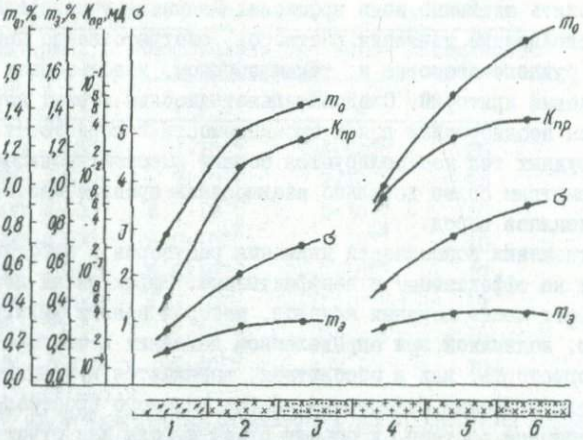


Рис. 2. Сравнительный график проницаемости $K_{пр}$, общей пористости m_0, эффективной пористости $m_э$ и степени катаклаза горных пород σ :
I – гнейс; 2 – апогнейсовый альбитит безрудный; 3 – апогнейсовый альбитит рудный; 4 – гранит; 5 – апогранитовый альбитит безрудный; 6 – апогранитовый альбитит рудный

На рис. 2 приведен сравнительный график всех определяемых физических параметров – проницаемости, общей и эффективной пористости и степени катаклаза пород.

Изучение шлифов показывает, что самым низким средним баллом катаклаза характеризуются гнейсы (около I балла), самым высоким (3,I балла) – крупнозернистые и среднезернистые альбититы. Катаклазированность гранитов определяется средним баллом I,9, мелкозернистых альбититов – 2,3 балла. Анализ мелких трещин показывает, что они совпадают с простиранием крупных дизъюнктивных нарушений. По данным измерений наибольшей удельной трещиноватостью обладают крупнозернистые и среднезернистые альбититы. График (см.рис. 2) для гранитного и гнейсового метасоматического ряда, составленный по геологическим и экспериментальным данным, устанавливает идентичную зависимость между всеми физическими параметрами. Они увеличиваются по мере усиления щелочного натрового метасоматоза, тем самым характеризуя направленность процесса. Увеличение проницаемости пород происходит как за счет увеличения катаклаза, так и вследствие увеличения пористости при развитии метасоматоза, когда дефект объема метасоматитов оставался незаполненным.

Таким образом, можно указать на два важных фактора, способствующих рудоотложению – метасоматический процесс и тектоническая

деятельность, которые обусловили высокую проницаемость пород и поступление рудных растворов. График, приведенный на рис. 2, свидетельствует также о том, что между проницаемостью и пористостью нет прямой зависимости: пористость обусловливает наличие растворов в породах, а проницаемость определяет пропускную способность горных пород и скорость фильтрации растворов.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

I. Зоны фильтрации растворов или зоны разуплотнения пород являются рудолокализующими структурами, уходящими на большие глубины.

2. Структуры фильтрации, образованные в высокопроницаемых породах за счет тектоно-физических факторов и наложенных процессов, благоприятствуют рудообразованию.

3. Геостатическое давление - один из факторов формирования рудолокализующих экранов.

I. Гречишников Н.П. и др. Структурные условия локализации одного из типов уранового оруденения в докембрийских породах. - Геол. журн., 1968, 28, вып. I, с. 3-II.

2. Казицин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. - М. : Недра, 1968. - 364 с.

УДК 552.16

И.С.Усенко, И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан, Р.Я.Белевцев, И.М.Этингоф, В.В.Зюльцле, В.М.Венидиктов, В.И.Орса, Н.И.Половко, Я.П.Билынская, Г.П.Хворова, Т.Г.Щербакова, Т.А.Рокачук, К.Е.Есипчук, Г.Л.Кравченко

МЕТАМОРФИЗМ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Карта метаморфических фаций (масштаб I : 500 000) составлена на основе сети опорных точек в количестве около I000, каждая из которых представляет собой метаморфический "репер" с наиболее полной информацией по минеральным парагенезисам, составу минералов и пород и т.д. Авторы пытались таким образом приблизить метаморфическую карту по степени обоснованности к геологической карте. Эволюция метаморфизма и метаморфическая зональность изучались на опорных площадях (всего I0), которые представляют собой несколько планшетов геологической съемки масштаба I : 50000, где съемка проводилась во время составления метаморфической карты или непосредственно перед ней. С целью наибольшей объективности первичный вариант метаморфической карты составлялся без геологической основы, с учетом только лишь метаморфической информации. В работе учтены рекомендации, изложенные в материалах Выездной сессии комиссии по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию (I978).

Детальность карты для разных районов различна и в целом недостаточна. Основная причина недостаточной детальности - отставание метаморфического картирования от геологического. Другие причины - отсутствие на больших площадях метапелитов, широкое развитие регрессивного метаморфизма и гранитообразования, скудная обнаженность Украинского щита.

Принята схема фаций В.С.Соболева с соавторами /6/, с дополнениями по А.А.Маракушеву, В.А.Глебовицкому, С.П.Кориковскому, К.Б.Кепежинскасу.

Выделено четыре фации, каждая из которых расчленена на высокую

и низкую субфации. В гранулитовой фации низкая граница проведена по равновесиям ортопироксен + клинопироксен + роговая обманка + плагиоклаз ($f_{Fe} < 50$ %) и гранат + кордиерит + биотит + ортоклаз. Высокая субфация определялась по равновесию Ги + Ко (Сил), а также по наличию явлений эклогитизации, присутствию безбиотитовых гранулитов. Широко применялись критерии глубинности А.А.Маракушева. Амфиболитовая фация разделена на высокую куммингтонитовую и низкую амфиболовую субфации. Нижняя граница амфиболитовой фации – появление мусковита; нижняя граница эпидот-амфиболитовой фации – появление роговой обманки, ставролита, тремолита (в карбонатных породах). В зеленосланцевой фации нижняя субфация определялась по исчезновению глинистых минералов, верхняя – по разложению хлорита и хлоритоида. При расчленении метапелитов хорошо работали геотермометры Л.Л.Перчука.

Закономерности распространения метаморфических фаций удобно рассмотреть последовательно на примере шести крупных районов, выделяемых на щите.

Днестровско-Бугский район представляет собой угол Украинского щита и одновременно крайний юго-западный выступ Восточно-Европейской платформы. Подобные структурные элементы, как отметил С.В.Обручев [5], обычно приподняты и состоят из наиболее глубинных образований. Этот район образует в плане "гранулитовую дугу", в которой установлены наиболее глубинные и, на наш взгляд, наиболее древние образования. Тип метаморфизма – алданский [4]. К этой дуге относятся Среднее Побужье, Приднестровье и Верхнее Побужье. Максимум метаморфизма пород Среднего Побужья подтверждается массовым развитием в пределах Гайворонского блока гранат-двупироксеновых пород в метабазитах любого состава и низкой железистостью граната (54–55 %) в ассоциации с силлиманитом. Эти парагенезисы отвечают субфации УП-Е А.А.Маракушева (780 ^{0} и 7 – 10 кбар) или его сутамской фации.

Парагенезисы Побужья многофазные, причем направленность последующих фаз была не только регрессивной, но и прогрессивной. Наиболее ранний этап метаморфизма базитов этого района характеризуют орто- и клинопироксены двухфазового строения, сохранившиеся в двупироксеновых кристаллосланцах в виде реликтов. По оценкам Б.Г.Яковлева, температура их образования достигала 930 – 940 ^{0}С. Следующий этап – образование гастингсита (T = 850 + 890 ^{0}С; P_s = 6,2 кбар; P_{H_2O} = 1,6 кбар), затем – пироксен-плагиоклазовых симплектитов вокруг роговой обманки, в которых состав пироксенов такой же, как и в породе-хозяине. Параметры этой фазы: T = 860 ^{0}, P = 6 кбар, возможно, еще выше. Следующая фаза – развитие граната (f_{Fe} = 66 + 80 %),

который образует оторочки вокруг симплектита. Этот процесс близок к эклогитизации /3/.

В Приднестровье В.М.Венидиктовым установлены парагенезисы гиперстен-кордиерит-калишпат в виде редиктов, что подтверждено также структурно-метаморфическим анализом. Затем происходит понижение метаморфизма до низкой гранулитовой фации с наложением амфиболитовой фации. Метаморфические реакции, по мнению В.М.Венидиктова, связаны с конкретными фазами метаморфизма, которых насчитывается не менее четырех.

Ранее весь Подольский блок, входящий в состав Днестровско-Бугского района, рассматривался как единая область гранулитовой фации. А.А.Маракушев, на основании данных С.М.Доброхотова, впервые показал, что глубинность формирования пород понижается с юга на север. Нашим картированием установлено, что Подольский блок линейными зонами диафтореза рассечен на несколько блоков более высокого порядка, где, судя по геотермометрам, сохранились породы высокой гранулитовой субфации. Линейные зоны – интересная особенность этого блока. В них уровень метаморфизма снижается на одну-две субфации. Линейные зоны ограничены разломами. Подтверждается четкое и плавное снижение степени метаморфизма с юга на север до района Тетерева. Такое плавное понижение степени метаморфизма наблюдается и на восточном конце гранулитовой дуги, где через зону куммингтонитсодержащих пород гранулитовый комплекс переходит в амфиболиты росинско-тикичской серии. На крайнем конце дуги породы амфиболитовой фации возникают, вероятно, путем диафтореза гранулитовых пород.

Западная (Подольская) часть гранулитовой дуги на севере плавно сменяется образованиями тетеревской полосы гнейсов, для которой характерен ладожский тип метаморфизма: в амфиболитовой фации – широкое развитие кордиерита и андалузита, эденитовой роговой обманки, куммингтонита, актинолита в парагенезисе с основным плагиоклазом, появление кордиерит-гранат-ортоклазовых пород в амфиболитовой фации. Характерная особенность этой переходной зоны – мелкие массивы интрузивных чарнокитов (букинский комплекс). На крайнем северо-западе щита и на продолжении гранулитовой дуги – сложный комплекс пород прогрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Внутреннюю часть гранулитовой дуги образует Росинско-Тикичский район – область развития пород амфиболитовой фации и самый "гранитный" район щита. Он сложен мигматитами микроклиновых гранитов, среди которых обособляются несколько гранитных массивов – Уманский, Росинский, Ставищенский и др. В пределах района имеются круп-

ные останцы пород гранулитовой фации – Володарская магнитная аномалия и прогрессивно-метаморфизованных пород высокой амфиболитовой субфации (Белоцерковская аномалия). В этих гранитах в акцессорных количествах всегда устанавливаются минералы гранулитовой фации – пироксены, гранат. По геотермометрам отмечены температуры плагиогранитизации до 700 °С. Переход от толщ Днестровско-Бугского к Росинско-Тикичскому району осуществляется через зону куммингтонита и гранитного диафтореза. Если проследить по реликтам степень метаморфизма, то окажется, что и в Росинско-Тикичском районе прослеживается понижение степени метаморфизма с юго-запада на северо-восток.

Весь Росинско-Тикичский район – это область переработки пород гранулитовой фации на уровне амфиболитовой фации, очаг регрессивной гранитизации. Примечательная особенность гранитов: микроклин имеет максимальную на щите упорядоченность. На кривых термовысвечивания проявлено три максимума – признак сложной истории формирования минерала.

Теперь можно представить всю западную часть щита в целом. Она построена метаморфическими процессами гранулитовой фации в раннегеосинклинальный этап развития щита и вовлечена местами в активное гранитообразование в гранулитовой (чарнокитизация) и амфиболитовой фациях геосинклинального этапа развития. Это были древнейшие породы щита, включающие, возможно, и первичную океаническую кору. В частности, разрез Среднего Побужья весьма напоминает современную океаническую кору в метаморфизованном виде. Кошаро-александровская и хощевато-завальевская свиты (метапелиты, известняки, терригенные осадки) можно сопоставить с Ш слоем, днестровско-бугскую серию (в основном, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы состава океанических базальтов) – со П слоем, габброиды и ультрабазиты – с I слоем современной океанической коры.

Вся западная половина щита представляется как пластина, наклоненная на северо-восток, обнажающая в наиболее приподнятой части самые глубинные породы. На северный и восточный края пластины налегают более низкометаморфизованные породы второго структурного этажа. Согласно геофизическим данным на Побужье ближе всего (5–8 км) подходит раздел, который ранее геофизики именовали разделом Конрада, а в западной половине с юга на север возрастает мощность коры IV. То, что низкометаморфизованные осадки подстилаются гранулитовой плитой, подтверждается наличием отторженцев высокометаморфизованных пород в кровле интрузий – Коростенского и Букинского плутонов.

Таким образом, на примере западной половины щита можно сделать выводы: земная кора имеет, по меньшей мере, двухъярусное строение;

во времени алданский тип метаморфизма сменяется ладожским, преимущественно прогрессивно-регрессивный - прогрессивным. С некоторыми оговорками эти выводы справедливы для Украинского щита в целом.

Ингуло-Ингулецкий район, по мнению Р.Я.Белевцева /2/, также имеет двухъярусное строение. Фундамент сложен плагиогранитами и плагиомигматитами, насыщенными останцами базитов. Среди них отмечены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации. Верхний этаж - ингуло-ингулецкая серия нижнего протерозоя. Гранитоиды верхнего этажа гетерогенны: среди них есть как новообразования, так и переработанные древние граниты. В качестве внедренных гранитов авторы рассматривают Боковянский, Верблюжский и Митрофановский массивы. По мнению Р.Я.Белевцева, это также выступы переработанного фундамента. Метаморфизм верхнего яруса зональный, прогрессивный, изохимический, изобарический (P = 5+5,5 кбар). Зоны разных фаций последовательно и закономерно сменяют друг друга, образуя единую раннепротерозойскую зональность. От низких фаций к высоким постепенно исчезают признаки первичных пород, увеличивается зернистость пород. Например, биотит-гиперстеновые гнейсы среди гранитов Верблюжского и Боковянского массивов по простиранию на юго-восток переходят в биотитовые гнейсы, сменяясь еще дальше микрогнейсами и сланцами с мусковитом и ставролитом.

Особенность Среднеприднепровского блока - обилие гранитов и мощные осадочно-вулканогенные толщи. Строение блока также двухъярусное, но более сложное. Гранитоиды фундамента содержат многочисленные ксенолиты пород аульской серии возрастом >3100 млн. лет, где известны реликты гранулитовых ассоциаций - пироксен- и гранатсодержащие амфиболиты. Породы фундамента вовлечены в конкско-верховцевскую орогению и секутся множеством даек, часть которых гранитизирована. Особенность Среднеприднепровского блока - проявление как раннегеосинклинального, так и собственно геосинклинального этапов в архее. Другая особенность этого блока - появление третьего структурного яруса в виде пород криворожской серии нижнего протерозоя. Метаморфизм Криворожской структуры имеет четко выраженный зональный характер. В ней участвуют зоны: хлоритовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая, кианитовая и силлиманитовая. Наблюдается четкое изменение температуры по горизонтали. Фации метаморфизма образуют концентрическую зональность, изученную Р.Я.Белевцевым. Максимумы метаморфизма приурочены к антиклинальным выступам фундамента, а минимумы - к крупным синклиналям. Метаморфические зоны в целом согласны общей структуре, но в деталях секут ее. По мнению М.А.Ярощук, в отдельных структурах степень метаморфизма возрастает также с глубиной.

Формирование геологической структуры Приазовья характеризуется многостадийностью деформаций и тесной связью складчатости и дизъюнктивных нарушений и проявлениями метаморфизма. Здесь развиты комплексы западноприазовской серии нижнего протерозоя, осипенковской и гуляйпольской свит проблематично верхней части нижнего протерозоя.

При сравнении метаморфизма в породах западно- и центральноприазовской серий, с одной стороны, и осипенковской и гуляйпольской свит - с другой, отчетливо выступает снижение интенсивности метаморфизма по мере стабилизации щита и перехода от геосинклинального к субгеосинклинальному и субплатформенному состоянию.

Породы западноприазовской серии, *установленные в пределах Салтычанского* и Кальчик-Кальмиусского антиклинориев, по уровню метаморфизма изофациальны с породами центральноприазовской серии, развитыми в Мангушском и Корсакском синклинориях и Верхне-Бердянской синклинали. Одни и другие метаморфизованы в условиях низкотемпературной гранулитовой и амфиболитовой фаций. Выяснение соотношения этих фаций затруднено интенсивной гранитизацией и мигматизацией (особенно для западноприазовской серии). Несмотря на это, для каждой из серий намечается два последовательных этапа метаморфизма. С первым, синскладчатым, связано формирование парагенезисов роговообманково-гранулитовой и гранат-кордиеритовой субфаций гранулитовой фации, которые в настоящее время выступают как реликтовые. На втором этапе они замещались парагенезисами амфиболитовой фации. Породы осипенковской и гуляйпольской свит слагают, возможно, третий ярус. Для них типичны метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и почти полное отсутствие проявлений мигматизации и гранитизации.

В самом схематизированном виде можно представить такую картину развития Украинского щита в докембрии.

Украинский щит имеет в разрезе горизонтально-слоистую структуру. Повсеместно прослеживается по крайней мере два структурных этажа, соответствующих ранне- и геосинклинальным этапам развития. Им отвечают два цикла метаморфизма; назовем их днестровско-бугским и криворожским.

Наиболее ранний - днестровско-бугский цикл, раннегеосинклинальный. Это - алданский тип метаморфизма (в гранулитовой фации), характеризующийся наибольшими *PT*-параметрами, ареальным развитием, регрессивной в целом направленностью процесса, регрессивным гранитообразованием, оторванным от метаморфизма. Граниты амфиболитовой фации, размещенные в пределах нижнего этажа, позднескладчатые, выступают как результат нижнепротерозойской активизации.

Поздний - криворожский - геосинклинальный цикл. Это - ладож-

ский тип метаморфизма, зональный, характеризующийся сравнительно низкой температурой максимума и особенно пониженным давлением. Криворожский тип метаморфизма - поясовый, прогрессивный, с полным набором метаморфических фаций. В этот цикл там, где он проявился, вовлекается и нижний структурный ярус. Для криворожского типа характерно прогрессивное, одновременное с метаморфизмом, гранитообразование.

Таким образом, на щите проявились две, по меньшей мере, гранулитовые фации - архейская и нижнепротерозойская. Вполне очевидно, что древние гранулиты, период формирования которых охватывает более I млрд. лет, претерпели не один, а несколько этапов гранулитового метаморфизма, но разделить их во времени пока не представляется возможным.

I. Беланов В.М. Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Киев, 1969. - 23 с.
2. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. - Киев : Наук. думка, 1975. - 288 с.
3. Бобриевич А.П., Соболев В.С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. LXXXVI, № I, с. 78-80.
4. Глебовицкий В.А. Гранулитовая фация метаморфизма. - Л. : Наука, 1972. - 255 с.
5. Обручев С.В. Основные подразделения протерозоя в СССР. - В кн.: Тр. XXII сес. МГК. Пробл. IO. М. : Наука, 1964, с. 67-7I.
6. Фации метаморфизма / Под ред. В.С.Соболева. - М. : Недра, 1970. - 432 с.

УДК 553.061.17:553.311.2(476/474)

Н.А.Корнилов, В.В.Ветренников, Г.Б.Мотуза, В.Х.Петерсель

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Белорусско-Прибалтийский регион занимает довольно значительную площадь, однако его докембрийский фундамент разбурен сравнительно слабо (одна скважина в среднем на 240 км^2). Примерно на I/3 площади фундамент залегает на глубине менее 500 м, а на 2/3 площади - менее I км, что позволяет рассматривать его как перспективный для поисков месторождений железа, цветных, редких и благородных металлов. Даже при такой невысокой разбуренности в фундаменте выявлено шесть железорудных объектов, приближающихся по своим параметрам к месторождениям, и много различных железорудных проявлений.

Метаморфизм пород докембрийского фундамента региона рассматривался в работах Х.Я.Коппельмаа, В.М.Клейна, В.А.Пуура, В.Х.Петер-

сель (ЭССР), А.П.Биркиса, В.В.Ветренникова и других (Латвия), Г.Б.Мотуза, Р.П.Гайлюса, В.А.Васильева (Литва), А.М.Папа, Н.А.Корнилова, А.М.Дымкина и других (БССР), а также в обобщающих работах В.А.Глебовицкого, Л.П.Бондаренко, В.Б.Дагелайского, Д.А.Великославинского, А.Н.Берковского (ИГТД АН УССР). В отмеченных работах рассматривался в какой-то мере и метаморфизм железорудных объектов.

В статье на основе анализа и обобщения имеющихся материалов, а также новых исследований, в том числе по недавно выявленным концентрациям железных руд, рассматривается более узкий и конкретный вопрос о влиянии факторов метаморфизма на образование и размещение железных руд региона. Преобладающая часть этих объектов относится, по мнению большинства исследователей, к образованиям железисто-кремнистой формации – бедным легкообогатимым железным рудам типа железистых кварцитов (Околовское месторождение БССР, Стайщельское и частью Гарсенское Латвийской ССР, Йыхвиское Эстонской ССР). Кроме того, имеются интересные проявления богатых магнетитовых руд, относящиеся, по предварительным данным, к рудам скарново-магнетитовой или магматической формации (Варенское месторождение Литвы) и гипогенным остаточным рудам железисто-кремнистых формаций (большая часть руд Гарсенского месторождения). Выявлены также существенные концентрации бедных легкообогатимых и частично богатых руд ильменит-магнетитовой формации, связанных с габброидами (Новоселковское месторождение БССР; ЭССР и др.).

Роль метаморфизма в формировании и размещении железных руд сложна и многообразна и еще недостаточно изучена. Рудные образования железисто-кремнистой формации, по имеющимся данным, представляют собой, по-видимому, первичные железистые осадки, возникшие в результате седиментогенеза в водных бассейнах под влиянием эксгаляционных вулканических процессов (Околовское, а также, видимо, Гарсенское и Йыхвиское месторождения). Все подобные образования региона обладают следующими признаками, позволяющими относить их к формации железистых кварцитов (джеспилитов):

а) характерной полосчатой текстурой, обусловленной чередованием рудных (магнетитовых) и нерудных (кварцевых, силикатных) прослоев, а также наблюдающейся под микроскопом тонкополосчатой микротекстурой;

б) наличием в качестве главнейшего рудного минерала магнетита;

в) характерным парагенезисом нерудных минералов, зависящим от степени метаморфизма и первичного состава железистых осадков;

г) содержанием общего железа порядка 28 – 35 %;

д) габаритами и морфологией рудных залежей (длина – сотни мет-

ров и километры, мощность – десятки и первые сотни метров при характерном переслаивании рудных прослоев мощностью в первые десятки метров и метры с безрудными прослоями гнейсов и амфиболитов).

В наиболее полно изученном Бколовском месторождении железистые кварциты представлены куммингтонит-магнетитовой, роговообманково-магнетитовой и пироксен-магнетитовой разновидностями, которые обычно часто переслаиваются между собой в одних и тех же рудных прослоях или даже в пределах одного шлифа. Кроме того, в руде наблюдаются небольшие прослои магнетитовых амфиболитов, пироксенолитов и чисто магнетитовых кварцитов. В железистых кварцитах, особенно в пироксен- и роговообманково-магнетитовых, нередко встречается гранат в количестве до 25 %. Куммингтонит содержит более 50 % грюнеритовой молекулы, роговая обманка обыкновенная с высоким показателем железистости, пироксен – моноклинный, близок к ферросалиту и геденбергиту, также высокожелезистый, гранат близок к андрадиту.

Разнообразие минерального состава железистых кварцитов, частое и в общем незакономерное изменение его по разрезам железорудных прослоев объясняется, скорее всего, вариациями состава первичных железистых осадков – по прослоям, обогащенным первоначально магнезиально-железистым карбонатом, кремнеземом и окислами железа, при метаморфизме развивались преимущественно куммингтонит-магнетитовые кварциты, по прослоям со значительной примесью глинистого вещества – роговообманково-магнетитовые кварциты, а по прослоям с небольшим содержанием глинистого вещества и высоким – окиси кальция – пироксен-магнетитовые кварциты. Эти силикаты, как и гранат, образуются, разумеется, на определенных стадиях или ступенях метаморфизма в соответствии с условиями P-T-равновесия.

Микроскопические исследования и наблюдения текстурных особенностей в образцах свидетельствуют также о проявлении при метаморфизме железистых кварцитов двух стадий – прогрессивной и регрессивной. На проявление первой стадии указывают наблюдающиеся иногда признаки замещения табличек куммингтонита с периферии роговой обманкой, наличие в зернах моноклинного пироксена как бы законсервированных реликтов бурого полуразложенного биотита и др.

Гораздо шире, особенно вблизи разломов, проявлены особенности, обусловленные регрессивным метаморфизмом. Проявление эт й стадии подтверждается замещением пироксена и граната роговой обманкой, а всех этих минералов – куммингтонитом. Метаморфизм железистых кварцитов месторождения достиг, по А.А.Глаголеву [3], диопсидроговообманковой фации, характеризующейся парагенезисом кварца, магнетита, моноклинного пироксена, плагиоклаза и роговой обманки. По Ф.Дж.Тер-

неру /10/, рассмотренные ассоциации относятся к ставролит-кианитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации, точнее - к ставролит-кварцевой, более низкотемпературной части этой субфации. По Х.Л.Джеймсу /11/, метаморфизм протекал в условиях ставролитовой зоны, что, помимо минеральных парагенезисов, подтверждается еще размером зерен кварца нерудных прослоев (0,1-0,3, в среднем 0,2 мм), а также составом плагиоклаза в межрудных плагиогнейсах и амфиболитах (олигоклаз-андезин №№ 21-41).

В Стайцельском месторождении Латвии новой скважиной вскрыты два железистых горизонта полосчатых силикатно-магнетитовых пород, отнесенных нами к железистым кварцитам. Горизонты разделены толщей гнейсов, частью мигматизированных, которые наблюдаются также в виде прослоев внутри горизонтов. Железистые кварциты представлены гранат-магнетитовой, пироксен-гранат-магнетитовой и биотит-гранат-магнетитовой разновидностями, в нижнем горизонте широко развиты также тонкополосчатые железистые кварциты (джеспилиты). Характерная особенность месторождения состоит в том, что в железистых кварцитах присутствует только моноклинный пироксен, близкий к диопсиду, в то время, как в безрудных гнейсах, разделяющих железистые горизонты, а также во внутрирудных прослоях широко развит ромбический пироксен (гиперстен). Еще одной характерной особенностью железистых пород месторождения является вторичный характер граната, который обрастает или замещает зерна пироксена и даже обрастает местами зерна магнетита. Этим объясняется, по-видимому, резко неравномерное и местами довольно высокое содержание в железистых породах окиси марганца (до 3 %), которая связана с гранатом.

По предварительным данным стайцельская железорудная толща является генетически единым комплексом и в формационном отношении представляет собой вулканогенно-осадочную, в основном лептитовую (с подчиненным количеством амфиболитов) железисто-кремнистую ассоциацию пород. Широкое развитие гиперстена в рудовмещающих породах позволяет предполагать, что метаморфизм толщи протекал в условиях гранулитовой фации. На высокую ступень метаморфизма железистых кварцитов указывают, с позиций Х.Л.Джеймса /11/, сравнительно крупные размеры зерен кварца нерудных прослоев (0,3-0,6 мм), а также отсутствие каких-либо амфиболов и принадлежность плагиоклаза к андезину (биотит в некоторых разновидностях железистых кварцитов, по-видимому, вторичный минерал, возникший в регрессивную стадию метаморфизма).

Наиболее близкое к Стайцельскому по степени метаморфизма и некоторым другим признакам Йнхвинское месторождение железистых квар-

цитов Эстонии, приуроченное к породам гранулитовой фации метаморфизма предположительно архейского возраста /6/. В месторождении развиты гранат-пироксеновые, гранат-амфиболовые, гранатовые и чисто магнетитовые железистые кварциты, имеющие во многих случаях также смешанный состав. Среди рудовмещающих пород выделяются двупироксеновые, кварц-полевошпатовые и другие гнейсы с широко развитым в них ромбическим пироксеном. Характерно широкое, повсеместное развитие в железистых кварцитах катаклаза и милонитизации. Минеральный состав их характеризуется присутствием преимущественно моноклинного пироксена, близкого к диопсиду-геденбергиту, а также иногда ромбического пироксена, обыкновенной зеленой роговой обманки, небольшого количества плагиоклаза с довольно высокими номерами (№№ 42-86), граната с высоким содержанием спессартитовой молекулы (в одном образце 31 %). Характерной геохимической особенностью рассматриваемых железистых кварцитов является повышенное содержание в них марганца, количество которого по разрезам отдельных скважин колеблется в пределах 1-3 %. Главный концентратор марганца - гранат, на что указывает резкое уменьшение окиси марганца в ряде штуфных проб железистых кварцитов по скв. Ф-1: в гранато-магнетитовом кварците 3,35 %; роговообманково-магнетитовом с гранатом 0,92 %; пироксен-магнетитовом 0,34 %. В ряде шлифов гранат развивается в виде каемок вокруг зерен пироксена и магнетита, что указывает, возможно, на его вторичное происхождение.

Размер зерен кварца нерудных прослоев изменяется в пределах 0,15-0,2, а в пироксен-магнетитовых кварцитах 0,3-0,4 мм, что соответствует, по Х.Л.Джеймсу /11/, наивысшей силлиманитовой зоне метаморфизма.

Весьма интересные полосчатые кварц-магнетитовые руды типа железистых кварцитов, ассоциирующиеся с богатыми магнетитовыми рудами, встречены на юге Латвии (участок Гарсене). Вмещающими породами рудной залежи являются разнообразные бластомилониты и мигматиты преимущественно кислого состава, которые на уточненных диаграммах А.Симонена по химизму попадают в поля осадочных (псаммитовых и пелитовых) и вулканогенных пород. Весь комплекс пород Гарсенского месторождения относился до последнего времени к амфиболитовой фации, однако недавно на глубине около 1197 м в керне скважины под рудной залежью встречены биотит-гиперстеновые гнейсы, что позволяет высказать предположение о возможной интенсивной переработке в условиях амфиболитовой фации пород гранулитовой фации метаморфизма.

Характерной особенностью рассматриваемых кварцево-магнетитовых полосчатых руд является их почти биминеральный состав (лишь в

отдельных местах в них наблюдаются зерна моноклинного пироксена и роговой обманки, разъедаемые магнетитом). Кварц нерудных прослоев характеризуется, кроме того, необычайно крупным размером зерен (1-3 мм), что указывает, скорее всего, на интенсивную позднейшую метаморфогенную и тектоногенную переработку первичных железных руд. Еще одна особенность заключается в постепенном переходе этих руд в богатые (сплошные) магнетитовые руды, которые мы рассмотрим ниже.

Еще одна разновидность бедных легкообогатимых магнетитовых руд, образование которых связано с метаморфизмом - ильменит-магнетитовые руды, приуроченные к массивам габброидов (метабазитов). Эти руды наиболее полно представлены в Новоселковском месторождении БССР, а также в ряде проявлений БССР и ЭССР. Детальные исследования последних лет [5, 8 и др.] показали, что руды возникли в результате интенсивной метаморфической перекристаллизации первичных тонкозернистых титаномагнетитовых руд, связанных с основными вулканитами. Главные аргументы в пользу этого: нахождение в рудоносных габброидах многочисленных ксенолитов или останцов микрогаббро или диабаза с тонкой рудной вкрапленностью, которые интенсивно перекристаллизовываются в средне- и крупнозернистые габброиды с более крупной рудной вкрапленностью; очень низкие содержания двуокиси титана в магнетитах, сосуществующих с ильменитом (0,7-1,9 %), свидетельствующие о довольно низких температурах метаморфического преобразования руд (380 - 430 °С по известной диаграмме А.Ф.Баддингтона). В образовании указанных руд намечаются три этапа: а) формирование железотитаноносных вулканитов основного состава; б) прогрессивный метаморфический (погружение и перекристаллизация рудоносных вулканитов в габброиды в условиях гранулитовой фации); в) регрессивный метаморфический (амфиболизация габброидов, перекристаллизация титаномагнетитовых руд в ильменит-магнетитовые).

Оценивая роль метаморфизма в образовании рассмотренных выше бедных легкообогатимых магнетитовых руд, отмечаем, что эти руды по существу обязаны своим возникновением метаморфизму, так как первичные тонкозернистые железисто-кремнистые осадки, как и основные вулканиты с титаномагнетитовым оруденением, с позиций требований современной промышленности не являлись промышленной рудой. Только собирательная метаморфическая перекристаллизация обусловила укрупнение и индивидуализацию зерен магнетита, а в титано-железных рудах - магнетита, ильменита и пирита, что позволяет извлекать все эти минералы в концентрат. Согласно исследованиям ИМР МГ УССР (К.Е.Рыков, Ю.С.Лебедев и др.), железистые кварциты Околовского месторождения по своей обогатимости сопоставляются со среднеобогатимыми желези-

стыми кварцитами КМА, наиболее качественными (пригодными, возможно, для получения суперконцентратов) окажутся, по-видимому, крупнозернистые кварцево-магнетитовые руды Гарсенского месторождения.

С метаморфизмом связано также образование богатых магнетитовых руд, крупные концентрации которых встречены в регионе. По возможности нахождения в регионе богатых мартит-гематитовых руд, связанных с корами выветривания, их следует считать скорее отрицательными, так как мощность коры выветривания во вскрытых скважинами железорудных объектах совершенно незначительна (до 10 - 20 м). Слабое развитие зоны окисления и связанных с нею богатых гематитовых руд обусловлено в других регионах высокой степенью метаморфизма железистых кварцитов [7]. Эта закономерность подтверждается и на примере рассматриваемого региона, где породы метаморфизованы почти исключительно в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Метаморфизм был, по-видимому, определяющим в образовании богатых магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд Гарсенского месторождения, наблюдающихся в виде трех прослоев мощностью до 7 м среди кварц-магнетитовых руд. Общее количество богатых магнетитовых руд (содержание железа более 45 %) в рудной залежи месторождения составляет около 3/4. Эти руды образовались, по-видимому, в результате метаморфогенного выщелачивания кварца из нерудных прослоев железистых кварцитов при одновременном сближении рудных прослоев, как это имеет место в других регионах [2, 7]. Этот процесс хорошо подтверждается при исследовании керна скважины, в котором наблюдается постепенный переход железистых кварцитов в богатую полосчатую магнетитовую руду. Богатая (сплошная) магнетитовая руда характеризуется наличием в ней местами повышенного количества сульфидов - пирита и пирротина, иногда сланцеватым обликом, присутствием апатита и биотита по плоскостям сланцеватости. В руде нередко видны реликты или островки неполностью выщелоченных кварцевых прослоев. В Гарсенском месторождении, по геофизическим расчетам и исследованию керна скважины, имеется одна из самых крупных концентраций неокисленных метаморфических магнетитовых руд, связанных с железисто-кремнистыми формациями, из известных в Европейской части СССР [2]. По своей генетической сущности богатые магнетитовые руды рассматриваемого железорудного объекта следует отнести к остаточным метаморфическим [1].

Метаморфизм играл, по-видимому, определяющую роль и в образовании оригинального Варенского месторождения необычайно богатых магнетитовых руд, образующих крутопадающее трубообразное тело в гнейсах и содержащих включения ультраосновных пород. По геохимиче-

ским особенностям (низкое содержание титана и марганца и др.) железные руды этого месторождения близки к рудам железисто-кремнистых формаций. Кроме того, имеются признаки воздействия более поздних гранитоидов на вмещающие породы и концентрации первичных рудных окислов (последние иногда наблюдаются в виде включений в гранитоидах). Поэтому, учитывая принцип унаследованности при эндогенном рудообразовании [9 и др.], можно в качестве рабочей гипотезы (с учетом геологического положения месторождения) принять, что эти руды возникли в результате преобразования и переотложения первичных рудных концентраций типа железистых кварцитов при проявлении процессов гранитизации и ультраметаморфизма.

Подобный генезис, по данным детальных исследований [4], имеют сульфидно-магнетитовые руды в гнейсах Щучинской зоны смятия БССР, находящейся на продолжении Варенской зоны Литвы. По пространственному положению Варенское месторождение вполне закономерно вписывается в региональную металлогеническую зональность Западно-Белорусско-Польской складчатой системы, где чисто железные руды приурочены к областям, примыкающим к древнейшим гранито-гнейсовым массивам (Мазовецкий на западе, ПНР; Минско-Полоцкий на востоке), а титано-железные руды, связанные с габброидами, - к центральной части системы [8].

Варенское месторождение с этих позиций служит как бы зеркальным отражением Околовского месторождения железистых кварцитов, что является дополнительным доводом в пользу приведенной концепции. Весьма характерно, как отмечалось ранее [8], наличие одинаковых типоморфных геохимических особенностей как в железных, так и в титано-железных рудах складчатой системы (повышенное содержание фосфора и пониженное - марганца), что может указывать на формирование первичных рудных накоплений в пределах единой верхнеархейской эвгеосинклинали. Позднее в западной области складчатой системы проявились процессы гранитизации и ультраметаморфизма, обусловившие возникновение богатых магнетитовых руд варенского типа. По классификации Я.Н.Белевцева и др. [1], эти руды следует отнести к подклассу ультраметаморфических. Анализ геофизических полей в неразбуренных участках региона свидетельствует о приуроченности ряда высокомагнитных тел к контактовой зоне крупных массивов поздних гранитоидов и положительных аномалий, что может указывать на довольно широкое развитие ультраметаморфических руд.

Выше рассмотрены лишь некоторые аспекты, связанные с влиянием метаморфизма на образование и размещение железных руд региона; при этом авторы считают, что некоторые выдвинутые положения нуждаются в

дальнейшем более детальном обосновании фактическим материалом. В то же время приведенные в статье доводы в пользу метаморфогенного происхождения качественно новых богатых метаморфических и ультраметаморфических руд могут иметь определенное прикладное значение, так как поиски таких руд особенно актуальны в условиях рассматриваемого закрытого региона с повышенными глубинами залегания фундамента.

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 275 с.

2. Белевцев Я.Н., Корнилов Н.А. Особенности метаморфогенного железного рудообразования в докембрийских железисто-кремнистых формациях Русской платформы. – В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита: Тез докл. Апатиты, 1968, с. 75-76.

3. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. – М. : Наука, 1966. – 175 с.

4. Деревянкин Ю.... Вещественный состав и генетические особенности железорудных проявлений Белорусского кристаллического массива. – В кн.: Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых БССР. Минск : Изд. БелНИГРИ, 1981, с. 85-94.

5. Дымкин А.М., Махнач А.С., Пасюкевич В.И. и др. Полигенность и формационная принадлежность Новоселковского ильменито-магнетитового месторождения (БССР). – В кн.: Пробл. эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск : Наука, 1976, с. 154-170.

6. Кошельмаа Х.Я., Клейн В.М., Пуура В.А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Эстонии. – В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. – Л. : Наука, 1978, с. 43-77.

7. Корнилов Н.А. Метаморфизм – рудоконтролирующий фактор богатых железных руд Кривого Рога и КМА. – Разведка и охрана недр, 1969, № 9, с. 1-5.

8. Корнилов Н.А. Генетические проблемы железорудных месторождений БССР. – В кн.: Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых БССР. Минск : Изд. БелНИГРИ, 1981, с. 67-71.

9. Смирнов В.И. Наследование при эндогенном рудообразовании. – Изв. вузов. Геол.-географ. науки, 1958, № 4, с. 18-21.

10. Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. – М. : Изд-во иностр. лит., 1961. – 283 с.

11. James H.Z. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 12, p. 439-443.

УДК 553.31:553.065

В.М.Кравченко

ПОЛИГЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОРМАЦИИ АЛДАНСКОГО ТИПА И ЕЕ АНАЛОГИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫМ И КОЛЧЕДАННЫМ ФОРМАЦИЯМ

В глубокометаморфизованных архейских толщах щитов распространены месторождения и проявления комплексных магнезиально-силикатных сульфидно-магнетитовых руд. Они представлены согласными, многоярусными, линзо- и пластообразными залежами в горизонтах доломитовых мраморов,

кальцифиров, диопсидовых, форстеритовых и других магнезиально-силикатных пород. Кроме магнетита неодинаковую ценность в разных месторождениях имеют: сера, медь, кобальт, цинк, золото и серебро – в сульфидах; бор – в людвигите и ашарите; редкие земли, уран и торий – в ортите, ксенотиме, бастнезите и уранините; наконец, – сопутствующие магнезиальные силикаты флогопит, форстерит, диопсид.

Геология таких месторождений на Алданском, Балтийском и Канадском щитах освещена Д.П.Сердюченко и др. [13, 14] и Л.И.Шабыниным [16]. Они отмечены на Украинском щите, но в тесном переслаивании с железистыми кварцитами [7]. Возможно их присутствие и на Белорусской антеклизе (Варенское рудопроявление). Распространенность рассматриваемых месторождений в архейских комплексах при повторяемости главных геологических особенностей указывает на их принадлежность к самостоятельной докембрийской железорудной формации. Л.И.Шабынин называет ее "железорудной магнезиально-скарновой", а Д.П.Сердюченко – "карбонатной щелочноземельно-железистой". Наиболее крупные месторождения сосредоточены в Унгра-Тимптонском синклинории Алданского щита (Таежное, Десовское и др.), где они образуют уникальный Южно-Алданский район. Это позволяет назвать ее железорудной формацией алданского типа, а указанный район считать ключевым в понимании генезиса руд.

Крупные масштабы месторождений при комплексном составе руд и прямые признаки их возможного открытия на Восточно-Европейской платформе определяют неослабевающий интерес к проблемам геологии и генезиса алданской формации. Однако прогнозирование и поиски связанных с нею новых месторождений затруднены противоречивыми представлениями об их генезисе.

Л.И.Шабынин относит месторождения к магнезиально-скарновым, Д.П.Сердюченко – к метаморфизованным терригенно-хемогенно-осадочным, Г.Н.Киселев – к метаморфизованным вулканогенно-осадочным. Прочие суждения в процессе дискуссий отклонены как малообоснованные. Противоречия касаются коренных вопросов рудообразования, более всего – отношений скарнов и оруденения. Их главный источник – недостаточная изученность основных сторон геологии и геохимии месторождений.

Утвердившиеся в литературе взгляды Д.П.Сердюченко и Л.И.Шабынина сформировались в 50-е годы и позднее изменились незначительно, так как их авторы прекратили исследования в Южно-Алданском районе. Между тем в познании этого и других районов развития формации произошли существенные сдвиги, которые позволяют переосмыслить накопившуюся информацию. Разумеется, ее недостаточно для полного решения задачи о генезисе руд, но она позволяет устранить часть противоречий в существующих взглядах.

Рассмотрим малоизвестные стороны геологии формации, отношения скарнов и оруденения, его зональность и некоторые минералого-геохимические особенности, а также наметившиеся аналогии формации алданского типа с железисто-кремнистыми и колчеданными формациями.

Первым и важнейшим достижением в познании геологии Южно-Алданского района является определение В.В.Курицыным /9/ его тектонической позиции в качестве самостоятельной трогообразной структуры - Унгра-Тимтонского синклинория, протяженного в широтном направлении на 160 км при ширине 40 - 60 км. Это общепризнано и наиболее ярко подчеркивает сходство формации алданского типа с другими железорудными формациями докембрия.

Вторым серьезным обстоятельством следует считать выявление ранее не замеченных, но принципиальных сторон геологии рудоносной формации /6/:

высокой насыщенности ее метабазитами (40 - 50 % объема, из которых 20 - 30 % составляют метавулканиты*, около I % - метаультрабазиты, остальное - метагаббро);

отчетливой парагенетической связи железорудных горизонтов с метабазальтами, которые подстилают продуктивные горизонты, реже встречаются внутри их; вне этой связи месторождения отсутствуют;

зависимости числа, мощности и рудонасыщенности продуктивных горизонтов, а также масштабов месторождений железа от степени развития метабазальтов в разрезе формации: интенсивное их развитие подавляет оруденение (Унгринский "клин"), указанные выше средние количества наиболее благоприятны (Дес-Хатыминский блок и Леглиерская синклиналь), незначительное распространение метавулканитов также способствует исчезновению месторождений (восточная часть Унгра-Тимптонского синклинория).

Эти особенности указывают на связь оруденения с основным вулканизмом и послужили для Г.Н.Киселева главным доводом в пользу впервые выдвинутой им гипотезы о первичном вулканогенно-осадочном происхождении руд.

Третий существенный сдвиг, хотя и менее аргументированный, - изменения в стратиграфии рудоносной формации. В частности, определения абсолютного возраста ее пород современными методами /3/ убедительно свидетельствуют о большой продолжительности основного периода развития Унгра-Тимптонского синклинория (3,2 - I,8 млрд. лет).

При этом отмечается неоднократное проявление однотипных пост-

---

* Определены Г.Н.Киселевым по бластофитовым структурам как метаморфизованные габбро-порфириты и позднее конкретизированы В.И.Ганощким в качестве толеитовых метабазальтов.

седиментационных и поствулканических процессов, с которыми можно связывать минералообразование в рудных телах (региональный метаморфизм, складкообразование, ультраметаморфизм). Отсутствие четкой привязки к этим событиям времени появления конкретных рудных и сопутствующих минералов в залежах указывает на неправомерность прежних попыток ряда исследователей приурочить рудообразование к какому-то одному процессу и относительно кратковременному этапу.

Кроме того, отмеченное выше обособление границ рудоносной формации федоровской свиты в самостоятельный синклинорий, наложенный на более древний иенгрский комплекс, и данные абсолютной геохронологии позволили И.М.Фрумкину [2] высказать соображения о ее верхнеархейском возрасте и стратиграфической эквивалентности борсалинской серии, которая включает главные месторождения железистых кварцитов Алданского щита. Это подтверждает правомерность выполненного нами ранее сопоставления разных железорудных формаций обоих стратиграфических подразделений с позиций общности их происхождения [6].

Наконец, привлекают внимание признаки стратиграфического несогласия в верхах рудоносной федоровской свиты, которые определенно выражены в западной части Леглиерской синклинали. Они заключаются, во-первых, в своеобразном составе надрудной толщи месторождения Таежное, сложенной кордиерит-силлиманитовыми кварцитами. В ней залегает месторождение мартит-спекуляритовых кластогенных железистых кварцитов (гематитовое). Их можно рассматривать в качестве переотложенной метаморфизованной коры выветривания нижележащих магнетитовых руд [8]. Наряду с этим отчетливые бластопсаммитовые реликтовые структуры высокоглиноземистых кварцитов*, вероятно, свидетельствуют о более слабом метаморфизме надрудной толщи по сравнению с метаморфизмом гранулитовой фации основной части разреза свиты.

Во-вторых, в замковой части Таежного месторождения на основании анализа детальных магнитных планов А.М.Сафоновым** установлено резкое угловое несогласие в залегании рудной и надрудной толщ. Оно зафиксировано по поперечной и диагональной к слоистости и подошве надрудной толщи ориентировке рудных тел, которую трудно объяснить только гофрировкой рудной пачки при межслоевом скольжении.

Указанные признаки могут свидетельствовать о завершении рудообразования до отложения надрудной толщи и последующего преобразования всего разреза свиты ультраметаморфическими гранитами.

Минеральный состав и его зональность в рудных телах Южно-Алдан-

---

* Установлен В.И.Ганощким.

** Личное сообщение.

ских месторождений хорошо изучены только в части нерудных минералов. Рудные минералы и отношения их с силикатами, а также зональность оруденения изучаются лишь в последние годы. Полученные результаты позволяют уточнить некоторые генетические выводы.

Так, А.Б.Шепелем /19/ определены общие пределы температур минералообразования - от 860 до 400 °С. При этом отмечено возникновение и преобразование магнетита главной генерации при самых высоких температурах (не ниже 640 - 720, до 800 °С). В нашем случае основную ценность имеют наблюдения над высокотемпературными ассоциациями магнетита, так как они наиболее близки к первоначальным условиям его образования.

Такие парагенезисы (форстерит + магнетит, фассаит + магнетит, шпинель + форстерит + магнетит) достаточно распространены. В них преобладает полигональная структура с одинаковыми структурными взаимоотношениями магнетита, пирротина, пирита, халькопирита, людвигита и сопутствующих силикатов. Строго говоря, она свидетельствует только об одновременной кристаллизации главной генерации рудных минералов. Эти взаимоотношения между ними в основном сохраняются и в более низкотемпературных ассоциациях с клиногумитом, диопсидом, амфиболами и даже флогопитом. Хорошо сохраняются при этом и структуры распада твердых растворов шпинели в магнетите.

Одновременное образование подавляющей массы магнетита, а следовательно, и других рудных минералов, подтверждено наблюдениями М.П.Мазурова /10, 11/ над отношениями магнетита и шпинели в рудах. Обнаружено, что в них присутствует две генерации шпинели: одна из них равновесна с магнезиальными силикатами, отличается более высокой железистостью и количественно преобладает; другая присутствует только в агрегатах магнетита, причем не рассекает его зерна, а располагается в межзерновом пространстве. Она возникла вытеснением из магнетита компонентов распада твердого раствора шпинель + магнетит при его перекристаллизации. Это устраняет основной критерий разделения магнетита на две генерации - магматическую и постмагматическую стадии рудообразования /15/.

Таким образом, подавляющая масса магнетита представлена одной высокотемпературной метаморфогенной генерацией, которая кристаллизовалась одновременно с сульфидами и людвигитом ранних генераций и в дальнейшем изменялась незначительно. Такое заключение подтверждено и отсутствием принципиальных различий в содержании примесей титана, марганца, магния и алюминия в магнетитах разных по температуре парагенезисов /11/. Наряду с этим отметим признаки дометаморфического происхождения магнетита и его последующих изменений.

К первым относятся проблематичные реликтовые структуры магнетитовых зерен: неправильные включения таблитчатого спекулярита, переходящего в мушкетовит; явления регенерации ранее растворявшихся зерен до современных полигональных очертаний и размеров; глобулярное строение отдельных индивидов. Природа реликтовых структур неясна, но они свидетельствуют о том, что главная генерация полигонального магнетита не является первичной.

К вторым признакам явно наложенных изменений относится характерная сидеронитобластовая структура агрегатов магнетита и одинаковые размеры его зерен с магнезиальными силикатами (0,3–0,6 мм), которые заметно превышают размеры зерен минералов во вмещающих породах (0,1–0,2 мм). Они подтверждают то, что в рудных телах произошли дополнительные процессы перекристаллизации и минералообразования по сравнению с рудовмещающим комплексом метаморфических пород.

Исследование закономерностей размещения природных разновидностей руд обнаруживает сложную минералогическую зональность залежей. Скарновая зональность кажется наиболее ярко выраженной благодаря доступности наблюдению непосредственно в керне скважин. Она подробно описана и тщательно обоснована Л.И.Шабыниным [15, 16], и в своей скарновой природе у нас сомнений не вызывает. Однако такая контактово-метасоматическая зональность проявляется по закономерной смене только магнезиальных силикатов в рудных телах и прилегающих к ним скарновых зонах – независимо от поведения главных рудных минералов, а потому она не характеризует зональность оруденения.

Наоборот, самой ценной в этом отношении оказалась латеральная и стратиграфическая зональность рудной минерализации, дополнительно изученная нами в последние годы. Региональная латеральная зональность проявляется на площади главных складчатых рудных полей – Лебединского и Дес-Хатыминского. Она заключается в неоднородности минерального состава руд разных месторождений по сопутствующим магнетиту полезным и некоторым нерудным минералам: ортиту, кобальтоносному пириту, людвигиту, халькопириту, скаполиту. На фоне однотипного магнезиально-силикатного сульфидно-магнетитового состава руд такая неоднородность свидетельствует о различиях в первичной литолого-фациальной обстановке формирования месторождений.

Локальная латеральная и стратиграфическая рудная зональность проявляется в отдельных месторождениях, но отчетливо выражена только в наиболее мощных залежах нижней рудной пачки Таежного месторождения и на Пионерском месторождении. При малых мощностях рудных пачек и тел она не выявляется (Десовское и другие месторождения). Оба типа локальной зональности полнее изучены на примере опорного струк-

турного профиля № 28 Таежного месторождения, где нижняя рудная пачка непрерывно прослежена на обоих крыльях и в замке опрокинутой брахисинклинальной структуры, погруженной до глубины 1150 м.

При этом латеральная зональность видна на фоне четко слоистого строения единого рудного тела мощностью 90 - 150 м, протяженного в плоскости разреза на 2700 м. Зональность подчеркивается пластообразными прослоями богатых руд (содержание железа 55 - 62 %) мощностью 5 - 12 м при длине до 500 - 1000 м, а также различной протяженностью прослоев с людвигитовой минерализацией в лежачем и висячем боках рудного тела.

Стратиграфическая рудная зональность выражается в асимметричном размещении основных разновидностей руд в поперечном разрезе главной залежи: прослои богатых магнетитовых руд и людвигитовая минерализация в рядовых рудах тяготеют к лежачей половине рудного тела и только в центральной по его простиранию части руды с людвигитом развиваются на всю мощность.

Описанные типы локальной рудной зональности практически не связаны со скарновой зональностью, которая имеет более мелкие масштабы и проявляется на их фоне. Поэтому, как и региональную зональность оруденения, их проще объяснить фациальными условиями рудоотложения, а не унаследованностью от первичного состава пород при магнезиальном метасоматозе.

В последнее время неоправданно большое значение в рудообразовании уделяется процессам серпентинизации и сопряженным с нею гидротермально-метасоматическим изменениям околорудных пород /5/. С этим невозможно согласиться по ряду причин.

Доказано, что серпентинизация и сопутствующие ей процессы минералообразования наложены на магнезиально-силикатные руды /13, 15, 16/. Серпентинизированные руды и породы повсеместно размещаются внутри рудных и безрудных магнезиальных скарнов и занимают в них от 12 % объема на Таежном до 55 % в западной части Десовского месторождения. Они контролируются мощными пологосекущими зонами разрывов и рассланцевания, либо межслоевого скольжения и интенсивного кливажа.

Текстурные формы агрегатов магнетита, сульфидов и людвигита главной генерации, а также ограничения их зерен при серпентинизации сохраняются без изменений. Общей картины не меняет появление псевдоморфоз-ашарита по людвигиту и локальные явления интенсивного растворения магнетита и пирротина с возникновением губчатых каемок, петельчатых и раскрошенных структур замещения магнетита и пирротина серпентином. Растворение сопровождается местным переотложением

гистерогенного магнетита и пирита в форме дендритовидных сростков, параллельных жилок и ромбовидных сетчатых агрегатов (по кливажу), а также каемок обрастания ранних рудных минералов. Однако содержание такого магнетита незначительно и крайне редко достигает 10 %.

Сказанное подтверждает лишь негативную преобразующую роль серпентинизации, которая является результатом локального ретроградного гидротермального метаморфизма, и обосновывает ее ничтожное значение в рудообразовании.

Взаимоотношение скарнов и оруденения вызывают наибольшие разногласия. Во многом они обусловлены полигенетической природой и явлениями конвергенции скарновой группы железорудных месторождений /12/. По вопросу алданской железорудной формации существуют крайности - от попыток связать образование руд только со скарновым процессом до полного отрицания скарновой природы рудовмещающих магнезиально-силикатных пород. Для решения этого вопроса необходимо определить положение алданской формации среди магнезиально-скарновых месторождений.

Сторонники скарнового генезиса оговаривают, что формация алданского типа относится к абиссальной фации в отличие от аналогичных гипабиссальных месторождений. Но далее их генезис рассматривается совместно и важная исходная оговорка часто теряется. Однако резкие различия между обеими группами месторождений обязывают постоянно рассматривать формацию алданского типа в качестве самостоятельной рудной формации с обязательными для нее особенностями: всегда стратиформным типом оруденения, сопряжением с автохтонными, а не интрузивными гранитами, специфичным комплексом полезных минералов, совместным с другими железорудными формациями развитием в архейских комплексах. Общность других признаков с магнезиально-скарновыми месторождениями гипабиссальной фации, особенно яркая в составе силикатной части руд и зональности скарнов, не дает права считать их генезис одинаковым.

В то же время нет оснований сомневаться в скарновой природе рудовмещающих магнезиально-силикатных пород и одноименных силикатов в рудах. Она убедительно подтверждается постоянством таких особенностей, как скарновая зональность, резкие и простые по строению контакты между зонами, устойчивость химического состава и массивная текстура пород, моно- и биминеральный парагенезис силикатов в продуктах определенных стадий минералообразования, четкие различия в химическом составе одноименных минеральных видов в разных парагенезисах, метасоматические изменения доломитовых мраморов, преобразующихся в кальцифиры с характерным сдвигом изотопных отношений угле-

рода (от - 1,0 - (+) 0,6 в мраморах до - 2,3 - (-) 6,4 в кальцифирах).

Однако все эти особенности проявляются независимо от поведения рудных минералов, которые подчиняются другим закономерностям. В региональном плане это видно по отсутствию руд в благоприятных (с позиций скарновой гипотезы) контактовых зонах доломитовых мраморов и кальцифиров с автохтонными гранитами и мигматитами тимптоно-джелтулинской серии. В то же время такие контакты продуктивны при наличии в разрезе метабазальтов, подстилающих горизонты карбонатных пород (характерно для федоровской свиты).

Непосредственно в рудоносных скарнах магнетит и сульфиды достигают равных концентраций в любых по составу скарновых зонах, даже в кальцифирах. Незначительную избирательность в этом отношении обнаруживает людвигит, но и он присутствует в сопоставимых концентрациях среди разных скарнов - форстеритовых, клиногумитовых, диопсидовых и флогопитовых. Косвенно независимость рудных минералов от состава скарновых зон отражена и в представлениях сторонников скарнового происхождения руд - по безучастности магнетита, сульфидов и людвигита в минеральных парагенезисах метасоматических колонок.

Обращает также внимание практически полное отсутствие структурного контроля в размещении руд внутри скарнов: степень оруденения и состав рудных минералов могут быть равноценны и в складчатых и линейно-пластовых зонах, при наличии рассланцевания, ранних разрывов и будинажа, либо без них. К подобным деформациям приурочены лишь мелкие секущие тела - свидетели частичного перемещения рудного вещества при наложенных процессах. Использование таких фактов для обоснования эпигенетической природы руд неправомерно из-за их незначительности.

Отмеченные признаки независимости скарнов и оруденения с учетом их пространственного совмещения Л.И.Шабынин объясняет наложением главной массы рудных минералов на более ранние скарны и частично их одновременным образованием. Серьезного обоснования такому заключению не дано, а третий возможный вариант доскарнового происхождения руд почти не обсуждается. Между тем сказанное выше ставит под сомнение эпигенетический характер рудных минералов главной генерации.

В определении времени появления руд относительно скарнов бессильны такие неоднозначные критерии, как пространственное соотношение их объемов (наблюдается полное или частичное совпадение), характер контактов руд со скарнами (могут быть резкими и постепенными), литологический и стратиграфический контроль (одинаков), сравнительный состав силикатов в рудах и безрудных скарнах (совпадает). Оста-

ется сосредоточить внимание на традиционном и главном критерии способа рудоотложения - текстуре руд.

В прежние годы Д.П.Сердюченко /13/ обращено внимание на признаки слоистого строения руд, которые использованы в качестве одного из доводов в пользу их первично-осадочного происхождения. Однако в деталях они остались не изученными. Л.И.Шабынин объясняет рудную слоистость как унаследованную от исходных осадочных пород, заместившихся рудоносными скарнами.

Слоистая текстура руд месторождений Южно-Алданского района значительно искажена, а иногда совсем уничтожена метаморфической полосчатостью с сопутствующим рассланцеванием и мелкопятнистыми текстурами в зонах интенсивной перекристаллизации. Она достаточно хорошо видна по смене состава рудных минералов (магнетит + сульфиды, магнетит + людвигит, магнетит без сульфидов, сульфиды без магнетита и др.), по изменению их концентрации в пределах однородных скарновых зон и, наоборот, по смене скарновых зон внутри интервалов с одинаковым содержанием магнетита. Все эти признаки слоистости отчетливо выступают на графиках химического опробования, особенно четко, на каротажных диаграммах.

Для их систематического изучения нами использован метод ритмотекстурного анализа Н.И.Чернышева /17/. Наблюдения проведены двумя независимыми способами - непосредственными измерениями мощности рудных слоев в керне скважин и на каротажных диаграммах магнитной восприимчивости (для магнетита) и методом электродных потенциалов (для сульфидов). Оба способа показали одинаковые результаты.

В результате выявлено ритмично-слоистое распределение рудных минералов, которое выражается в существовании ритмов мощности слоев семи порядков - около I мм, 2 - 5 мм, I0 - 25 мм, I0 - 20 см, 35 - 65 см, 0,8 - 2 м, 3,5 - 6 м, а также в различном порядке ритмов для сульфидов, магнетита и людвигита при их нахождении совместно и порознь (для сульфидов характерна самая тонкая ритмичность, часто опережающая ее на один порядок у магнетита и на два - у людвигита).

При этом тонкая ритмичность отчетлива на фоне однородных скарновых зон, а рудные слои большой мощности нередко содержат несколько метасоматических зон силикатов разного состава; ритмы двух первых порядков проявлены хуже (уничтожены перекристаллизацией), остальные выражены хорошо; все ритмы проявлены одинаково в скарновых парагенезисах любых стадий минерализации (от магматической до стадии серпентинизации).

Выполненные наблюдения показывают, что распределение рудных минералов не зависит от скарновой зональности, но совершенно анало-

гично седиментационной ритмичности нормальных осадочных пород, первично-осадочных метаморфизованных пород, вмещающих рассматриваемые руды (мраморы, плагиогнейсы), а также пластов железистых кварцитов в железисто-кремнистых формациях. Эти особенности рудной слоистости не находят объяснения в варианте отложения рудных минералов одновременно со скарнами, тем более после них. Остается признать, что основная рудная минерализация возникла до появления скарнов, а рудные компоненты отлагались осадочным путем.

Таким образом, обсуждаемые руды являются не скарновыми, а скарнированными. Причины относительно безучастного поведения магнетита и других рудных минералов при замещении нерудной составляющей руд скарновыми минералами пока неясны. Однако реальность такого поведения магнетита убедительно подтверждается сохранностью его микрослоистых агрегатов и при других метасоматических процессах, например в зонах интенсивного щелочного метасоматоза месторождений железистых кварцитов [1].

При изучении других районов проявления формации алданского типа наметилась ее принадлежность к единой группе так называемых "полосчатых железорудных формаций докембрия". Наряду с охарактеризованным ритмично-слоистым строением ее руд, такая аналогия лучше всего подчеркивается их тесным переслаиванием с железистыми кварцитами в месторождениях Украинского щита (Молдовское, Грушковское, Володарское, Корсакское и другие [7]; Ярощук [18]). В той же позиции они известны среди месторождений Центральной Швеции [16], а в последнее время обнаружены Р.Н.Ахметовым и на Алданском щите - в скв. № 1010 и 1013 Ималыкского месторождения.

Перечисленные месторождения железистых кварцитов принадлежат к метабазитовой или смешанной лептит-метабазитовой вулканогенно-осадочной формации киватинского типа. Отмеченные в них проявления руд алданской формации позволяют выявить признаки их исходного минерального состава. Этому способствует относительно слабое развитие магнезиальных силикатов. В частности, главными спутниками магнетита и сульфидов здесь является доломит, а на Ималыкском месторождении даже магнезит. По-видимому, именно эти минералы, редко встречающиеся в реликтовой ассоциации с магнетитом и сульфидами среди руд Южно-Алданского района, следует считать первичными - доскарновыми минералами.

Сходство алданской и киватинской железорудных формаций докембрия подтверждается и другими их геологическими особенностями [6]; троговым типом структур рудоносных формаций, амебовидными в плане контурами складчатых рудных полей и верхнеархейским возрастом рудо-

носных комплексов; общностью морфологии, внутреннего строения и условий залегания рудных тел при соответствии их мощностей, протяженности по простиранию и запасов руд; отчетливой парагенетической связью железных руд с метабазальтами, которые повсеместно подстилают продуктивные горизонты; частой зараженностью вмещающих пород бором в форме турмалина и магнетитовым составом руд.

Проведенная аналогия указывает на общность условий образования руд алданской формации с железистыми кварцитами формации киватинского типа, что позволяет учесть ее в разработке схемы генезиса магнезиально-силикатных сульфидно-магнетитовых руд. Решению этой задачи способствует и вторая наметившаяся аналогия алданской железорудной формации – ее сходство со стратиформными месторождениями некоторых колчеданных формаций вулканогенно-осадочного происхождения.

Самые общие признаки сходства между ними, как и при аналогии двух первых формаций, – приуроченность рудовмещающих формаций к структурам типа авлакогенов, в тесной парагенетической связи продуктов горизонтов с подстилающими метабазальтами; в одинаковой линзо- и пластообразной форме рудных тел и соизмеримости их размеров, в многоярусном, согласном залегании залежей и слоистой текстуре руд. Сходство усиливается близостью парагенезисов рудных элементов (железо, медь, цинк, кобальт и др.) и рудных минералов (магнетит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит), между которыми существуют количественные различия, а также наличием латеральной и асимметричной стратиграфической рудной зональности.

Родство обеих формаций настолько велико, что позволяет наметить по некоторым дополнительным критериям конкретные аналоги в ряду колчеданных формаций. Так, положение руд в зоне стратиграфического перехода от вулканических пород основного состава к терригенно-карбонатным образованиям сближает алданскую формацию с колчеданными месторождениями филизчайского типа (по классификации [4]).

С другой стороны, геохимические особенности подстилающих метабазальтов и руд (натриевый профиль базальтов с отношением $K_2O:Na_2O = 0{,}26$, сдвиг $\delta^{34}S$ в сульфидах руд в сторону утяжеления от +0,4 до +7,0 и отношение в них свинца, цинка и меди, равное 1:3:7) сближают алданскую формацию с колчеданными формациями уральского и малокавказского типов. Отмеченные черты позволяют считать алданскую формацию своеобразной ветвью ряда колчеданных формаций, присущей архейской эпохе.

Установленные аналоги одновременно с присутствием в рудах почти всей гаммы элементов вулканических эманаций (сера, бор, фтор, хлор) трудно объяснить терригенно-хемогенным источником рудного ве-

щества, но вполне логично связать его с подводно-вулканической деятельностью, т.е. признать справедливость соображений Г.Н.Киселева о первичном вулканогенно-осадочном генезисе руд. На этом основании допустимо привлечь к объяснению условий их накопления относительно разработанную модель формирования колчеданных месторождений кипрского типа.

Сказанное выше позволяет предложить схему формирования месторождений алданской железорудной формации в составе пяти этапов минералообразования. Основной принцип обособления этапов - появление на каждом из них качественно различных по вещественному составу либо текстурно-структурным особенностям руд. Обоснование этапов неравноценно вследствие частичного или полного уничтожения признаков ранних этапов последующими.

Первый этап вулканогенно-осадочного накопления магнетита, сульфидов, а в локальных участках и магнезиально-железистых боратов, проходил на фоне осаждения доломитовых и магнезитовых эвапоритов в мелководных лагунах - на границах бассейна с контурами, близкими к современным очертаниям Унгра-Тимптонского синклинория. Он охватывал период раннего вулканизма и седиментации с возрастом не более 3,2-3 млрд. лет /3/. Отложение рудного вещества было обусловлено подводной гидротермальной деятельностью в связи с основным вулканизмом и близко к модели формирования колчеданных месторождений кипрского типа. В результате образовались ритмично-слоистые, предположительно пелитоморфные малосульфидные доломит- и отчасти магнезит-магнетитовые руды с примесью гематита, в том числе и богатые.

Этап обосновывается согласно-пластообразным и многоярусным залеганием рудных тел в стратиграфической зоне резкой смены метабазальтов терригенно-карбонатными фациями метаосадочных пород; латеральной литолого-фациальной и асимметричной стратиграфической рудной зональностью; мегаслоистой текстурой залежей и реликтовой ритмичной макро- и микрослоистой текстурой руд; доломитовым составом вмещающих карбонатных пород и проявлениями в некоторых месторождениях доломит- и магнезит-магнетитовых руд без следов их скарнирования; аналогиями месторождениям колчеданных и киватинской железисто-кремнистой формаций; дометаморфическими реликтовыми структурами магнетита.

Второй этап - прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации обусловил перекристаллизацию руд с появлением в них гранобластовой структуры со средним размером зерен минералов не более 0,2 мм. При этом сохранился исходный минеральный состав, окончательно оформились унаследованные слоистые текстуры руд и произошло сма-

тие залежей в относительно пологие дисгармоничные складки. По времени проявления он близок к завершению вулканизма и седиментации (около 3 млрд. лет).

Этот этап подтверждается структурой реликтовых карбонат-магнетитовых руд, повсеместным развитием высокотемпературных структур распада твердых растворов шпинели и ильменита в магнетите главной генерации и большей интенсивностью смятия рудных тел в складки по сравнению с надрудной толщей месторождения Таежное.

Третий этап *проявился локально* – в пределах Леглиерской синклинали. Он заключался в частичном выветривании и размыве рудной толщи, что привело к образованию кластогенных мартит-спекуляритовых железистых кварцитов месторождения Гематитовое. Он обосновывается признаками стратиграфического несогласия в залегании надрудной толщи месторождения Таежное и ее более слабого метаморфизма по отношению к подстилающим рудным телам. При небольшой роли в рудообразовании этот этап имеет существенное значение в качестве пограничного репера, который отделяет собственно рудообразующие этапы от последующих преобразующих.

Четвертый – скарновый этап сопряжен с ультраметаморфизмом и гранитообразованием в условиях повторного регионального метаморфизма, но амфиболитовой фации. Сопутствующие метаморфизму складкообразование и будинаж обусловили современную структуру рудных полей. Вероятное время его проявления 3-2,6 млрд. лет /3/. Скарновый этап проявился в инфильтрационно-метасоматическом избирательном замещении карбонатов метаморфизованных руд магнезиальными силикатами (форстерит, фассаит, шпинель, позднее – клиногумит, диопсид, роговые обманки и флогопит). Вмещающие породы заместились скарнами того же состава.

При этом произошло коренное изменение соотношений *шлакообразующих* окислов в рудах, возникла их характерная сидеронитобластовая структура с полигональными очертаниями зерен, достигших размеров 0,3-0,6 мм (для всех минералов), появились преобладающие линзовидно-пятнистые текстуры и редкие, мелкие секущие формы залежей.

Четвертый этап обосновывается, несомненно, скарновой природой магнезиально-силикатных вмещающих пород и нерудной составляющей руд, существенным укрупнением зерен рудных минералов и сидеронитобластовой структурой их срастания с силикатами, всеми признаками независимости поведения рудных минералов от скарнов разных по составу зон и стадий минералообразования (признаки наложения скарнов на руды); равной степенью развития мигматитов по всему разрезу рудоносной свиты, включая надрудную толщу.

Пятый этап локального гидротермального метаморфизма обусловил серпентинизацию части объема руд, которая сопровождалась заметным растворением магнетита, сульфидов и переотложением их в форме дисперсных и тонких сетчато-жильных скоплений. Время его проявлений, скорее всего, соответствует завершению процессов формирования Унгра-Тимптонского синклинория в период 2,I - I,8 млрд. лет /8/. Главное обоснование этого этапа - его четкий структурный контроль зонами хрупких деформаций и рассланцевания.

Степень проявления охарактеризованных, генетически различных этапов минералообразования в конкретных месторождениях формации алданского типа различна, что необходимо учитывать при определении формационной принадлежности новых проявлений близких по составу руд.

Предложенную схему следует считать лишь оптимальным вариантом рабочей гипотезы генезиса месторождений алданской железорудной формации, поскольку она лучше других устраняет противоречия в существующих взглядах. В то же время она вскрывает широкий круг вопросов, требующих проверки и уточнения (увязка абсолютного времени крупных геологических событий с этапами минералообразования в рудах, термобарометрия типоморфных рудных парагенезисов и др.). Только после этого ее можно положить в основу разработки современной модели рудообразования.

Однако в настоящем виде приведенная схема показывает, что генезис рассматриваемых месторождений невозможно ограничить даже рамками какой-то одной серии существующих генетических классификаций, в том числе и наиболее емкой серии метаморфогенных месторождений. Этому препятствует скарновый этап преобразования метаморфизованных вулканогенно-осадочных руд - главная причина конвергенции их конечного состава при сравнении с собственно контактово-метасоматическими железорудными месторождениями. Поэтому тип месторождений алданской формации следует считать полигенетическим.

Проведенные выше аналогии между тремя рудными формациями (алданская карбонатно-щелочноземельно-железистая, киватинская железисто-кремнистая, смешанная филизчайско-уральская колчеданная) позволяют говорить об их принадлежности к единому генетическому семейству рудных формаций. Примеры их попарного совмещения в едином разрезе отдельных месторождений или положения на одном стратиграфическом уровне на Алданском и других щитах указывают на возможность обнаружения недостающих членов семейства в общих стратиграфических подразделениях крупных докембрийских структур земной коры.

I. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. - М. : Наука, 1966. - 158 с.

2. Геология Якутской АССР. – М. : Недра, 1981. – 300 с.
3. Геохронология СССР. – Л. : Недра, 1973. – Т. 1. 296 с.
4. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов. – М. : Изд. ВИНИТИ, 1982. – 167 с. – (Итоги науки ; Т. 12).
5. Дерябин Н.И., Сорокин В.Т. Околорудные породы и условия образования магнетитовых руд Десовского месторождения на Алданском щите. – Геология рудн. месторождений, 1981, 23, № 5, с. 79-91.
6. Киселев Г.Н., Кравченко В.М. Сопоставление архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита. – В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск : Наука, 1979, с. 60-66.
7. Кравченко В.М., Ганоцкий В.И., Мальмет Ж.Г. Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите. – Геол. журн., 1976, 36, вып. 4, с. 3-12.
8. Кравченко В.М., Кравченко А.В. Древние коры выветривания железорудных месторождений Алданского щита. – Геология рудн. месторождений, 1981, 23, № 1, с. 75-82.
9. Курицын В.В. Новые данные по стратиграфии архея района железорудных месторождений в центральной части Алданского щита. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1971, вып. 19, с. 62-69.
10. Мазуров М.П. и др. Парагенезисы и состав магнетитов железорудных месторождений Леглиер-Тимптонского рудного пояса. – В кн.: Пробл. теоретической и генетической минералогии. Новосибирск : Наука, 1981, с. 52-59.
11. Мазуров М.П. Ступени отложения и преобразования рудного вещества на скарновых железорудных месторождениях. – В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Винница, 1982, с. 162-163.
12. Овчинников Л.Н. О полигенности скарновых железорудных месторождений. – Геология рудн. месторождений, 1980, 22, № 3, с.58-73.
13. Сердюченко Д.П. и др. Железные руды Южной Якутии. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 519 с.
14. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Павлов В.А. Людвигитовая минерализация и (*Fe-B-TR*)-парагенез в древних платформах. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 135 с.
15. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. – М. : Наука, 1973. – 214 с.
16. Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. – М. : Недра, 1978. – 232 с.
17. Чернышев Н.И. Методика ритмотекстурного анализа осадочных толщ. – Пермь : Изд-во Перм. ун-та, 1978. – 82 с.
18. Ярощук М.А. Сравнительный анализ докембрийских скарново-железорудных формаций Украинского и Алданского щитов. – Геология и геофизика, 1979, № 9, с. 53-62.

УДК 551.71/72:552.16(470.323)

И.Н.Щеголев

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

В разрезе нижнего докембрия Курского бассейна широко распространены железорудные образования. Совокупность данных о специфичности геолого-структурного положения, строения, минералого-петрографиче-

ских, текстурно-структурных, геохимических, петрофизических и иных особенностей свидетельствует о приуроченности их к четырем главным стратиграфическим уровням /12/. Породы разновозрастных железорудных формаций претерпели воздействие регионального метаморфизма различной интенсивности: от фации зеленых сланцев до гранулитовой. Минеральные ассоциации железорудных толщ и вмещающих их пород изучались по отдельным участкам и лишь в общих чертах исследовались стратиграфические подразделения для всего региона /2, 8, 7, 10, 11/.

Изучение особенностей процессов метаморфизма позволило исследователям прийти к выводу о существовании в кристаллических породах КМА метаморфической зональности. Это хорошо видно на примере железистых кварцитов курской серии достаточно полно разбуренных и изученных месторождений (Коробковское, Лебединское, Погромецкое). Дальнейшие детальные исследования показали, что не для всех разновозрастных железорудных формаций характерны широкие вариации метаморфических преобразований. Так, породы железисто-кремнисто-кластогенной формации имеют минеральные ассоциации, позволяющие вполне обоснованно относить их лишь к низкотемпературным фациям (зеленосланцевая), а толщи железисто-кремнисто-гнейсовой формации отражают наиболее типичные условия высокотемпературных ступеней метаморфизма (гранулитовая). Более того, устанавливается закономерная направленность минеральных ассоциаций или петрологических типов регионального метаморфизма во времени.

Прослеживая весь разрез докембрия региона от наиболее древних пород обоянской серии раннего архея к более молодым толщам оскольской серии (верхи нижнего протерозоя), можно убедиться в том, что происходит уменьшение степени прогрессивного метаморфизма от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Причем в породах разновозрастных железорудных формаций КМА преобладает вполне определенный тип метаморфизма. Такая специфичность метаморфических преобразований следствием эволюции геологических процессов в докембрии. На закономерную смену рядов метаморфических фаций и специфичность их геохимической обстановки в истории развития древних и молодых подвижных зон обратил внимание А.А.Маракушев /6/. Тенденция в изменении типов метаморфизма отмечена исследователями и по другим регионам. По их мнению, она связана с закономерным уменьшением общей интенсивности теплового потока в докембрии и увеличении степени его неоднородности по мере увеличения тектонической дифференцированности земной коры /5/.

В толщах выделенных разновозрастных железорудных формаций КМА устанавливаются различия в минеральных ассоциациях и степени мета-

морфических преобразований. Парагенетический анализ комплекса пород железисто-кремнисто-гнейсовой формации в пределах изученных аномалий указывает на преимущественное развитие высокой степени регионального метаморфизма. Среди минеральных ассоциаций железисто-кремнистых толщ распространены следующие: гиперстен + диопсид + магнетит + кварц, гиперстен + магнетит + кварц, гранат + гиперстен + магнетит + кварц, грюнерит (или роговая обманка) + гиперстен + магнетит + кварц. Гнейсы, вмещающие железорудные образования, характеризуются следующими парагенезисами: гиперстен + диопсид + плагиоклаз + + микроклин, кордиерит + силлиманит + микроклин + биотит + кварц, кордиерит + биотит + плагиоклаз + кварц, силлиманит + гранат + биотит + микроклин + плагиоклаз + кварц, биотит + гранат + кварц + плагиоклаз. Отмеченные минеральные ассоциации в соответствии с классификацией Н.Л.Добрецова, В.С.Соболева и др. /3/ указывают на преимущественное развитие гранулитовой фации метаморфизма и реже амфиболитовой.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация в общем характеризуется более низкотемпературными условиями метаморфических преобразований. Метабазиты, вмещающие железистые породы, содержат роговую обманку (или актинолит, тремолит), плагиоклазы и эпидот. Аналогичная ассоциация минералов с эпидотом выделяется и в более низкотемпературных метабазитах Украинского щита /1/. Такой парагенезис можно было бы отнести к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Однако более надежно она может устанавливаться в метабазитах по устойчивости мусковита и ставролита в присутствии кварца /3/. Ставролитовые гнейсы и сланцы широко распространены в разрезе формации. Для них наиболее характерны следующие парагенезисы минералов: ставролит + хлорит + мусковит + кварц, ставролит + гранат + мусковит + + кварц, ставролит + биотит + мусковит + кварц. Железисто-кремнистым породам присущи следующие ассоциации: куммингтонит + магнетит + кварц, актинолит (или роговая обманка) + магнетит + кварц. Редко на контакте с интрузиями в железорудных толщах появляются более высокотемпературные минералы (диопсид, гиперстен). В последнем случае их можно отнести к пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма. Очень редко фиксируются сланцы, которые по ассоциации минералов (кварц + хлорит + актинолит, кварц + биотит + хлорит, кварц + хлорит + карбонат) относятся к низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма. Вполне возможно, что для данного разреза имели место стадии регрессивного метаморфизма (диафторез). Следовательно, для пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации наиболее характерна эпидот-амфиболитовая стадия прогрессивного метаморфизма.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация прослеживается на огромных пространствах в регионе и характеризуется удивительно выдержанным минеральным и химическим составом (по типам пород). Детальное изучение многих участков и железорудных месторождений, расположенных в различных частях бассейна КМА, показало, что породы формации претерпели метаморфизм регионального плана лишь в условиях низких температур – фации зеленых сланцев. Отмеченные ранее нами и другими исследователями /2, 8, 11/ более высокие ступени метаморфизма (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая) в данной формации, вероятнее всего, следствие контактовых проявлений метаморфизма. Так, на ряде месторождений (Лебединское, Стойленское, Погромецкое, Чернянское, Реутецкое, Новоялтинское, Гриневское и др.) обнаруживается сразу несколько фаций метаморфизма с отчетливо проявленной линейностью. Причем иногда наблюдается частое чередование (в пределах десятков и сотен метров) пород низкой, средней и высокой степеней метаморфизма в направлении от центральных зон продуктивной толщи к ее периферии. Такое разнообразие и частая смена метаморфических фаций и тем более резкий перепад температур от 900 до 200 ^{o}C на небольшом расстоянии друг от друга вряд ли характерны для обычного регионального метаморфизма. В классическом понимании исследователей /4/ для регионального метаморфизма характерна выдержанность факторов метаморфизма (в том числе температуры) на больших расстояниях.

Низкотемпературная фация метаморфизма (зеленосланцевая) характерна для всех изученных участков и месторождений КМА. Об этом свидетельствуют ассоциации главных породообразующих минералов железистых кварцитов курской серии. В указанных условиях образовались карбонатно-магнетитовые, сульфидно-магнетитовые, гематито-магнетитовые, магнетито-гематитовые и гематитовые их разности. Во всех типах один из главных компонентов – кварц. Для данной ступени метаморфизма характерны биотит (зеленая слюда) и тальк в ассоциации с магнетитом, гематитом.

Кроме того, в различных типах железистых кварцитов и в разных количествах фиксируются карбонаты: сидерит, сидероплезит, пистомезит, мезитит, параанкерит, магнезиодоломит и доломит. Железистые кварциты, претерпевшие метаморфизм более высоких стадий (эпидот-роговиковая, амфибол-роговиковая), имеют меньшее развитие в регионе. Они установлены на многих участках Щигровско-Оскольской аномальной полосы и значительно реже отмечаются на участках Михайловско-Белгородской полосы (Реутецкий, Костельцево, Гриневский, Новоялтинский, Корочанский и др.) и представлены силикатно-магнетитовыми разностя-

ми. Минеральные ассоциации их следующие: магнетит + куммингтонит + + кварц, магнетит + роговая обманка + куммингтонит + кварц. Высокотемпературные фации метаморфизма (пироксен-роговиковая) встречаются крайне редко среди продуктивной толщи и установлены лишь на Чернянском, Погромецком, Орловском, Малоархангельском и Стойленском участках. Железистые кварциты представлены силикатно-магнетитовыми разностями и образуют выдержанные по простиранию и падению горизонты мощностью от 4 до 30 м. Парагенезисы их минералов следующие: магнетит + гиперстен + диопсид + кварц, магнетит + диопсид + куммингтонит + кварц, магнетит + куммингтонит (роговая обманка или актинолит) + кварц.

С целью получения наиболее объективной информации нами сопоставлялись железорудные толщи курской и обоянской серий, претерпевшие метаморфизм высокой ступени. Важно было выяснить, изменяется ли и как размер главных породообразующих минералов и текстурные особенности их с увеличением степени метаморфизма? Многочисленные количественные подсчеты показали, что основные минеральные компоненты двупироксен-магнетитовых кварцитов курской серии Чернянского участка характеризуются незначительным увеличением размеров по сравнению с одновозрастными железистыми кварцитами многих участков низких ступеней метаморфизма. Однако минералы железорудных толщ обоянской серии, претерпевших метаморфизм также высокой ступени, превышают в 5 – 7 раз размеры чернянских кварцитов (табл. I). При

Таблица I. Сравнение размеров магнетита и кварца из разновозрастных железорудных образований, претерпевших метаморфизм одинаковой ступени

Минерал; размер, мм	Курская серия		Обоянская серия
	Магнетитосодержащие кварциты низких ступеней метаморфизма КМА	Пироксен-магнетитовые кварциты Чернянского участка	Пироксен-магнетитовые железорудные толщи КМА
Кварц	0,0274	0,040	0,283
Магнетит	0,0277	0,044	0,183

возрастании степени метаморфизма изменений в текстурах одноименных продуктивных толщ курской серии не наблюдается. Пироксенсодержащие кварциты характеризуются отчетливо выраженной слоистостью, как и все железистые кварциты нижнепротерозойского возраста.

Для выяснения характера распределения малых элементов нами были выполнены приближенно-количественные спектральные анализы по сильнометаморфизованным однородным железорудным толщам Чернянского

Таблица 2. Средние содержания элементов-примесей в высокометаморфизованных пироксен-магнетитовых железорудных образованиях курской серии Чернянского участка и обоянской серии Курско-Бесединского участка (по 192 анализам)

Порода, минерал	Элементы						
	Mn	Cr	Ni	Ti	V	Zr	Cu
Пироксен-магнетитовые кварциты курской серии							
Порода	0,07	–	0,001	0,008	0,002	0,001	0,0023
Монофракции:							
Кварц	0,004	0,001	–	0,001	–	–	0,0006
Магнетит	0,01	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001
Пироксен	0,50	0,001	0,001	0,020	–	–	0,004
Пироксен-магнетитовые гнейсы обоянской серии							
Порода	0,08	0,001	0,003	0,067	0,0012	0,0016	0,0022
Монофракции:							
Кварц	0,008	Следы	–	0,01	Следы	0,005	0,001
Магнетит	0,018	0,0018	0,0022	0,083	0,0033	0,001	0,0012
Пироксен	0,53	0,003	0,001	0,10	0,001	–	0,002

Порода, минерал	Элементы					
	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ge
Пироксен-магнетитовые кварциты курской серии						
Порода	0,005	–	Следы	0,004	0,01	0,001
Монофракции:						
Кварц	–	–	–	0,001	0,01	–
Магнетит	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Пироксен	0,005	–	Следы	–	0,002	–
Пироксен-магнетитовые гнейсы обоянской серии						
Порода	0,0042	0,001	0,0005	0,001	0,011	0,0021
Монофракции:						
Кварц	–	–	–	0,0018	0,0075	–
Магнетит	0,011	–	0,0011	0,001	0,0026	0,0022
Пироксен	–	–	–	–	0,0025	0,001

и Курско-Бесединского участков. При сопоставлении данных табл. 2 по железорудным породам и их мономинеральным фракциям двух разновозрастных серий и в качественном и количественном отношении наблюдаются различия. Пироксен-магнетитовые гнейсы обоянской серии обнаруживают богаче спектр элементов и в больших количествах концентрируют марганец, хром, никель, титан, цирконий, олово, галлий, германий, чем аналогичные по составу железистые кварциты курской серии. Примерно в равных количествах они содержат медь, цинк, барий. Вели-

чины содержаний микроэлементов в породообразующих минералах одноименных разновозрастных типов пород также неодинаковы. Различия видны из табл. 2, где сопоставляются их концентрации в кварце, магнетитах и пироксенах.

Приведенные данные подтверждают выводы А.А.Глаголева /2/, Н.А.Плаксенко /9/, что с повышением степени метаморфизма вплоть до гранулитовой фации в близких по составу одновозрастных железорудных толщах практически не происходит изменений их текстурно-структурных, геохимических особенностей и не нарушается аутигенно-минералогическая зональность, которая весьма характерна для железисто-кремнисто-сланцевой формации. В разрезе Чернянского месторождения наблюдается постепенный переход от сланцев, безрудных и малорудных кварцитов к рудным их разностям (силикатно-магнетитовым, магнетитовым и железнослюдково-магнетитовым).

Минеральные ассоциации большинства сланцев, вмещающих железистые кварциты курской серии, указывают на низкие температуры их регионального преобразования в пределах фации зеленых сланцев (кварц + серицит + хлорит, кварц + мусковит, кварц + карбонат + + серицит, кварц + биотит + серицит). На участках, где железистые кварциты претерпели более высокие ступени контактового метаморфизма, можно наблюдать в метапелитах пятнистые текстуры, ороговикование и изменение минерального состава. Они становятся существенно биотитовыми, амфиболовыми с тем или иным количеством граната, ставролита, андалузита (кварц + биотит + андалузит, кварц + куммингтонит + гранат, кварц + биотит + мусковит + ставролит, кварц + мусковит + ставролит + гранат, кварц + биотит).

Породы железисто-кремнисто-кластогенной формации претерпели метаморфизм лишь в условиях фации зеленых сланцев. Вещественный состав их разрезов в Михайловском, Белгородском, Тим-Ястребовском синклинориях соответствуют низкотемпературным минеральным ассоциациям. В кластогенных железных рудах преобладают гематит, кварц, магнетит, во вмещающих породах (сланцах, метапесчаниках) - кварц, серицит, хлорит, карбонат, а также в повышенных количествах отмечаются гематит и магнетит.

Таким образом, в породах каждой из выделенных докембрийских железорудных формаций КМА преобладает какая-либо одна ступень регионального метаморфизма. Причем от более древних их формационных типов к более молодым происходит направленное изменение фаций метаморфизма. Наиболее ранняя железисто-кремнисто-гнейсовая формация характеризуется повсеместным развитием минеральных ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма. Парагенезисы железисто-кремнисто-ме-

табазитовой формации свидетельствуют о преобладающей роли амфиболитовой (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой) фации метаморфизма. Железисто-кремнисто-сланцевой формации соответствует низкотемпературная фация (зеленосланцевая) метаморфизма регионального плана. Более высокие ступени метаморфических ее преобразований (пироксен-роговиковая, амфибол-роговиковая), установленные на ряде участков (Лебединский, Чернянский и др.), имеют локальное развитие и связаны с контактовыми воздействиями более поздних интрузий, даек или тектонических нарушений. Наконец, более молодая железисто-кремнисто-кластогенная формация претерпела метаморфизм лишь в условиях фации зеленых сланцев.

Наложенные метаморфические процессы затрудняют расшифровку первичных признаков разновозрастных пород, но не уничтожают их полностью. Многолетнее изучение супракрустальных комплексов докембрия КМА показало, что даже на уровне гранулитовой фации метаморфизма сохраняются первичные признаки осадочных пород. К ним можно отнести псаммитовые структуры, слоистые текстуры, степень сортировки терригенного материала, наличие аллотигенных минералов и др. Все больше появляется работ, свидетельствующих о находках прямых и косвенных реликтовых признаков в кристаллических сланцах, гнейсах, амфиболитах, железорудных толщах различных щитов и массивов.

I. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. – Киев : Наук. думка, 1975. – 230 с.
2. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. – М. : Наука, 1966. – 158 с.
3. Добрецов Н.А., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М. : Недра, 1972. – 288 с.
4. Елисеев Н.А. Метаморфизм. – М. : Наука, 1963. – 423 с.
5. Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. – М. : Наука, 1973, с. 3–20.
6. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. – М. : Наука, 1965. – 327 с.
7. Наумов В.П. О метаморфической зональности в вариациях состава железо-магнезиальных силикатов в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. – Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, 158, с. 142–157.
8. Никольский А.П., Каукин Б.В. Метаморфизм железорудных формаций докембрия юго-западной части Русской платформы. – В кн.: Пробл. образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с. 145–155.
9. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности осадконакопления в докембрии. – Воронеж : Воронеж. ун-т, 1966. – 264 с.
10. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Чибряков А.А. Особенности строения разновозрастных железисто-кремнистых образований докембрия Курской магнитной аномалии, претерпевших метаморфизм гранулитовой фации. – В кн.: Геология, металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж : Воронеж. ун-т, 1973, с.3–10.
11. Полищук В.Д., Полищук В.И. Метаморфизм пород докембрия КМА. – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических

образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, т. 2, с. 164-172.
12. Щеголев И.Н. Геология рудоносных железисто-кремнистых формаций раннего докембрия Курской магнитной аномалии: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. - Воронеж, 1980. - 48 с.

УДК 553.311.041.(477.53)

В.Ю.Фоменко, М.Н.Коржнев, Е.Ш.Пиковский, С.И.Терещенко

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ГАЛЕЩИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРЕМЕНЧУГСКОГО РАЙОНА

В последние годы доказан сложный полигенный характер многих рудных месторождений. Особенно ярко он проявлен в месторождениях, связанных с метаморфическими комплексами пород. Предпосылки для их образования обычно заложены уже в седиментационный этап, определивший первичную обогащенность пород теми или иными элементами, а сам процесс рудообразования связан с перераспределением этих элементов при метаморфизме и гипергенезе.

Примером таких месторождений могут служить месторождения богатых железных руд, связанные с железисто-кремнистыми формациями докембрия.

Теоретические основы образования этих месторождений разработаны Я.Н.Белевцевым /1, 2 и др./, показавшим, что процесс накопления железа в них был полигенный и состоял из последовательно развивающихся этапов: первично-седиментационного, метаморфического и гипергенного. Образование залежей богатых руд связано с двумя последними этапами.

Однако существуют и другие представления о происхождении этих руд. Одна из таких гипотез происхождения богатых железных руд, которую в свое время развивал для Галещинского месторождения Кременчугского района М.Н.Доброхотов /3/, - гипергенная. При изучении условий формирования богатых железных руд и железистых кварцитов Галещинского месторождения в 1979 - 1980 гг. нами получены новые данные, позволяющие еще раз обсудить вопросы генезиса этих руд.

В пределах Галещинского месторождения богатых железных руд, как и в Саксаганском районе Кривбасса, выделяются два генетических их типа: метаморфический (гипогенный) с наложенными процессами гипергенеза, имеющий преимущественное развитие на месторождении, и гипергенный /5/.

Одним из доказательств гипогенного характера начальных этапов рудообразования является наличие петельчатых структур, образованных мартитом в полурудных прослоях железистых кварцитов. Мартит здесь

резко ксеноморфен по отношению к кварцу. Эти структуры, встреченные нами вблизи рудных тел, существенно отличаются от обычных структур железистых кварцитов месторождения, где очертания зерен мартита определяются изометричной формой исходного магнетита и его сростков. В отличие от них очертания мартита в петельчатых структурах определяются формой окружающих зерен кварца. Полурудные прослои при этом состоят из ориентированных вдоль слоистости цепочек зерен кварца, которые цементируются мартитом. При большом увеличении видно, что изометричные зерна кварца имеют мелкозубчатые, мелкозаливообразные очертания. Обращает на себя внимание также большое разнообразие размеров зерен кварца во включениях (от 0,005 до 0,03 мм). Такие морфологические особенности могут свидетельствовать об остаточном характере кварца в процессе его растворения.

Петельчатые структуры наблюдались нами не только в железистых кварцитах. Нередко они сохраняются и в пористых рудах, где кварц отсутствует, а петлеобразные образования мартита оконтуривают поры. Агрегаты мартита при этом характеризуются в рудах более крупными размерами, чем в железистых кварцитах. Структуры, подобные описанным выше, но образованные не мартитом, а магнетитом, были встречены вне зоны окисления, в железистых кварцитах горизонта $PR_1 sx^3_1$. Здесь с помощью травления плавиковой кислотой выявлены следы разрастания зерен магнетита, частично наследующих поры, образовавшиеся при растворении кварца. Новообразованный магнетит имеет зональное строение, причем крупные зерна его содержат многочисленные включения мелкозернистого магнетита и кварца, захваченные в процессе роста кристалла-хозяина. Внешние контуры зерен новообразованного магнетита подчинены форме зерен окружающего кварца. Нередко от них отходят мелкие магнетитовые прожилки, углубляющиеся в межзерновые пространства кварца.

Формирование подобных структур в сочетании с сопутствующими формами растворения кварца можно объяснить тем, что оно происходило на начальных стадиях метаморфизма, когда из растворов некоторое количество железа выпадало одновременно с начинающимся растворением кварца и выносом кремнекислоты. Источником железа в этом процессе могли быть железисто-кремнистые породы, перемещение железа в которых при метаморфизме, по имеющимся для Центрального района Кривого Рога данным, допускается в объеме 3–5 % от общего его содержания.

Таким образом, мартит, встречающийся в виде резко ксеноморфных по отношению к кварцу зерен, образующий петлеобразные и цементационные структуры в железистых кварцитах и богатых железных рудах следует рассматривать как развитый по магнетиту, новообразован-

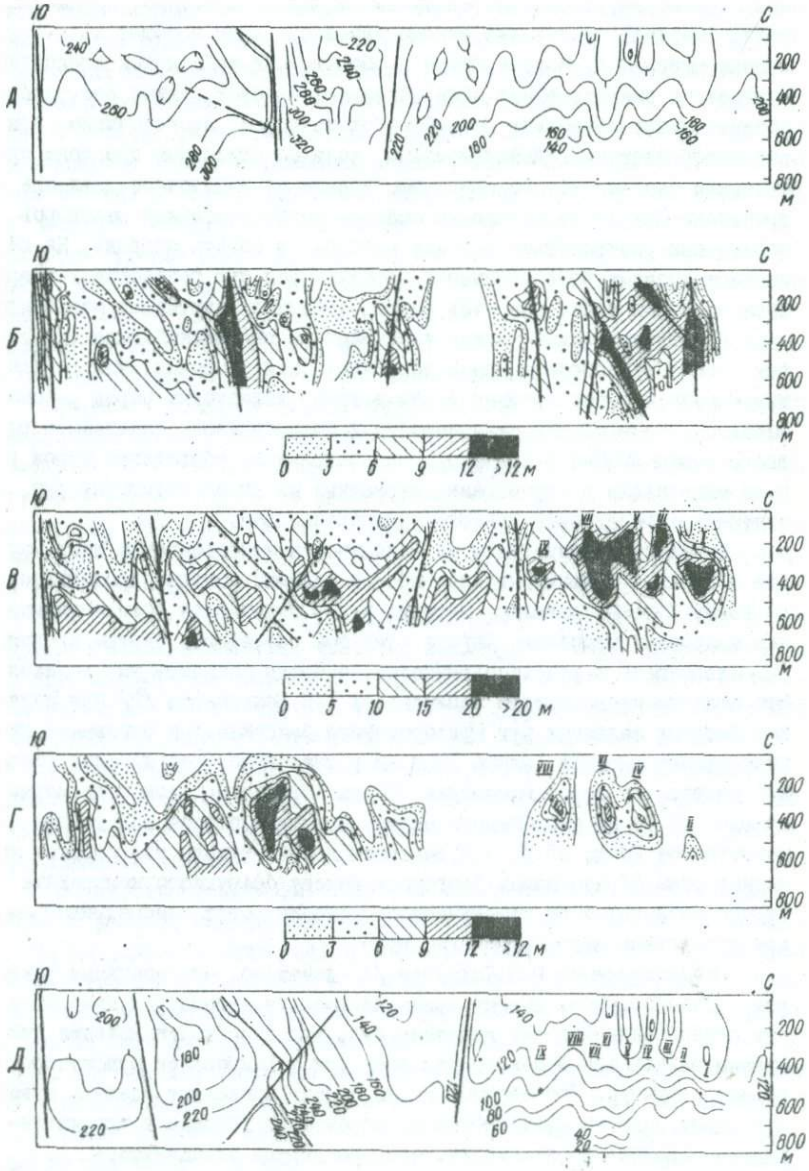
ному при метаморфизме. По нашим наблюдениям, новообразованный магнетит (мартит) составляет весьма небольшую долю в общем количестве рудных минералов, содержащихся в обогащенных железистых кварцитах и рудах, и слагает в них лишь отдельные прослои. Такое его распределение можно объяснить послойным скольжением, происходящим при складкообразовании. Действительно, если по отдельным прослоям происходило скольжение, то кварц там испытывал избыточное давление и дробился. При соответствующем составе метаморфогенных растворов он должен был растворяться в таких прослоях в первую очередь. На начальных стадиях этого процесса образующиеся при растворении кварца поры частично использовались разрастающимися индивидами магнетита.

Приведенные выше данные указывают на гипогенный характер первых этапов рудообразования и позволяют сделать вывод, что растворение кварца и вынос кремнекислоты в толще железистых пород района начались уже в период складчатости и метаморфизма. Дальнейшее развитие этого процесса привело к относительному обогащению пород рудными минералами и образованию первичных кварц-магнетитовых руд, измененных впоследствии гипергенными процессами.

Интересные результаты на Галещинском месторождении дает изучение контактов железистых кварцитов с рудами, которое проводилось по керну буровых скважин. Нередко здесь отмечаются зоны выклинивания кварцевых прослоев. Ширина этих зон составляет первые сантиметры. Слоистость в рудах сохраняется, а общая мощность уменьшается. Это явление неоднократно наблюдалось Я.Н.Белевцевым [2] при изучении богатых железных руд Криворожского бассейна. На основании многочисленных замеров (свыше 100) им установлено, что из слоя (пачки) железистых пород мощностью 100 см образуется слой руды мощностью от 45 до 80 см. Следовательно, величина сжатия или усадки изменяется от 20 до 55 %. Я.Н.Белевцев делает вывод, что богатые железные руды образовались благодаря выносу безрудного компонента (кремнекислоты) и по генетической сущности могут рассматриваться как остаточные метаморфические руды.

Исследованиями Г.В.Тохтуева [4] доказано, что основным фактором, способствующим выносу кремнекислоты из железистых кварцитов при образовании богатых железных руд, является возникновение дифференциальных зон высокого давления при формировании рудоконтролирующих структур. Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что такие зоны на Галещинском месторождении возникали при интенсивном межслоевом скольжении, сопровождавшем складчатость.

Признаки межслоевого скольжения и сопряженного с ним перемещения кремнекислоты, кроме изучения под микроскопом, устанавлива-


А
Ю
С
240
260
280
300
220
240
260
280
300
320
220
200
180
160
140
180
160
200
200
400
600
800
м
Б
Ю
С
200
400
600
800
м
0 3 6 9 12 >12 м
В
Ю
С
200
400
600
800
м
0 5 10 15 20 >20 м
Г
Ю
С
200
400
800
800
м
0 3 6 9 12 >12 м
Д
Ю
С
200
180
200
220
220
120
140
160
180
200
220
240
260
280
300
140
120
100
80
60
40
20
200
400
600
800
м

ются и при визуальном изучении керна. Так, в железистых кварцитах иногда наблюдаются структуры будинаж, большое значение которых как рудоконтролирующих на месторождениях богатых железных руд отмечено Г.В.Тохтуевым [4]. По своим морфологическим особенностям они представляют собой классический пример будинажа, развивающегося в крыльях складчатых структур за счет растаскивания при интенсивном межслоевом скольжении менее компетентных безрудных прослоев. О межслоевом скольжении в породах свидетельствуют также обычные для железистых кварцитов послойный кливаж и кливаж скалывания. Нередко в железистых кварцитах наблюдаются послойные желвакообразные выделения молочно-белого кварца или жилы, выполненные таким кварцем, не выходящие за пределы безрудных прослоев. Интересна морфология этих жил. Они представляют собой выполненные кварцем трещины кливажа скалывания. Окончания жил переходят в безрудные микропрослои в рудных прослоях железистых кварцитов, что однозначно указывает на перемещение из последних кремнекислоты и разгрузку ее в приоткрывающихся трещинах скалывания. Можно утверждать, что такие явления как дробление хрупких кварцевых микропрослоев, перемещение при наличии флюидной фазы кремнекислоты вдоль слоистости железистых кварцитов и ее разгрузка в благоприятных структурных условиях сопровождали межслоевое скольжение при складчатости. Изучение морфологии, состава и температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце, занимающем разную структурную позицию в железистых кварцитах, показывает близость температур образования кварца прослоев и кварца, переотложенного при межслоевом скольжении в трещинах кливажа и замках складок, с колебанием в обеих разновидностях в пределах 350 - 450 °С. Вблизи участков размещения рудных тел эти температуры иногда достигают 490 °С.

В керне скважин на Галецинском месторождении видны упомянутые выше различные типы кливажа, структуры будинаж, мелкая складчатость, т.е. структурные формы, не имеющие самостоятельного значения, а сопровождающие более крупную складчатость. Выделить эту складчатость только по данным бурения довольно сложно. На разрезах и погоризонтных планах видны срезы крупных складчатых структур, однако судить

Проекции основного рудовмещающего горизонта ($PR_1 sk_1^2$) Галецинского месторождения:
а – кровли; *б*, *в*, *г* – мощностей руд (*б* – мартитовых, карбонатно- и железно-слюдково-мартитовых; *в* – дисперсно-гематит-мартитовых; *г* – хлорит-мартитовых и хлорит-гидрогематитовых); *д* – подошвы. Римскими цифрами на проекции "д" пронумерованы замки складок в северной части месторождения. Проекции составлены на основании данных 52 профилей глубокого бурения

по ним о характере складчатости рудно. Поэтому для выделения крупной складчатости на месторождении нами были построены проекции кровли и подошвы основного рудовмещающего горизонта $PR_1 SK_1^2$ на плоскость, параллельную ему (рисунок).

На проекции подошвы основного рудовмещающего горизонта (см. рисунок, д). В южной части месторождения хорошо выделяется пологая синклинальная складка, имеющая в поперечнике размеры до 700 м. Наиболее интенсивная складчатость характерна для северной части месторождения. Здесь наблюдается пологая поперечная складчатость, выраженная в чередовании мелких синклинальных и антиклинальных складок. Расстояние между замками одноименных складок составляет 200 – 300 м. Исходя из анализа "топографии" подошвы и кровли и изменения мощности горизонта на проекциях можно выделить и разрывные нарушения.

Галещинское месторождение расположено в восточном крыле Галещинской синклинали, являющейся структурой второго порядка по отношению к Кременчугскому синклинорию. Поэтому выделенная в южной части месторождения синклинальная складка является уже структурой третьего порядка. В северной части месторождения, по-видимому, вскрыто крыло крупной синклинальной структуры также третьего порядка, осложненное пологой поперечной складчатостью четвертого порядка.

Для выяснения связи оруденения с определенными структурными формами, нами были построены проекции мощностей руд по отдельным разновидностям (см. рисунок, б-г), выделенным М.Н.Доброхотовым [3]: дисперсно-гематит-мартитовым; мартитовым, железно-слюдково- и карбонатно-мартитовым; хлорит-мартитовым и хлорит-дисперсно-гематит-мартитовым. Эти разновидности руд обычно имеют согласные контакты и четко стратифицированы в пределах основного рудовмещающего горизонта из-за различного минерального состава исходных железистых кварцитов. Хлорит-мартитовые и хлорит-дисперсно-гематит-мартитовые разновидности слагают обычно пласт в нижней части горизонта, дисперсно-гематит-мартитовые – приурочены к его центральным частям, а мартитовые, железно-слюдково- и карбонатно-мартитовые – к его верхним частям. Сопоставление проекций мощностей отдельных разновидностей руд с проекциями подошвы и кровли основного рудовмещающего горизонта позволяет выявить связь оруденения с определенными структурными формами. При этом размещение рудных залежей контролируется как складчатыми, так и разрывными структурами. Так, на рисунке, в,г видна преимущественная связь рудных тел со складчатыми структурами, а на рисунке, б-с разрывными. Вероятно, разрывные структуры, ограничивающие как само месторождение, так и крупные складчатые структуры в его пределах, служили зонами выноса кремнекислоты, перемещав-

шейся вдоль слоистости при интенсивном межслоевом скольжении, сопровождавшем складчатость. Признаки такого перемещения устанавливаются в более мелких оперяющих разрывных нарушениях, где по зонам дробления и трещиноватости наблюдается окварцевание. Температуры образования кварца таких зон, по данным изучения газово-жидких включений, достигают 520 °С и постепенно снижаются с удалением от главной зоны разлома. Это свидетельствует об интенсивной миграции в ней высокотемпературных гидротермальных растворов, которые могли выносить кремнекислоту во вмещающие породы. Несомненно, в более позднее время зоны разломов способствовали гипергенному изменению руд на большую глубину.

Таким образом, на основании изучения вещественного состава и структурных особенностей размещения богатых железных руд, а также изучения морфологии, состава и температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце, занимающем разную структурную позицию в железистых кварцитах, вмещающих залежи богатых железных руд Галещинского месторождения, выделяется два генетических типа руд, как это делается Я.Н.Белевцевым /1/ для аналогичных месторождений Саксаганского района Кривбасса: метаморфический с наложенными процессами гипергенеза и остаточно-гипергенный. К последнему относятся тонкодисперсные землистые гематитовые руды, к метаморфогенно-гипергенному – мартитовые и железно-слюдково-мартитовые, хлорит-мартитовые, мартитовые с большим содержанием тонкодисперсного гематита. Образование основной массы богатых железных руд Галещинского месторождения связано с выносом кремнекислоты из пород железисто-кремнистой формации в метаморфический этап их преобразования. Об этом, в частности, свидетельствуют признаки растворения кварца и одновременного разрастания магнетита с образованием петельчатых структур в богатых железных рудах и вмещающих их железистых кварцитах. Одним из основных факторов, способствующих растворению и перемещению кремнекислоты в породах, являлось интенсивное межслоевое скольжение, сопровождавшее складчатость.

1. Белевцев Я.Н., Бура Г.Г., Дубинкина Р.П. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. – Киев : Изд-во АН УССР, 1959. – 308 с.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Наука, 1979. – 275 с.
3. Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. – М. : Недра, 1964. – 220 с.
4. Тохтуев Г.В. Роль геологических структур в метаморфогенном рудообразовании. – В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев : Наук. думка, 1979, с. 23–25.
5. Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Скаржинская Т.А., Пиковский Е.Ш. Условия концентрации железа при формировании богатых железных руд

Галещинского месторождения Кременчугского района. – В кн.: IУ Межведомственного совещ. по пробл. метаморфогенного рудообразования и У Всесоюз. симпоз. по метаморфизму (Винница, май 1982 г.): Тез. докл. Винница, 1982, с. 157-158.

УДК 553.311/477.8/

М.А.Ярощук

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Среди пород метаморфических гранулитовых комплексов руды имеют ограниченное развитие, что, вероятно, прежде всего отражает обедненность этих пород межзерновой флюидной фазой, способной экстрагировать и переотлагать рудные компоненты. Однако при высокотемпературном метаморфизме создавалось сочетание условий, благоприятных для рудообразования, что привело к развитию, в частности, силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд.

Размещение железных руд среди пород гранулитовых комплексов Украинского щита контролируется прежде всего районами и зонами развития нижнепротерозойской осадочно-вулканогенной карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации, установленной в Белоцерковско-Одесской, Орехово-Павлоградской зонах, Приазовском и Правобережном районах Украинского щита. Наиболее изучена эта формация и связанные с ней руды в Белоцерковско-Одесской зоне на западе Украинского щита /13, 14/.

В Белоцерковско-Одесской зоне формация приурочена к конседиментационным грабен-синклинальным структурам вулкано-тектонической природы, заложившимся и развивавшимся на раздробленном архейском фундаменте. Такое структурное положение формации определило небольшие параметры бассейнов накопления осадочно-вулканогенных толщ, их пестрый состав, а также развитие высокоградиентного метаморфизма, протекавшего в условиях дифференциальных движений выступов архейского фундамента. В состав формации входят гнейсы разной глиноземистости, безрудные кварциты (преобладающие в низах разреза), железисто-кремнистые породы (сосредоточенные в молдово-марковатском горизонте в средней части формации), карбонатные породы (тяготеющие к верхам разреза), метавулканиты и интрузивные породы основного ультраосновного состава, встречающиеся в разных частях разреза формации.

Для формации характерна вертикальная и латеральная неупорядоченность, частое переслаивание в разрезах и замещение в плане, на-

пример, карбонатных и железисто-кремнистых пород, а также ультраосновных и основных вулканитов. Породы формации прогрессивно метаморфизованы в гранулитовой фации, интенсивно гранитизированы и диафторированы вдоль зон разломов.

Рассмотрение особенностей состава и условий метаморфизма пород *карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации* определило развитие в ее объеме метаморфических бедных и метасоматических богатых железных руд.

Метаморфические бедные руды представлены крупнозернистыми силикатно-магнетитовыми кварцитами, образовавшимися при изохимическом высокотемпературном метаморфизме хемогенно-осадочных железисто-кремнистых пород. Первичная хемогенно-осадочная природа железисто-кремнистых пород подтверждается их стратиграфической приуроченностью к единому горизонту, существованием в пластах аутигенно-минералогической зональности, зависимостью размеров железисто-кремнистых толщ от параметров бассейнов седиментации и достаточно определенным положением их на реставрируемом седиментогенном профиле формации.

Линзовидные залежи силикатно-магнетитовых кварцитов приурочены к центру железисто-кремнистой толщи, мощность их составляет первые десятки метров, лишь в редких случаях превышает 150 м, протяженность от первых сотен метров до 10 – 12 км. Падение руд крутое, на глубину они прослежены скважинами до 600 м, по геофизическим данным глубина залегания превышает 1,5 км. Железистые кварциты метаморфизованы сингенетично с вмещающей толщей, определенные параметры метаморфизма (T = 650 ÷ 700 °С, $P_{общ}$ = 5 – 7 кбар) отвечают условиям амфибол-гранулитовой субфации гранулитовой фации.

В рядовых рудах, обогащаемых по простым схемам, среднее содержание $Fe_{общ}$ = 29,26 %; $Fe_{магн}$ = 18,9 %.

Метасоматические руды представлены силикатно-магнетитовыми богатыми рудами и самофлюсующимися карбонатно-магнетитовыми рудами (оруденевшими кальцифирами), не требующими обогащения и являющимися новым для Украины типом руд. Развитие этих руд обусловлено процессами метасоматоза, закономерно проявлявшегося в результате возросшей подвижности компонентов при гранитизации и высокотемпературном метаморфизме карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации, где переслаивались контрастные по составу и физическим свойствам породы. Руды приурочены к участкам переслаивания или переходам по латерали железисто-кремнистых и карбонатных пород, а также к тектоническим зонам, фиксируемым развитием процессов диафтореза, внедрением жил гранитов и даек диабазов. Руды образуют

линзовидные и шлировые залежи, в общем подчиненные структуре вмещающей толщи и положению в ней кальцифиров. Протяженность залежей определяется параметрами карбонатных и железисто-кремнистых пород, мощность составляет от I-2 до I5 - 20 м; на Молдовском участке мощность залежи, в которой переслаиваются карбонатно-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды, достигает 90 м при протяженности до 700 м. На глубину руды без следов выклинивания прослежены до 500 - 600 м. Содержание железа в оруденевших кальцифирах в наиболее обогащенных участках и зонах составляет $Fe_{общ} = 36{,}64\ \%$, $Fe_{магн} = 28{,}6\ \%$.

Метасоматическая природа руд устанавливается по следующим признакам:

I) развитию околорудных магнезиальных зональных метасоматитов;

2) реакционным взаимоотношениям магнетита с силикатами и карбонатами и отличием его состава от состава магнетита в рудовмещающих породах (магнетит в рудах обогащен *Mg, Mn* обеднен *Ti, Cr, P, V, Ge*);

3) отличием изотопно-геохимических особенностей кислорода, углерода и серы руд и метасоматитов от изотопно-геохимических особенностей этих элементов в рудовмещающих породах, [I2]; так в рудах и метасоматитах карбонатный углерод облегчен по сравнению с неоруденевшими кальцифирами, а свободный - более "тяжелый" ($\delta^{13}C = -6\ \%$);

4) стадийностью в образовании руд и метасоматитов, свидетельствующей об эволюции физико-химических параметров рудообразующих растворов от более высокотемпературных щелочных к более низкотемпературным кислым. Среди метасоматитов выделяются более ранние биметасоматические существенно пироксеновые, оливин-пироксеновые, реже - гранат-пироксеновые, скаполит-полевошпат-пироксеновые, приуроченные к контактам железисто-кремнистых и карбонатных пород, а также инфильтрационные гидросиликатные (амфиболовые, флогопитовые, скаполитовые, серпентиновые и гидрослюдистые), развитие которых контролируется зонами трещиноватости и катаклаза. Среди руд установлены более ранние разности с пироксенами, оливином, шпинелью, залегающие среди высокотемпературных метасоматитов, а также более поздние гидросиликатные и карбонатно-магнетитовые руды в кальцифирах.

Изучение стадийности и зональности руд и метасоматитов, состава минералов, проведенный термодинамический анализ позволили установить условия образования руд и рассмотреть проблемы возможного источника рудообразующего флюида, железа, способа его переноса и отложения.

Возможным источником флюида, обеспечившего протекание рудооб-

разования в зонах контактов железисто-кремнистых и карбонатных пород гранулитовой фации, могли быть два процесса:

I. Силификация и декарбонатизация мраморов, идущая как регионально под влиянием процессов гранитизации, так и осуществляющаяся при метаморфизме в результате перемещения кремнезема в карбонатные толщи из переслаивающихся с ними гнейсов, кристаллосланцев и железистых кварцитов. Процесс сопровождается отделением больших масс CO_2 и образованием высокотемпературных клинопироксеновых, гранат-пироксеновых, шпинель-оливин-пироксеновых метасоматитов.

2. Взаимодействие кислородоемких железисто-кремнистых пород (в которых fO_2 межзернового флюида определяется буфером силикат-магнетит и при T = 650 + 700 °С превышает 10^{-20} атм) с восстановленными мантийными флюидами, окисляющимися по реакции вида

$$Fe_3O_4 + (CH_4 + CO + H_2) + 3SiO_2 \rightarrow 3FeSiO_3 + 3H_2O + CO_2 . \qquad (I)$$

Реакция является экзотермической, процесс сопровождается развитием в железистых кварцитах кварц-ортопироксеновых метасоматитов, а также генерацией высокотемпературных водно-углекислых флюидов.

Вероятно, указанные флюидогенерирующие процессы особенно интенсивно развивались именно в зонах переслаивания и контактах железисто-кремнистых и карбонатных пород, наиболее контрастных по составу и физическим свойствам, что и обусловило приуроченность к этим зонам руд и метасоматитов.

Источником железа являлись гранитизируемые рудовмещающие толщи, поскольку область рудообразования была непосредственно совмещена во времени и пространстве с областью метаморфизма. Доля железа, экстрагируемого из гранитизируемых толщ, зависела от общего его содержания в конкретных породах и термодинамической устойчивости этих пород. В соответствии с термодинамическим анализом устойчивости пород в зависимости от их равновесности при формировании и затем в условиях ультраметаморфизма [7] наиболее вероятным источником являлись гранитизируемые мафические породы – метабазиты, а также железистые кварциты. Причем гранитизация последних энергетически обеспечивалась уже рассмотренными выше процессами генерации водно-углекислых флюидов и выделением тепла при взаимодействии железистых кварцитов с восстановленными мантийными газами.

Наиболее обоснованной теоретически и подтвержденной экспериментально формой переноса железа, экстрагированного из темноцветных минералов при гранитизации, являются устойчивые в широком диапазоне условий комплексные соединения двойных солей со щелочными металлами и хлором – $(Na, K)[Fe^3\text{-}Cl_4]$, $(NaK)[Fe^2\text{-}Cl_4]$ [4, 8, 9]. На возможное участие этих соединений в рудном флюиде указывает при-

сутствие хлора в газово-жидких включениях и вхождение его в виде изоморфной примеси во многие минералы околорудных метасоматитов (скаполит, клино-гумит, флогопит, амфиболы).

Проведенные термодинамические расчеты позволили определить физико-химические условия разных стадий образования метасоматитов и руд.

Согласно термодинамическим расчетам [6], образование клинопироксеновых и двупироксеновых метасоматитов в кальцифирах при P_{CO_2} = = 4 + 10 тыс. атм. происходило в интервале температур 500 - 700 °С. Образование, в частности, маложелезистых ортопироксенов позволяет определить более точно верхний температурный предел T = 620 °С.

Наиболее ранняя рудообразующая стадия выразилась в обильном выделении мелкозернистого магнетита в силикатах высокотемпературных метасоматитов и образовании межзерновых выделений и шлировых обособлений магнетита вплоть до возникновения участков ортосиликатных руд с пироксеном и оливином. Чаще всего оруденение этой стадии проявлено в фаялитовых или ортопироксеновых метасоматитах, либо приурочено к участкам и зонам развития ортопироксена в двупироксеновых метасоматитах. Вероятно, оруденение было обусловлено фильтрацией обильного потока водно-углекислого флюида, служившего окислителем железисто-магнезиальных силикатов, которые разлагались с выделением магнетита и образованием менее железистого силиката по реакции вида

$$3(FeMg)_2SiO_4 + CO_2 + 3H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 3Mg_2SiO_4 + CO + 3H_2 . \qquad (2)$$

Для протекания этого процесса был необходим проток значительных масс флюида. Так, расчеты показывают, что для окисления 1 г фаялита с переходом в магнетит необходим проток 80 - 100 г CO_2. Процесс замещения силикатов высокотемпературных метасоматитов магнетитом указывает на то, что P_{O_2} в зоне рудообразования превышало 10^{-21} атм, а это свидетельствует о достаточно высоких температурах процесса; фаялит, например, при $P_{O_2} > 10^{-21}$ атм может существовать при $T \sim 700$ °С.

Кислотная среднетемпературная стадия развивалась в результате роста кислотности флюидов в условиях падения ТР и выразилась в образовании в наиболее трещиноватых проницаемых зонах гидросиликатных метасоматитов и приуроченного к ним оруденения. Вероятно, с этой стадией связано также развитие оруденения в серпентинизированных кальцифирах. Согласно проведенному термодинамическому анализу различных минеральных равновесий гидросиликатных метасоматитов и руд, верхний температурный предел их образования составлял 530 -

550 °С, а нижний – 430 °С. Оруденение гидросиликатных метасоматитов также определялось окислением водно-углекислыми флюидами железисто-магнезиальных силикатов с выделением магнетита, идущее на фоне его собирательной перекристаллизации.

Термодинамические расчеты [11] позволили установить граничные отношения $P_{H_2O} : P_{CO_2}$, при которых в температурных условиях кислотной стадии развивались безрудные гидросиликатные метасоматиты либо руды. Расчеты, в частности, показали, что сосуществование магнетита с карбонатом в оруденевших кальцифирах при $T = 327 \div 527$ °С возможно в довольно ограниченных условиях и лишь при высоких P_{CO_2}, что объясняет локальность развития этого типа руд. Проведенный расчет показал, что для разложения I г железисто-магнезиального амфибола на магнетит и магнезиальный амфибол либо магнетит и магнезиальный тальк необходим проток 395 и 112 г воды соответственно, т.е. процессы оруденения могли осуществляться лишь в проницаемых и интенсивно гидратированных зонах.

На этой стадии, вероятно, оруденение осуществлялось не только в результате разложения магнезиально-железистых силикатов метасоматитов, но и с привносом железа, что вело к непосредственному замещению магнетитом карбонатов в кальцифирах. Привносимое в виде комплексных соединений с хлором и щелочными металлами железо освобождалось в результате нейтрализации кислотности растворов и распада комплексов при реакции их с карбонатными породами. В условиях кислотной стадии достаточно вероятным становилось извлечение железа из минералов железисто-кремнистых пород, вовлекшихся в гидротермальную зону [2], и переотложение его в кальцифирах и метасоматитах.

Рассмотренные стадии метасоматоза и оруденения, проявленные в породах карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации, сходны с описанными в районах развития докембрийских железорудных месторождений магнезиальной скарновой формации Алданского и Балтийского щитов [5, 10].

Высокотемпературные метасоматиты Белоцерковско-Одесской зоны сопоставимы по условиям образования с магнезиальными скарнами абиссальной фации глубинности, а гидросиликатные метасоматиты – с инфильтрационными метасоматитами кислотной стадии [3]. По температурным условиям стадии метасоматоза и оруденения, установленные в породах Белоцерковско-Одесской зоны, сопоставимы с условиями прогрессивного регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и диафтореза рудовмещающей толщи, что отражает тесную связь их во времени и пространстве. Эта зависимость четко фиксируется приуроченностью высокотемпературных рудных и безрудных метасоматитов к породам грану-

литовой фации; оруденевшие кальцифиры, гидросиликатные метасоматиты и руды более широкое развитие имеют среди диафторированных пород.

Рассмотренные материалы показывают, что образование описанных генетических типов руд контролируется такими основными факторами: палеогеографическими особенностями накопления рудовмещающей формации, в объеме которой отложились хемогенно-осадочные железисто-кремнистые и карбонатные породы, а также процессами высокотемпературного метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза, приведшими к преобразованию железисто-кремнистых пород в рядовые железные руды и переотложению железа с развитием богатых силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд.

Рудовмещающие породы служили источником железа, а эволюция состава пород обеспечивала генерацию метаморфогенных флюидов. С учетом всех этих положений изученные железные руды гранулитовых комплексов Украинского щита следует относить к классу метаморфогенных /I/ с выделением метаморфизованных рядовых руд – железистых кварцитов и собственно метаморфических богатых силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд.

Полученные данные вполне удовлетворительно объясняют принципиальную возможность метаморфогенного рудообразования в условиях гранулитовой фации и показывают конкретные условия его протекания.

I. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – Киев : Наук. думка, 1979. – 275 с.
2. Дроздовская А.А. Равновесие железорудных минералов в гидротермальных условиях: Препринт ИГФМ АН УССР. – Киев, 1975. – 45 с.
3. Жариков В.А. Скарновые месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М. : Недра, 1968, с. 220-302.
4. Калинин Д.В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения. – Геохимия, 1961, № 7, с. 616-622.
5. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. – Тр. Дальневосточного фил. АН УССР. Сер. геол., 1958, 5, с. 119.
6. Мельник Ю.П., Ярощук М.А. Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита. – Зап. ВМО, 1970, 49, № 1, с. 1-15.
7. Мельник Ю.П. Физико-химический анализ устойчивости горных пород в условиях ультраметаморфизма и гранитизации. – В кн.: Пробл. теории и эксперимента в рудообразовании. Киев : Наук. думка, 1966, с. 114-139.
8. Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С., Шур А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. – В кн.: Проблемы генезиса руд. М. : Госгеолтехиздат, 1964, с. 19-35.
9. Павлов Н.В., Цветков А.И., Котлова А.Т. О выносе железа при взаимодействии траппового расплава с *NaCl*. – Геология руд. месторождений, 1964, № 6, с. 3-14.
10. Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. – М. : Недра, 1978. – 230 с.
11. Ярощук М.А., Оноприенко В.Л. Термодинамический анализ ус-

ловий образования богатых железных руд северного Криворожья. – Геол. журн., 1980, 40, № 4, с. 78-85.
12. Ярощук М.А., Савченко Л.Т., Загнитко В.Н., Власенко В.И. Изотопно-геохимические особенности карбонатно-магнетитовых руд западной части Украинского щита. – Геол. журн., 1981, 41, № 4, с. 44-50.
13. Ярощук М.А., Богатырев В.Ф., Ионис Т.И. Особенности формирования железорудных месторождений в породах гранулитовой фации Белоцерковско-Одесской зоны. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. – М. : Наука, 1981, с. 264-278.
14. Ярощук М.А., Богатырев В.Ф., Епатко Ю.М. Железорудные формации западной части Украинского щита. – Геол. журн., 1982, 42, № 3, с. 48-60.

УДК 553.3

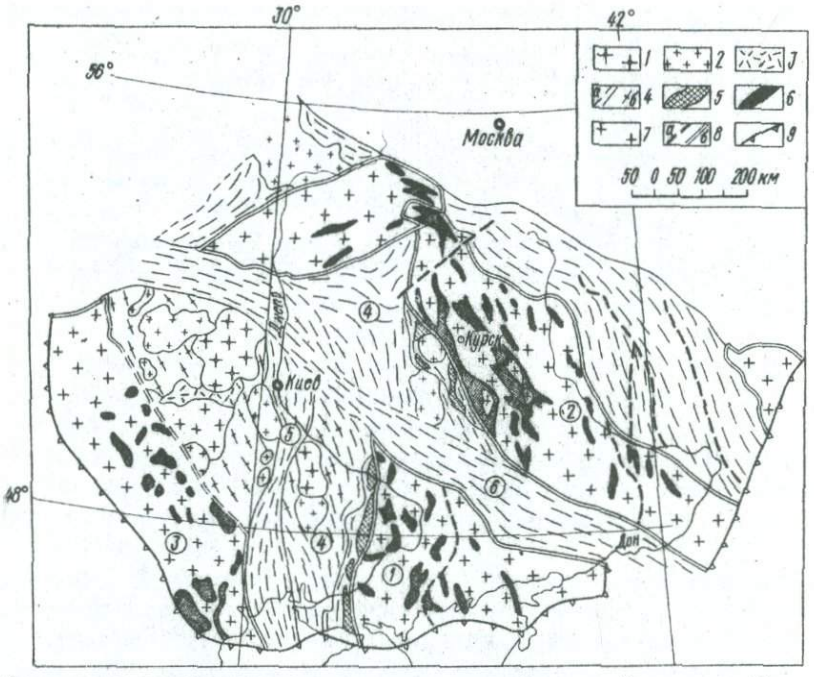
В.Г.Кушев, А.В.Синицын

РОЛЬ РУДНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПРОГИБОВ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЯ

Наметившаяся в последние годы унификация представлений о строении Восточно-Европейской платформы со щитами других континентов позволяет выделять для фундамента юго-западной части Русской плиты, включая Украинский и Воронежский кристаллические массивы (УКМ и ВКМ), гранит-зеленокаменные области, или архейские кратоны, и разделяющие их раннепротерозойские подвижные пояса (рисунок).

Выделение зеленокаменных архейских кратонов и подвижных поясов логически приводит к выводу о существовании крайне важного в металлогеническом отношении рубежа, датируемого 2800 – 2600 млн.лет [15, 27], выразившегося в смене архейского стиля тектоники, ознаменованного формированием зеленокаменных прогибов рифтогенной природы, стилем "протогеосинклинального" развития протерозойских подвижных поясов. Это, в частности, геологически фиксируется в пределах УКМ сменой архейских зеленокаменных прогибов с вулканогенным железорудным комплексом типа Алгома (или верховцевского) нижнепротерозойскими прогибами с осадочным (терригенно-хемогенным) джеспилитовым комплексом типа Супериор (или криворожского), связанного с подвижными поясами [3].

Общая эволюция территории УКМ остается пока предметом дискуссий и на опубликованных картах [12, 14] не отражена; высказываются даже мнения о плейт-тектоническом стиле развития в раннем-среднем докембрии [7]. Не говоря об общегеологическом значении предложенной схемы (см. рисунок) важным в металлогеническом, т.е. практиче-



Структурно-геологическая схема юго-западной части фундамента Русской плиты (Украинский и Воронежский массивы):
Архейские кратоны: I – Приднепровский, 2 – Воронежский, 3 – Подольский. Подвижные пояса: 4 – Центрально-Украинский, (Ингуло-Ингулецкий), 5 – Одесско-Белоцерковская зона этого же пояса, 6 – Днепровско-Донецкий (унаследован и подновлен в палеозое). I – комплекс гранитов-рапакиви – габбро-анортозитов; 2 – позднесоскладчатые и послескладчатые калиевые граниты (житомирские, кировоградские, новоукраинские, уманские и др.); 3 – отложения тетеревской свиты – синхронные с супракрустальными образованиями одесско-белоцерковской зоны; 4 – гнейсы и мигматиты подвижных поясов; 5 – осадочные образования (терригенно-хемогенные, джеспилитовые, карбонатные) краевых прогибов подвижных поясов; 6 – осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных прогибов; 7 – гранитоиды (серые гнейсы, плагиограниты и продукты их изменения) основания; 8 – разломы (а) и тектонические ограничения кратонов; 9 – южная и юго-восточная границы щита

ском отношении, является вывод о том, что исходя из сопоставительного анализа /28/ на территории УКМ (а точнее в фундаменте южной части Русской плиты, включая ВКМ) развиты те же типы структурно-вещественных комплексов, как и на других щитах, и, следовательно, должна существовать соответствующая типоморфная минерализация.

Ведущими типами оруденения, характерными для архейских крато-

нов, являются формации: золото-сульфидно-кварцевая; сульфидно-медно-никелевая; колчеданно-полиметаллическая; хромитовая; железорудная эксгаляционно-вулканогенная. Все они, кроме колчеданно-полиметаллической формации, устанавливаются и на Украине [13]. Все эти типы оруденения пространственно и генетически связаны с вулканогенными комплексами зеленокаменных прогибов, причем геохимическим источником рудного вещества (*Fe, Ni, Au*) служили магматические эффузивные и интрузивные породы преимущественно основного базальт-андезитового ряда, т.е. верхнемантийные производные. Возникновение железистых кварцитов и колчеданного оруденения протекало под влиянием эксгаляционно-вулканогенных процессов, т.е. вулканизм играл двойную роль - создавал геохимический фон рудных элементов и выступал в роли рудообразующего фактора. Они могут рассматриваться как типичные дометаморфические рудные формации, хотя впоследствии они почти всегда оказываются метаморфизованными.

Мобилизация рудного вещества остальных формаций и его концентрация в виде рудных тел происходила под влиянием метаморфизма, ультраметаморфизма и корового гранитоидного магматизма в период ~3000 2800 млн. лет. Судя по многочисленным работам [17, 19], сами высококалиевые (так называемые альгоманские) граниты, характерные для этой эпохи, не несли сколько-нибудь значимой халькофильной нагрузки, но их внедрение привело к активизации гидротермальной деятельности, которая сыграла главную роль в позднеархейском рудообразовании, сформировавшем характерный комплекс эндогенных рудных формаций зеленокаменных прогибов. Вместе с этим альгоманские граниты с металлогенической точки зрения представляют совершенно специфический комплекс: будучи существенно обогащены ураном, торием и редкими землями, они явились геохимическим источником данных элементов, до этого в верхней части коры отсутствовавших. Во все последующие геологические эпохи уран высококалиевых гранитов многократно перераспределялся и являлся основным ресурсом многочисленных более молодых металлогенических эпох, определяя формирование рудных провинций [18].

Таким образом, в архейских кратонах для большинства рудных формаций верхняя мантия была главным источником рудного вещества, поступавшего в верхние части коры с мантийными расплавами. Метаморфический и ультраметаморфический процессы обусловили сохранение некоторых из дометаморфических формаций и появление реометаморфических, а магматизм выступал либо как энергетический регулятор метасоматических эндогенных процессов, либо как концентратор ряда элементов, создавая геохимический фон для последующих металлогенических эпох.

Ведущими типами оруденения, характерными для подвижных поясов, являются формации: железорудная терригенно-хемогенная (джеспилитовая); редкометалльных и слюдяных пегматитов; колчеданно-полиметаллическая; олово-вольфрамовая (шеелит-касситеритовая); апатит-ильменит-титано-магнетитовая (в связи с анортозитами). Кроме того, в непереработанных останцах зеленокаменных прогибов в пределах блоков архейских кратонов возможно сохранение характерных для них месторождений, в частности – сульфидно-медно-никелевых и хромитовых.

Специфической рудной формацией, синхронной с развитием протерозойских подвижных поясов, являются золоторудные и уран-золотоносные конгломераты, отлагающиеся в перикратонных бассейнах. Классическими примерами считаются формации Витватерсранда и Доминион-рифа в Южной Африке и конгломераты Алгомы. Особенность этих формаций состоит в том, что в качестве источника рудного вещества для них служат породы зеленокаменных комплексов (*Au*) и архейских калиевых гранитов (*U-Th*).

Развитие подвижных поясов сопровождается значительными проявлениями основного магматизма, в частности, появлением специфичного комплекса анортозитов. Как базиты, так и анортозиты мантийные производные и соответственно – носители колчеданно-полиметаллической и апатит-ильменит-титано-магнетитовой формации, т.е. по-существу отвечают первичным рудным концентрациям. Все остальные рудные формации возникают в результате перераспределения вещества, присутствовавшего в пределах осадочно-вулканогенных супракрустальных толщ подвижных поясов. Ведущие факторы этого перераспределения – зональный метаморфизм и ультраметаморфизм, приуроченные к линейным зонам (метаморфические пояса) и центрам гранитизации с активными динамическими напряжениями и региональными разрывными нарушениями. В.И.Казанский [6] для обозначения комплекса подобных явлений применяет термин протоактивизации (в отличие от зон молодых активизаций) и подразделяет области протоактивизации в зависимости от ведущего рудообразующего процесса на три типа: тектоноплутонический, тектонометаморфический и тектонометасоматический. Последний тип рассматривается как очень характерный для областей протоактивизации [4, 8], причем индикатором таких областей служат рудоносные щелочные метасоматиты в зонах крупных разломов [2, 9].

Практически все рудные формации, выделяемые в качестве типичных для докембрийских подвижных поясов, известны на территории УКМ [13], хотя генетическая трактовка их несколько иная. Вследствие этого оценка перспектив выделяемых рудных формаций, как нам представляется, не всегда оказывается правильной. Поэтому остановимся

коротко на применяемой терминологии и металлогеническом значении выделяемых доменов, более подробно рассматриваемых в статьях /II, I6, 28/.

К р а т о н ы (архейские) – достаточно крупные устойчивые ядра щитов, сложенные комплексом гранитоидов (серые гнейсы, плагиограниты) и заключенными в них зеленокаменными поясами (прогибами). Кратоны являются стабильными относительно окружающих их подвижных поясов и не подвергались собственным крупным тектонотермальным событиям позже 2800 млн. лет.

Подвижные пояса – наиболее молодые раннедокембрийские структуры щитов и в своей совокупности окружают древние кратоны. Для них характерны зональный метаморфизм высоких ступеней в виде линейных метаморфических поясов, широкие проявления гранитизации и напряженная дизъюнктивная тектоника. Они имеют сложное строение и длительную историю, включая несколько отчетливых тектонотермальных эпох. После стабилизации подвижные пояса вместе с кратонами образуют докембрийские щиты. Термин "докембрийский подвижный пояс" противопоставляется /20/ термину "орогенический пояс", который подразумевает геосинклинальный и орогенический этапы, не характерные для раннего докембрия /27/.

Архей-раннепротерозойские (2800 – I800 млн. лет) подвижные пояса являются зонами древней деструкции, отвечающими хотя и широким, но в общем линейным зонам дробления гранит-зеленокаменного основания. В отдельных поясах или их частях широко проявлена седиментация, выразившаяся в накоплении мощных песчано-глинистых осадков, позднее преобразованных в гнейсовые толщи, терригенно-хемогенных и карбонатных формаций. В других осадконакопление почти не проявилось, и главную роль здесь играли переработка основания и полиметаморфизм. Все подвижные пояса вследствие интенсивных тектонических движений превращались в зоны повышенной проницаемости, причем оставались таковыми во все последующие геологические эпохи.

В общем виде предполагаемая модель эволюции зеленокаменных поясов /8, 29/ и связанной с ними рудной минерагении выглядит сравнительно просто. В ее основе лежат следующие главные положения.

I. Основанием зеленокаменных прогибов служит стабильная примитивно континентальная кора, сложенная преимущественно полосчатыми гнейсами общего гранитоидного состава; немногочисленные разновидности основного состава, очевидно, – продукты предшествующего раннеархейского цикла.

2. Образование и излияние больших объемов толеитов и коматиитов связано с растяжением над быстро поднимающимся мантийным диапи-

ром [25]; трансформированный эффект в коре выражается в виде быстрого геологического события, но необходимо время порядка 60–40 млн.лет, прежде чем термальное воздействие достигнет верхних горизонтов [24], так что региональные деформации в зеленокаменных прогибах осуществлялись до начала метаморфизма их пород.

3. Формирование зеленокаменных поясов начиналось излиянием отделившихся от мантии магм по трещинам растяжения рифтогенной природы. Первоначально излияния магмы происходили в условиях стабильного кратона в мелководной обстановке, причем площадь подобных зон осадконакопления в общем случае невосстановима. В дальнейшем глубина прогибов возрастала в периоды затишья магматической активности существенно преобладали железисто-кремнистые, кремнистые и терригенные фации. Хотя относительный возраст основных-ультраосновных вулканогенных и полосчатых железисто-кремнистых формаций четко не устанавливается, именно на этой стадии поступает главная масса рудного вещества, имеющего мантийную природу.

4. Вследствие медленного подъема геоизотерм и низкой теплопроводности пород коровой пластины и особенно выполнения прогибов, быстро накапливавшаяся толща зеленокаменных пород не претерпевала обычно допускаемого метаморфизма погружения.

5. По мере затухания термальной аномалии в мантии устанавливается более равномерный геоизотермический режим; одновременно сокращается частота извержений основных магм, но терригенное осадконакопление становится более энергичным. На этой стадии появляются большие объемы кислых вулканитов, возникавших предположительно в результате корового плавления (отношение Sr^{87}/Sr^{86} в вулканитах 0,701, в интрузивных гранитоидах 0,703).

Судя по проявлениям горизонтальной тектоники (опрокинутые складки, надвиги, шарьяжи), эта стадия характеризуется сменой режима растяжения режимом сжатия.

6. Предполагающийся подъем геоизотермы должен был привести к реоморфизму в гранитогнейсовом фундаменте и вызвать метаморфизм в зеленокаменной толще, до этого им не затронутой. Совмещенность динамометаморфизма и внедрения соскладчатых гранитных диапиров с зонами первоначального излияния основных магм свидетельствует о том, что именно эти дозеленокаменные линиаменты являлись участками повышенного теплового потока.

7. Глубокая ремобилизация основания, сопровождавшаяся генерацией и внедрением больших объемов постскладчатых гранитов, осуществлялась одновременно с метаморфизмом и интенсивными дислокациями зеленокаменных толщ. Все это нарушило или даже уничтожило первич-

ные соотношения основания и супракрустальных толщ, особенно в зонах динамометаморфизма. Одновременно происходило значительное видоизменение рудных формаций. Часть из них оказалась метаморфизованной и сохранилась, другие претерпели реометаморфизм, дав начало серии метаморфических и реометаморфических рудных формаций, или стали источником рудного вещества месторождений метаморфогенно-метасоматического типа, подробно рассматриваемых в специальных работах [1, 2, 4, 6, 9, 10].

Приведенная схема с небольшими вариациями применима для большинства зеленокаменных поясов [21, 29]. В настоящее время доказано, что золотое и сульфидно-никелевое оруденение, а также соответствующее им колчеданное и полиметаллическое оруденение в зеленокаменных поясах возникли в результате мобилизации халькофильных элементов, содержавшихся в исходных основных и ультраосновных эффузивах [20, 22, 23]. Этот процесс обычно связан с гидротермальной деятельностью, спровоцированной резким локальным увеличением термального градиента, обусловленного внедрением штоков поздних гранитов. Большое значение имели особенности структуры зеленокаменных прогибов, в частности – многочисленные складки и осложняющие разломы, которые оказывались путями миграции рудообразующих растворов. Не менее важен литологический контроль [19], нередко обусловливающий псевдостратиформные рудные тела замещения.

Структурный план подвижных поясов принципиально отличен от такового в зеленокаменных поясах, что отражает их геотектоническую природу и позицию. Характер складчатости настолько сложен, что нередко отдельные ее фазы бывает трудно связать с теми или иными региональными напряжениями, и поэтому требует тщательного изучения [5]. Главной особенностью подвижных поясов является выдержанность метаморфизма высоких фаций и интенсивная гранитизация в пределах протяженных зон, площадное проявление калиевого метасоматоза и появление на поздних стадиях (в период глыбовой или блоковой тектоники) интрузивных тел калиевых гранитов и рапакиви. Весьма характерно возникновение краевых зон гранулитов повышенных и высоких давлений и внедрение анортозитов. Хотя механизм заложения и эволюция подвижных поясов все еще остается предметом дискуссий [26, 27], связанные с ними полезные ископаемые хорошо изучены во многих районах и достаточно разнообразны. Однако в отличие от зеленокаменных поясов большая часть рудных формаций (кроме связанных с анортозитами) – результат перераспределения вещества, имеющегося в пределах подвижных поясов и вовлеченных блоках (фрагментах) кратонов.

Таким образом, докембрийские кратоны и подвижные пояса суще-

ственно различаются по характеру эндогенного оруденения. Для кратонов ведущими являются: золото-сульфидно-кварцевая, сульфидно-медно-никелевая, колчеданно-полиметаллическая, хромитовая, железорудная эксгаляционно-вулканогенная формации, пространственно и генетически связанные с вулканогенными комплексами зеленокаменных прогибов. Геохимическим источником рудных элементов служили магматические эффузивные и интрузивные породы базальт-андезитового и ультраосновного ряда, т.е. производные верхней мантии. Однако главным рудообразующим фактором оказались метаморфизм и метасоматоз, вызвавшие мобилизацию рудного вещества и его концентрацию в виде рудных тел.

Для подвижных поясов характерны формации: железорудная терригенно-хемогенная (джеспилитовая), редкометалльных и слюдоносных пегматитов, колчеданно-полиметаллическая, олово-вольфрамовая (касситерит-шеелитовая) апатит-ильменит-титаномагнетитовая (в связи с габбро-анортозитами) и обширная группа гидротермальных месторождений тектонометаморфического типа, включая рудоносные щелочные метасоматиты. В непереработанных останцах архейских кратонов среди подвижных поясов возможно сохранение месторождений, типичных для зеленокаменных прогибов. Все рудные формации (кроме связанных с проявлениями основного магматизма и анортозитами) являются результатом перераспределения вещества, присутствующего в осадочно-вулканогенных призмах подвижных поясов, в оптимальном режиме структурных и Т-Р-условий (мобилизация рудообразующих растворов, пути их миграции; локализация повышенного теплового потока в узких зонах, определяющая градиент температур и концентраций). Следовательно, главным рудоконцентрирующим фактором оказывается метаморфизм и метаморфогенно-метасоматический процесс, причем гидротермальные системы, формирующиеся за счет H_2O, высвобождающейся при метаморфизме и ультраметаморфизме изначально богатых гидроксилом пород, на верхних уровнях оказываются "эндогенными", но не мантийными. Роль гранитоидных интрузий в большинстве случаев сводится к переносу тепла и мобилизации гидротермальных систем.

В целом эволюция рудообразования во времени выражается в закономерной смене преобладающего по значению типа рудоносности. Если в зеленокаменных прогибах формируется первично-эндогенное оруденение, сравнительно пассивно преобразуемое в ходе метаморфизма и локального метасоматоза, то в подвижных поясах ведущим становится метаморфогенное и метаморфогенно-метасоматическое рудообразование регионального масштаба.

I. Белевцев Я.Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. - Геол. журн. АН УССР, 1969, 29, № 2, с. 25-39.

2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. – М. : Недра, 1979. – 275 с.
3. Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М. Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита. – В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л. : Наука, 1981, с. 5–38.
4. Гидротермальные месторождения урана. – М. : Недра, 1978. – 446 с.
5. Казаков А.Н. Цикл структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов. – В кн.: Пробл. тектоники раннего докембрия. Л. : Наука, 1980, с. 91–101.
6. Казанский В.И. Постметаморфические гидротермальные месторождения областей протоактивизации. – В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л. : Наука, 1981, с. 243–259.
7. Каляев Г.И. Ранний докембрий и тектоника плит. – В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л. : Наука, 1980, с. 169–178.
8. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становление и тектонической эволюции. – В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л. : Наука, 1980, с. 147–169.
9. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л. : Недра, 1972. – 189 с.
10. Кушев В.Г. Метаморфогенные граниты, метасоматизм и рудные месторождения. – В кн.: Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья. Улан-Удэ, 1977, с. 116–125.
11. Кушев В.Г., Синицын А.В. Метаморфические пояса, зеленокаменные прогибы и рифтогенные системы. – Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 15–26.
12. Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. – Л. : Наука, 1978. – 224 с.
13. Металлогения Украины и Молдавии. – Киев : Наук. думка, 1974. – 511 с.
14. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. – Л. : Наука, 1979. – 120 с.
15. Проблемы тектоники раннего докембрия. – Л. : Наука, 1980. – 208 с.
16. Синицын А.В., Кушев В.Г., Ермолаева Л.А. Главные особенности геологии раннего докембрия и проблема соотношения зеленокаменных прогибов и подвижных поясов. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 9, с. 18–26.
17. Структурная геология рудных месторождений Канады. – М. : Мир, 1964. – 504 с.
18. Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. – Химия земной коры, 1963, 1, с. 153–178.
19. Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). – М. : Наука, 1978. – 343 с.
20. Anhaeusser C.R., Mason R.A., Viljoen M.J. & Viljoen F.P. A reappraisal of Precambrian shield geology. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, 80, N 11, p. 2175–2200.
21. Archibald N.J., Bettenay L.F., Binns R.A. a.o. The evolution of Archean greenstone terrains, Eastern Goldfields Province, Western Australia. – Precambrian Res., 1978, 6, p. 103–131.
22. Binns R.A., Gunthorpe R.J., Groves D.I. Metamorphic patterns and development of greenstone belts in Eastern Yilgarn Block, Western Australia. – In: The Early History of the Earth. London: Wiley & Sons 1976, p. 303–313.
23. Boyle R.W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. – Can. Geol. Surv. Plant., 1961, N 310, p. 1–193.

24. Crogh S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solutions for lithospheric thickening and thinning. - Can.T. Earth Sci., 1976, 31, p. 397-402.
25. Green D.H. Genesis of Arcaean geothermal gradients and tectonics. - Geology, 1975, N 3, p. 15-18.
26. Kröner A. Precambrian mobile belts of Southern Africa - ancient sutures or sites of ensialic mobility ? - A case for crustal evolution towards plate tectonics. - Tectonophysics, 1977, 40,N 1-2, p. 101-135.
27. The Origin and Evolution of the Earth's Continental Crust (A Discussion organized by S.Moorbath and B.F.Windley).- Phil.Trans. Roy. Soc. London A 1981, 301, p. 183-487.
28. Sinitsyn A.V. & Kushev V.G. A reapprisal of Early Precambrian geology of Baltic and Ukrainian shields. - In: Int. Symp. Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. Salvador, Brasil, 1982.
29. Windley B.F. (Ed.) The Evolving Continents. - London: Wiley & Sons, 1977.- 385 p.

УДК 552.16+553.411

И.В.Коновалов

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Известно, что значительная часть золоторудных проявлений связана с осадочными черносланцевыми отложениями. Однако в условиях первичного накопления золота осадочным путем никогда не создаются его промышленные концентрации. Одним из главных факторов перераспределения и концентрации металла в виде рудопроявлений и месторождений являются процессы регионального метаморфизма [2, 3, 7, 16]. Региональный метаморфизм может проявляться в различных PT-условиях и создавать различную физико-химическую обстановку для миграции и концентрации золота в виде отличающихся по составу и типам золоторудных минеральных ассоциаций.

Возможность существования двух типов метаморфизма впервые была рассмотрена в работах Х.Х.Рида в 1955 г. Дальнейшее развитие эти идеи получили в трудах В.А.Николаева [13], Б.Я.Хоревой [18], В.А.Глебовицкого [4] и др.

На территории Байкальской складчатой области наличие разновременных типов метаморфизма и нескольких этапов деформации отмечалось многими исследователями [6, 11, 15, 17, 19, 20].

На площади Бодайбинского синклинория, входящего в состав верхнепротерозойского внешнего миогеосинклинального пояса Байкалид [14], с процессами метаморфизма тесно связана золоторудная прожилково-вкрапленная и кварцево-жильная минерализация. Она относится к метаморфогенно-гидротермальных образованиям и расположена в пределах

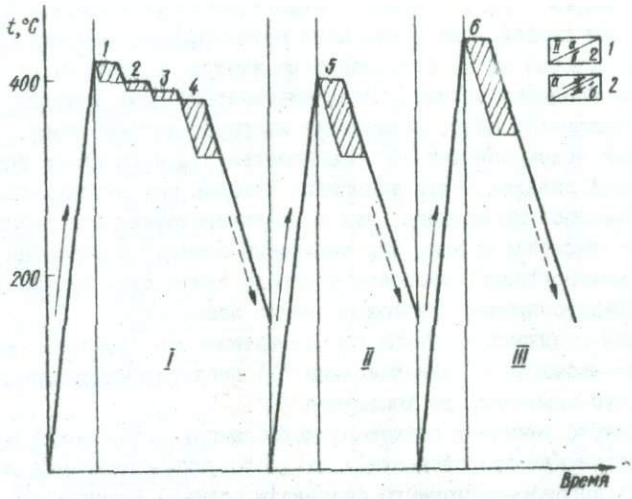


Рис. I. Этапы и стадии минералообразования:
Iа – этапы: I – раннеметаморфогенный; II – позднеметаморфогенный; III – постметаморфогенный (постмагматический), Iб – стадии: I – сульфидная (кварцевые оторочки у линз и метакристов пирита); 2 – кварц-сульфидная (кварц-пиритовые прожилки); 3 – сульфидно-кварцевая (пирит-кварцевые прожилки); 4-6 – кварцево-жильная (кварцевые жилы: 4 – раннеметаморфогенные, 5 – позднеметаморфогенные, 6 – постмагматические); 2 – направленность процессов минералообразования: 2а – прогрессивный этап, 2б – регрессивный этап

серицит-хлоритовой, в меньшей мере биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма [3, 8].

Наиболее ранними и более высокотемпературными метаморфогенно-гидротермальными минеральными ассоциациями являются альпийские кварцевые жилы и прожилки шестоватого строения. Позднее формировались оторочки давления, сопровождающие раскристаллизованные линзы и метакристы пирита, еще позднее – кварц-пиритовые и пирит-кварцевые золотосодержащие прожилки и ранние кварцевые жилы (рис. I). Отмеченные выше минеральные ассоциации мы относим к раннеметаморфогенным образованиям, а ранние кварцевые жилы – к раннеметаморфогенным кварцевым жилам, которые в Ленском районе выделяем впервые. Кварц-сульфидная и кварцево-жильная минерализация синхронна периоду проявления тангенциального сжатия и образования линейных складок, о чем свидетельствует наличие параллельно-шестоватых текстур второго рода, обычно возникающих в условиях затрудненной кристал-

лизации минералов /5/. Раннеметаморфогенные образования в последующем испытали воздействие зонального метаморфизма, поэтому их не всегда достоверно можно определить за изоградой граната.

Более поздними являются позднеметаморфогенные участками золотоносные кварцевые жилы, образующие кварцево-жильные поля, тяготеющие к узким зонам повышенной трещиноватости в апикальных частях антиклинальных складок. Жилы выполняют трещины как субпараллельные осевым поверхностям складок, так и ориентированные под различными углами по отношению к ним. Они синхронны периоду проявления полизонального метаморфизма, изограды которого секут систему линейных складок предшествующего дислокационного этапа /17/.

Самыми поздними являются постмагматические кварцевые жилы, генетически связанные с палеозойскими (?) посторогенными гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса /9/.

Выделение ранне- и позднеметаморфогенных образований подтверждается изучением сопровождающих их околорудно-измененных вмещающих пород, анионно-катионного состава и состава флюидной фазы газово-жидких включений в кварце, а также параметров элементарной решетки кварца /10/.

Миграция компонентов в околорудно-измененных породах серицитовой зоны метаморфизма изучалась дифференцированно для раннеметаморфогенных (первая группа) и позднеметаморфогенных (вторая группа) кварцевых жил. Баланс движения компонентов рассчитывался по методу Н.И.Наковника /12/ в различных по составу исходных породах (известняках, песчаниках, сланцах), в различных свитах, а для второй группы – в различных зонах метаморфизма (серицитовой, биотитовой и гранатовой).

Установлено, что для всех кварцевых жил общий баланс компонентов отрицательный. Баланс суммы щелочей отрицательный для первой группы и положительный – для второй. Баланс воды отрицательный, а углекислоты – положительный для всех групп. Отмечается значительный привнос железа и магния в зоны околорудных изменений, сопровождающих кварцевые жилы второй группы, расположенных за изоградой биотита.

Баланс золота отрицательный для всех зон околорудно-измененных пород по сравнению с неизмененными и слабо измененными породами (таблица).

Изучение анионно-катионного состава газово-жидких включений в кварце из ранне-позднеметаморфогенных кварцевых жил, кварц-сульфидных образований и постмагматических жил показало, что растворы во включениях всех отмеченных выше минеральных ассоциаций были бикар-

бонатными. Сумма щелочей для раннеметаморфогенных кварцевых жил меньше, чем для позднеметаморфогенных. Сумма щелочей во включениях постмагматических кварцевых жил больше, а для кварц-сульфидных образований меньше, чем для кварцевых жил серицитовой зоны. Величина суммы щелочей для раннеметаморфогенных жил уменьшается от серицитовой до гранатовой и увеличивается в ставролитовой. Для позднеметаморфогенных жил сумма щелочей наименьшая в серицитовой и наибольшая в ставролитовой зонах. Следовательно, анионно-катионный состав водной вытяжки газово-жидких включений раннеметаморфогенных кварцевых жил отличается от состава позднеметаморфогенных жил.

Хроматографическое изучение состава флюидной фазы газово-жидких включений с трехступенчатым определением в интервале нагрева 20 - 200; 200 - 400 и 400 - 600 °С также позволило выявить отличие состава включений в кварце ранне- и позднеметаморфогенных жил.

Различие состоит в том, что раннеметаморфогенные жилы содержат боль-

Баланс золота в околорудно-измененных породах (мг/т)

Тип кварцевых жил	Зона метаморфизма	Расстояние от контакта, м	n	$\bar{x}_n$	Dn_x	S_n	W_n	ε	$\bar{x}_n \pm \varepsilon$	Баланс
Раннеметаморфогенные	Серицитовая	Контакт	3	I,07	0,96	0,98	9I	± 2,28	I,07 ± 2,28	-0,2
		I,0	3	I,27	0,50	0,70	55	± I,74	I,27 ± I,74	
Позднеметаморфогенные	Серицитовая	Контакт	7	I6,44	3I2,24	I7,67	I07	±I6,34	I6,44 ± I6,34	-9,I
		2,0	5	25,54	990,63	3I,47	I23	±39,06	25,54 ± 39,06	
	Биотитовая	Контакт	6	I,95	3,22	I,80	92	± I,89	I,95 ± I,89	-0,32
		4,0	6	2,27	0,52	0,72	32	± 0,76	2,27 ± 0,76	

Примечание: n – количество определений; $\bar{x}_n$ – среднее арифметическое; Dn_x – дисперсия; S_n – среднеквадратическое отклонение; W_n – коэффициент вариации; ε – ошибка среднего арифметического; $\bar{x}_n \pm \varepsilon$ – доверительный интервал.

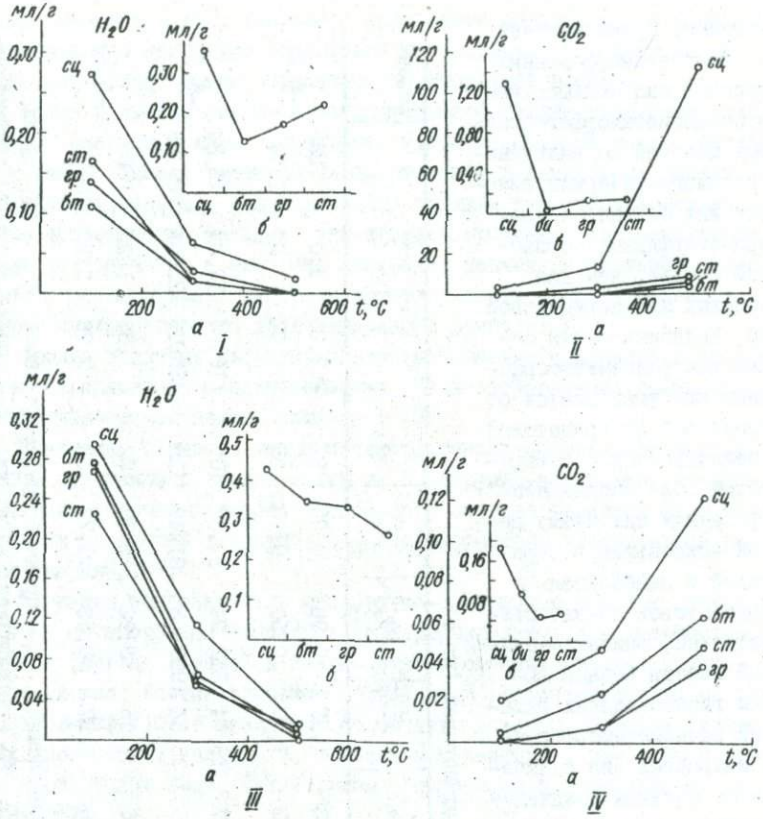


Рис. 2. Изменение содержания воды и углекислоты в кварцевых жилах различных зон метаморфизма:
I – II – раннеметаморфогенные кварцевые жилы; III – IУ – позднеметаморфогенные кварцевые жилы. По оси абсцисс – температурные интервалы отбора проб (20 – 200; 200 – 400; 400 – 600 °С), по оси ординат – количество воды или углекислоты (в мл/г пробы кварца), на малых графиках по оси абсцисс – зоны метаморфизма (сц – серицитовая, бт – биотитовая, гр – гранатовая, ст – ставролитовая)

шее количество углекислоты, а позднеметаморфогенные – воды. Кроме того, количество воды в жилах первой группы уменьшается от серицитовой зоны к биотитовой, а в гранатовой и ставролитовой зонах снова увеличивается; в жилах второй группы содержание воды уменьшается постепенно от серицитовой зоны к ставролитовой; такая тенденция наблюдается и в отношении углекислоты (рис. 2). Общим признаком для жил первой и второй групп является закономерное изменение состава

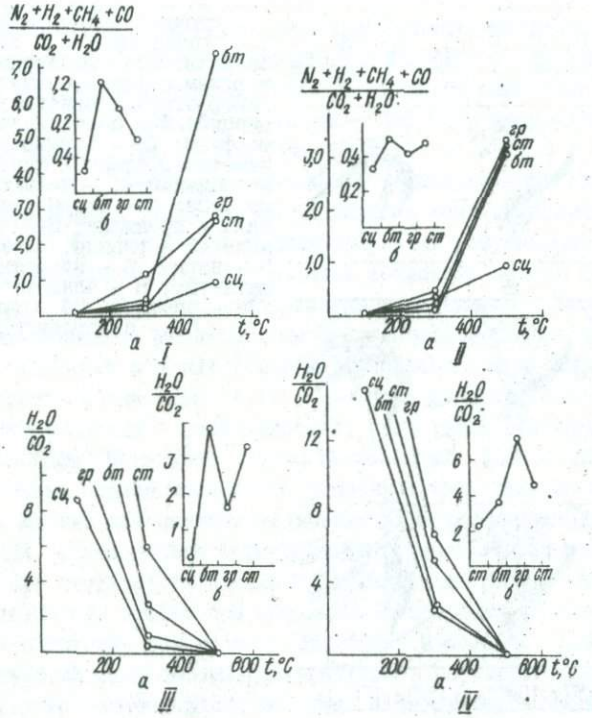


Рис. 3. Изменение состава флюидной фазы газово-жидких включений в кварцевых жилах различных зон метаморфизма:
I, III – раннеметаморфогенные кварцевые жилы;
II, IV – позднеметаморфогенные кварцевые жилы

флюидной фазы по мере падения температуры кристаллизации кварца и захвата минералообразующей среды от водно-углекислой до углекисло-водной.

Отношение восстановленных газов к окисленным также изменяется в зависимости от температуры образования газово-жидких включений как в раннеметаморфогенных кварцевых жилах, так и в позднеметаморфогенных. Однако отношение валовых содержаний восстановленных газов к окисленным и отношение H_2O к CO_2 в кварцевых жилах различных зон метаморфизма отличаются для ранне- и позднеметаморфогенных жил (рис. 3).

Намеченная выше последовательность развития метаморфогенно-гидротермального минералообразования находится в полном соответствии с последовательностью проявления различных типов метаморфизма и деформационных этапов развития синклинория.

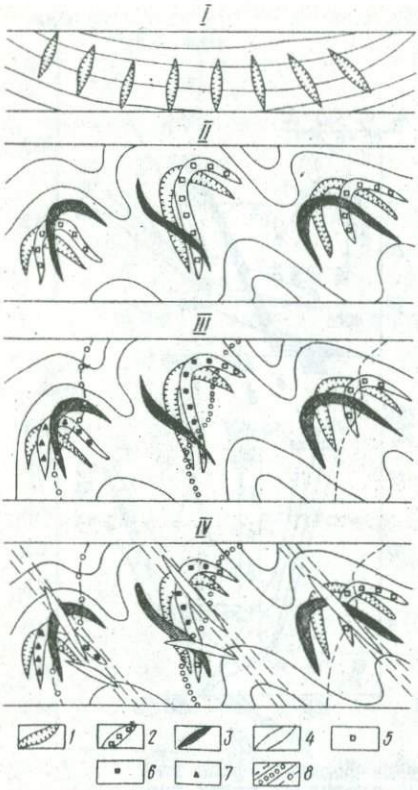


Рис. 4. Метаморфогенно-деформационные этапы развития: I – погружение; II – линейная складчатость, однородный метаморфизм и формирование раннеметаморфогенных минеральных ассоциаций; III – полизональный метаморфизм; IУ – формирование позднеметаморфогенных минеральных ассоциаций; 1 – жилы альпийского типа; 2 – кварц-сульфидные жилы и прожилки; 3–4 – кварцевые жилы (3 – ранние, 4 – поздние); 5 – пирит; 6 – пирротин; 7 – магнетит; 8 – зоны метаморфизма (8а – биотита, 8б – граната, 8в – ставролита)

Первый этап проявился после окончания погружения и завершения процесса накопления песчано-сланцевых отложений патомской серии, когда возникли крупные синклинальные и антиклинальные складки первого порядка. Метаморфизм этого этапа, по-видимому, не поднимался выше зеленосланцевой ступени, так как высокотемпературные минеральные парагенезисы в рассматриваемом районе вне сферы влияния более позднего полизонального метаморфизма отсутствуют, а температура образования связанных с этим этапом кварцевых метаморфогенно-гидротермальных альпийских жил и прожилков, по результатам гомогенизации газово-жидких включений, не превышала 420 °С (рис. 4, I).

Второй деформационный этап протекал в период начала инверсии геосинклинали в условиях тангенциального сжатия, обусловившего формирование системы субширотных линейных складок, и проявления однородного метаморфизма зеленосланцевой ступени. Метаморфизм носил

регрессивный характер, что доказывается уменьшением температуры начала кристаллизации кварца в последовательно сменяющихся метаморфогенно-гидротермальных минеральных ассоциациях: в оторочках давления у линз и метакристов пирита - 420 °С, в кварц-пиритовых прожилках - 400 °С, в пирит-кварцевых прожилках - 390 °С и раннеметаморфогенных кварцевых жилах - 380 °С (см. рис. I;I и 4,П).

Третий этап деформации проявился в инверсионную стадию развития геосинклинали, когда активизировались зоны глубинных разломов по периферии Бодайбинского синклинория и их сопряженные структуры в его центральной части. Поступление теплового потока по зонам глубинных разломов обусловило проявление регионального высокоградиентного полизонального метаморфизма прогрессивного этапа (рис. 4,Ш), а после появления в зонах ультраметаморфизма мигматитов и гранитов - регрессивного этапа (рис. 4,IУ), сопровождавшегося проявлением трех стадий метасоматоза - раннещелочной, кислотного выщелачивания и позднещелочной (Маракушев, I979; Глебовицкий, I979). Более интенсивно проявилась стадия кислотного выщелачивания и заимствования кремнезема и других компонентов из вмещающих пород метаморфогенными растворами, обусловившая формирование позднеметаморфогенных кварцевых жил при температуре начала кристаллизации кварца около 400 °С. В позднещелочную стадию при понижении температуры в этих жилах происходило отложение карбонатов, сульфидов и золота.

Четвертый этап деформации протекал в постметаморфогенный период развития геосинклинали во время активизации старых и возникновения новых зон разломов и внедрения гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, сопровождавшихся зонами контактовых роговиков и постмагматическими практически незолотоносными кварцевыми жилами (см. рис. I,Ш).

Таким образом, на основании изложенного можно полагать, что процессы метаморфогенно-гидротермального минералообразования тесно связаны с метаморфогенно-деформационными этапами развития рассматриваемой территории. Выделяемые ранее два типа золотого оруденения, прожилково-вкрапленный и кварцево-жильный, относятся соответственно к ранне- и позднеметаморфогенным образованиям, возникшим в процессе перераспределения кремнезема и золота из вмещающих пород. Близкие условия формирования ранне- и позднеметаморфогенных минеральных ассоциаций в черносланцевых толщах отмечаются и в других районах Забайкалья и Амурской области.

I. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М. : Недра, I979. - 276 с.
2. Буряк В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма

на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. – В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М. ; Наука, 1964, с. 184-189.

3. Буряк В.А. *Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного* золотого оруденения. – Новосибирск : Наука, 1975. – 144 с.

4. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л. : Наука, 1973. – 123 с.

5. Григорьев Д.П., Ю̈итонов М.Д. Два типа друз минералов. – Докл. АН СССР, 1953, 89, № 3, с. 543-545.

6. *Дымбо Т.М. О двух периодах тектонических движений*, метаморфизма и гидротермальной деятельности в южной части Патомского нагорья. – Докл. АН СССР, 1953, 89, № 5, с. 909-910.

7. Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. – Сов. геология, 1967, № 4, с. 6-17.

8. Коновалов И.В. Особенности околорудного изменения пород *одного золоторудного месторождения в Ленском районе*. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов, Алма-Ата, 1969, с. 245-246.

9. Коновалов И.В. О стадийности минералообразования на месторождении Ленского золотоносного района (по газово-жидким включениям). – Докл. АН СССР, 1972, 204, № 3, с. 674-676.

10. Коновалов И.В., Ушаповская З.Ф. Кварц метаморфогенно-гидротермальных золоторудных образований в черносланцевых толщах. – Докл. АН СССР, 1979, 247, № 4, с. 933-935.

11. Коновалов И.В. Типы метаморфогенно-гидротермальных образований золоторудных проявлений Бодайбинского синклинория. – В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез: Материалы IУ Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1980, с. 141-146.

12. *Наковник Н.И. Определение* количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, вып. 4, ч. 87, с. 401-417.

13. Николаев В.А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. – В кн.: Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М. : Изд-во АН СССР, 1957, с. 28-51.

14. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – М. : Недра, 1967. – Т. 2. 700 с.

15. Синцов А.В. О структурах, контролирующих золотое оруденение Ленского района. – В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев : Наук. думка, 1976, с. 103-104.

16. Судовиков Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. – Сов. геология, 1965, № 1, с. 105-119.

17. Флаас А.С. Некоторые особенности структурного развития Мамско-Бодайбинской серии. – Геотектоника, 1971, № 6, с. 58-64.

18. Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. – Геотектоника, 1966, № 6, с. 64-83.

19. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения (Байкало-Патомское нагорье). – Новосибирск : Наука, 1978. – 104 с.

20. Шер С.Д., Кондратенко А.К. О метаморфических преобразованиях пород южной части Ленского золотоносного района. – Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 42, с. 75-101.

УДК (553.64:551.72)(470.5)

А.А.Абдулин, И.В.Евлентьев, М.А.Касымов

ФОСФАТОНОСНЫЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР

Помимо всемирно известных эталонных апатитовых месторождений, приуроченных к щелочным магматическим комплексам Хибин, существует другой тип апатитовой минерализации, непосредственно связанный с регионально метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями докембрия. К этому типу, видимо, следует отнести известные залежи кристаллического апатита Слюдянского района Южного Прибайкалья. Здесь, по данным М.С.Сахаровой [11], апатитоносные кварцево-диопсидовые породы представляют собой осадочно-метаморфические породы, образовавшиеся в результате глубинного метаморфизма фосфатизированных кремнисто-карбонатных пород. По принадлежности к единой складчатой системе и приуроченности к толщам мраморов со Слюдянскими апатитами достаточно хорошо сопоставляются метаморфизованные фосфориты (апатиты) нагорья Сангилен в Туве [1]. Можно привести и другие примеры. Так, в пределах Сино-Корейского щита [8] апатитоносные мраморы прослеживаются местами на многие километры, что, очевидно, свидетельствует о первичной фосфатоносности этих метаморфических осадочно-карбонатных толщ. Видимо, то же самое можно сказать и о фосфатах, развитых на востоке Китайской платформы [2].

В Центрально-Алданском районе в составе федоровской свиты широко развиты фосфатоносные первично-осадочные карбонатные породы, в результате метаморфизма превращенные в апатит, содержащие мраморы и кальцифиры. Однако эти метаморфические породы не имеют практического значения, поскольку апатит развивается по всей толще пород. Так, в мраморах месторождения Сеечен (Сино-Корейский щит) апатит распространен почти повсеместно, но содержание его незначительно (ниже 1 %); однако оно значительно повышается в связи с инъекциями гранитов, пегматитов и скарнированием [8]. Аналогичная картина наблюдается и в пределах Слюдянского месторождения на Южном Прибайкалье, где в приконтактовых зонах продуктивного горизонта с гранитоидами наблюдается повышенное содержание пятиокиси фосфора [6]. В Центрально-Алданском районе, наряду со стратифицированными исходно-осадочными метаморфическими толщами, также широко развиты гранитоидные комплексы архейского возраста. Однако здесь основная роль в собирательной концентрации апатита принадлежит метасоматическим процессам, а образующиеся в результате этого апатитопроявления связаны с диопсидовыми метасоматитами.

Апатитовая минерализация, непосредственно связанная с регионально метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями докембрия даже с относительно невысоким содержанием P_2O_5 (3–4 %) в самое ближайшее время может представлять значительный промышленный интерес, поскольку апатитсодержащие породы сравнительно легко обогащаются.

На Урале давно известна выделенная еще в 1955 г. Н.С.Шатским [12] кремнисто-сланцевая фосфатоносная формация (силурийско-девонского возраста), входящая в группу зеленокаменных вулканогенно-кремнистых формаций "сакмарского типа". Подобные формации, но уже в докембрии, региональный метаморфизм которых не ниже фации зеленых сланцев, широко развиты на Восточном Урале. Фосфатопроявления в них приурочены к углеродистым черным сланцам. Содержание пятиокиси фосфора в них достигает до 4–8 %. Однако эти фосфатоносные породы пока не имеют практического применения, так как в них фосфатное вещество находится в тонкой смеси с графитистым агрегатом и трудно извлекается.

На Восточном Урале в пределах Восточно-Уральского мегаантиклинория выявляются первично-кремнисто-сланцевые формации раннего докембрия, полициклически метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Такими являются черновская свита Сысертско-Ильменогорского выступа, истокская свита Салдинского выступа и их аналоги на других выступах Тараташско-Красногвардейского срединного массива. Фосфатопроявления здесь связаны с графитовыми слюдисто-амфиболовыми кварцитами и амфиболитами. Исследованиями последних лет установлено, что в Сысертско-Ильменогорском, Салдинском, Мурзинско-Адуйском, Мугоджарском, Адамовском, Мариновском и в других докембрийских выступах содержание фосфатов в кварцито-сланцевых породах колеблется от 0,5 до 8 – 10 %. Примечательно то, что P_2O_5 в породах отмечается в виде мелкокристаллического апатита (район южного берега оз. Иткуль, карьеры Тайгинского месторождения графита и др.). Графит, ассоциирующийся в этих породах с кристаллическим апатитом, фиксируется в виде крупных чешуек. Рудопроявления его известны в древних графитистых гнейсах Мурзинско-Адуйского выступа, где минерал участками занимает значительную часть породы при среднем содержании 3–4 %.

В пределах Сысертской части Сысертско-Ильменогорского выступа биотитовые гнейсы шумихинской серии на крыльях и переклинальных частях антиклинорной структуры сменяются толщей амфиболитов с прослоями слюдяных микрогнейсов и графитистых кварцитов. Здесь графитовые кварциты (микрокварциты), количество которых достигает 16 –

20 % мощности толщи (черновская свита), характеризуются мелким размером зерен, отсутствием реликтовых псаммитовых структур, повышенным содержанием мелкокристаллического апатита [7]. Прослои микрогнейсов, судя по наличию среди них разностей, близких к слюдистым кварцитам, представляют, очевидно, первично-осадочные породы.

Южнее, в пределах хребта Урал-Тау, широко распространены докембрийские образования максютовского комплекса, преобразованные в условиях глаукофан-сланцевого типа метаморфизма и представляют собой первично-вулканогенно-кремнистые формации, литологически эквивалентные образованиям сакмарского типа. Изначально углеродисто-кремнистые фосфатоносные образования в результате наложения глаукофан-сланцевого типа метаморфизма были превращены в слюдяно-кварцевые, графито-кварцевые сланцы и черные графитистые кварциты, развитые в кайраклинской и карамалинской свитах максютовского комплекса хребта Урал-Тау. Содержание P_2O_5 от 0,5 до 10 % в графито-кварцитовых породах этих свит установлено почти повсеместно.

В последние годы нами совместно с К.Е.Гауэром были изучены и опробованы некоторые разрезы пород максютовского комплекса хребта Урал-Тау, который В.А.Романов [10] сопоставляет по возрасту (условно) с юрматинским комплексом Башкирского антиклинория. Однако исследования показывают, что в пределах хребта Урал-Тау совершенно иные формационные ассоциации, чем в среднем рифее Башкирского антиклинория. Здесь в разрезах очень четко определяются два формационных ряда черных графитистых кварцитов и сланцев с грязно-зелеными эклогитоподобными породами, амфиболитами и тальковыми породами (кайраклинская и карамалинская свиты) и две формации светлых кварцитов и сланцев (юмагузинская и галеевская свиты), которые предположительно можно сопоставить с песчаниковыми (фалаховыми) формациями Башкирского антиклинория.

Фосфатоносные породы нами выявлены как в кайраклинской, так и в карамалинской свитах, почти на всем их протяжении в хребте Урал-Тау. Так, в кайраклинской свите повышенные содержания P_2O_5 в породах выявлены в разрезе правого склона р. Сакмары в 0,5 км западнее пос. Староякупово. Графитистые кварциты и сланцы этого разреза содержат до 5-6 % пятиокиси фосфора. В залегающей выше юмагузинской свите кварциты и сланцы не содержат графитистого вещества и фосфатопроявления в этих породах пока нами не выявлены. В залегающей выше карамалинской свите снова прослеживаются графитистые кварциты и сланцы с повышенным содержанием P_2O_5 (до 5-6 %). Под микроскопом фосфатное вещество имеет вид аморфной массы, смешанной с графитистым материалом. Следует отметить, что для пород максютов-

ского комплекса хребта Урал-Тау характерны довольно высокие ступени регионального метаморфизма. Для них характерно присутствие граната, глаукофана, мусковита и других минералов сравнительно высокого регионального метаморфизма, чем в породах формаций Башкирского антиклинория. Предполагается, что в пределах развития формаций графитистых кварцитов и сланцев максютовского комплекса хребта Урал-Тау имеются также толщи с повышенным содержанием пятиокиси фосфора, в которых фосфаты находятся в форме кристаллического апатита. Отмеченные выше фосфатопроявления в максютовском комплексе приурочены к регионально метаморфизованным формациям сакмарского типа, относящимся к геосинклинальной группе.

Исследование фосфатоносности рифейских метаморфических образований Троицкого и Тогузак-Аятского районов на Южном Урале, предпринятое И.В.Евлентьевым и К.Е.Гауэром [5], показывает, что из карбонатных отложений наиболее фосфатоносными являются известняки верхней подсвиты осиповской (алексеевской) свиты рифея, содержание P_2O_5 в которых достигает 0,I-0,I5 %. Однако в непосредственно вмещающих их филлитовых сланцах содержание пятиокиси фосфора достигает 0,2-0,9 %. Наиболее фосфатоносны в разрезе осиповской свиты черные графитисто-серицито-кремнистые сланцы, P_2O_5 в которых равно I,79 %. Среднее содержание пятиокиси фосфора в породах осиповской свиты (без учета известняков) по I5 пробам составляет 0,I3 %, а в породах нижнего кембрия (сланцы и песчаники) по 24 пробам - 0,I6 %. В известняках осиповской свиты наблюдаются мелкие включения кремней. О возможной фосфатоносности рифейских метаморфических образований Восточного Урала говорит также повышенное содержание P_2O_5 в графитистых сланцах.

Рифейские отложения западного склона Урала в отношении фосфатоносности большей частью, видимо, не изучены. Однако по литологическому сходству разрезов рифейских отложений этого района с фосфатоносными осадками других регионов Союза [9] можно сказать, что значительные концентрации фосфатов существуют и на Западном Урале. Здесь, фосфатоносные формации развиты во всех трех седиментационных циклах рифея - в бурзянском, юрматинском и каратавском. Так, в нижнем рифее в составе бурзянской серии развит плитный (платформенный) формационный ряд, начинающийся с песчаниковой формации (чугинская подсвита айской свиты) и заканчивающийся карбонатной формацией (саткинская свита). В результате анализа всех имеющихся материалов по фосфатоносности аналогичных формационных рядов на Енисейском кряже и других регионах Советского Союза можно сделать вывод, что большинство фосфатоносных пород размещается под карбонатной

формацией, возможно, даже в ее низах, или в верхах сланцевой формации. М.И.Гарань /3, 4/ при описании стратиграфии рифейских отложений отмечает прослойки и линзочки кремней в доломитах низов нижнекусинской подсвиты саткинской свиты в северной части Башкирского антиклинория (Бакальский, Саткинский, Кусинский районы). Им подробно описаны разрезы пород низов саткинской свиты (нижне- и верхнекусинские подсвиты) и сунгурской подсвиты айской свиты, что в формационном отношении соответствует зоне перехода аспидной формации по вертикали в карбостромовую. В окрестностях г. Кусы, по р. Ай и несколько западнее пос. Медведки описаны довольно хорошие разрезы этих подсвит, сложенные песчанистыми и глинистыми доломитами, а также доломитами с линзами мергелей и глинистых сланцев, кремней и известняков. Здесь фосфатоносность в разрезах отмечается по всей толще осадочных пород нижне- и верхнекусинских свит и приурочена к сланцевым пачкам, а также к песчанистым доломитам. В низах отложений сунгурской подсвиты айской свиты по р. Сунгурке встречены доломиты с включениями угловатых неокатанных обломков черных фосфоритов, содержание пятиокиси фосфора в которых достигает 7-8 %.

В районе известных Саткинских месторождений магнезитов к наиболее перспективным участкам с целью дальнейших поисков фосфатов в нижнем рифее следует отнести контактовые части саткинской и айской свит, где в толще доломитов отмечены обломки фосфорита.

В отложениях среднего рифея повышенные концентрации фосфатов отмечаются как в зоне Башкирского антиклинория, так и в зоне хребта Урал-Тау. В зоне Башкирского антиклинория фосфатопроявления установлены в песчаниках зигальгинской свиты. Содержание P_2O_5 в этих породах от I до I8 %.

В заключение следует отметить, что в докембрийских образованиях фосфатные рудопроявления на Восточном Урале известны в виде мелкокристаллического апатита и скрытозернистого фосфатного вещества.

Первый вид фосфатного рудопроявления ассоциируется полиметаморфическими комплексами раннего докембрия, сформированными вначале в высокотемпературных и высокобарических условиях, а затем в условиях относительно высоких температур и умеренных давлений (дистен-силлиманитовый режим метаморфизма), второй - в условиях низких температур и высоких давлений (глаукофан-сланцевый режим метаморфизма). Представляется, что первичное накопление фосфатного вещества происходило в таких же условиях, в которых формировались и осадочные кремнисто-сланцевые фосфатоносные формации сакмарского типа на Западном Урале. Следовательно, метаморфизм в данном случае выступает в роли естественного обогатительного процесса.

В настоящее время выходы докембрийских толщ на дневную поверхность известны не только на Урале, но и в соседних регионах (Кокчетавский срединный массив, Улутау, Бессазский выступ Каратау, Анрахайский выступ Чу-Илийских гор, Макбельский выступ Северного Тянь-Шаня и др.). Поэтому поиски фосфатопроявлений на разных уровнях докембрийского этапа, на наш взгляд, имеют первоочередное значение.

Оценка на рифейские и дорифейские фосфаты с позиций структурно-формационного анализа позволит не только наметить новые участки, но и оценить известные месторождения и рудопроявления. Необходимо проведение поисковых работ на фосфаты на площадях развития рифейских и дорифейских метаморфических формаций.

I. Боровская И.С. Метаморфические фосфориты-апатиты Сангилена (Тува). – В кн.: Апатиты. М. : Наука, 1968, с. 331–334.

2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. – Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1966, вып. 149, с. 187.

3. Гарань М.И. О возрасте и условиях образования древнейших свит западного склона Южного Урала. – М., Л. : Госгеолиздат, 1946. – 61 с.

4. Гарань М.И. Западный склон и Центральная зона Южного Урала. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 114–161.

5. Евлентьев И.В., Гауэр К.Е. Докембрийские образования восточного склона Урала. – В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л. : Наука, 1979, с. 205–214.

6. Круцко Н.С. Апатитоносность метаморфических пород архея Южного Прибайкалья. – В кн.: Апатиты. М. : Наука, 1968, с. 326–330.

7. Кейльман Г.А. и др. О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. – Тр. Свердлов. горн. ин-та им. В.В.Вахрушева, 1973, вып. 91, с. 28–37.

8. Маракушев А.А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов. – В кн.: Апатиты. М. : Наука, 1968, с. 339–347.

9. Полезные ископаемые. Фосфориты. Магнезиты. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 649–655.

10. Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Урала. – М. : Наука, 1973. – 129 с.

11. Сахарова М.С. Проблемы поисков метаморфических фосфатов в Сибири. – В кн.: Вопр. геологии агроруд. М. : Изд-во АН СССР, 1956, с. 134–147.

12. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. – М. : Наука, 1965, с. 52–137.

УДК 549.753.II+549.64I.23:55I.25I

Е.А.Панских, В.В.Гаврилов, Н.В.Феоктистова

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ИЛЬМЕНИТ-АПАТИТОВЫЕ РУДЫ В АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

За последнее десятилетие на Дальнем Востоке СССР выявлена и оконтурена титано- и апатитоносная Джугджуро-Становая провинция. Прогнозные ресурсы P_2O_5 в ее пределах в настоящее время оцениваются в I,4 млрд. т. По масштабам она сопоставима с Карело-Кольской провинцией и может стать основной для создания новой сырьевой базы промышленности минеральных удобрений на востоке страны.

Джугджуро-Становая титано- и апатитоносная провинция охватывает Становую складчатую область и сопредельные районы Алданского щита и Амуро-Охотской складчатой системы. Большая часть проявлений фосфатно-титановых руд пространственно связана с анортозитовыми ассоциациями автономного типа, которые образуют серию крупных массивов площадью от 500 до 4000 км^2. Последние являются составной частью огромного лениамента, выделяемого нами как Восточнобазиатский анортозитовый пояс [5, 7]. Анортозитовые массивы представляют собой фрагменты более крупных плутонов различной степени сохранности, имеют предположительно архейский возраст, характеризуются сходными условиями локализации, общими особенностями геологического строения и одинаковым минеральным составом слагающих их пород: основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен. В то же время они существенно различаются между собой по петрохимическим особенностям, составу породообразующих минералов и специфике минерагении. По этим признакам анортозитовые массивы Дальнего Востока подразделены нами на три типа - лабрадоровый, андезиновый и "щелочных" анортозитов [6], в соответствии с классификацией североамериканских геологов [9, I0]. Выделенные типы массивов различаются по характеру и интенсивности метаморфических преобразований.

Лабрадоровый тип, к которому относится Лантарский массив, представлен неизмененными анортозитовыми ассоциациями. Основной породообразующий минерал слагающих их пород - крупно- и гигантозернистый лабрадор, содержащий 57 - 70 % анортитовых молекул.

Из темноцветных минералов наиболее распространен магнезиальный гиперстен (60 - 70 % Fn) с вариациями железистости от I8 до 42 % (большей частью 28 - 33 %), содержащий до 5 % глинозема. В парагенезисе с ним находится клинопироксен, переходный по составу от

авгита к салиту (36 – 46 % *Wo*) с колебаниями железистости от 26 до 36 %. Особенностью состава лантарских анортозитов является высокая концентрация глинозема (до 31 %), окиси кальция (до 12 %) и низкое содержание щелочных окислов (2–4 %), особенно Na_2O.

Анортозитовые массивы андезинового типа (Каларский, Сехтагский) представляют собой гранитизированные аналоги лабрадоровых массивов. Они сопровождаются высокоглиноземистыми гранитоидами повышенной щелочности с вариацией по составу от чарнокитов до рапакивиподобных гранитов и граносиенитов. В массивах андезинового типа лабрадориты присутствуют лишь в центральных частях. К периферии они сменяются андезинитами, а затем габбро-андезинитами, габбро и габбро-норитами. Преобладающий минерал пород – андезин (35 – 45 % *An*), который ассоциирует с железистым гиперстеном (50 – 60 % *En*) и высококальциевым авгитом (44 – 45 % *Wo*). Установлены четкие признаки замещения лабрадора андезином и последовательное покисление плагиоклаза в сторону гранитоидов. В краевых частях массивов имеются зоны калишпатизации и гранитизации. Химический состав андезинитов характеризуется умеренным содержанием глинозема (25 – 26 %), окиси кальция (9–10 %) и повышенной концентрацией щелочных окислов (около 6 %), в основном за счет возрастания содержаний Na_2O.

К типу "щелочных" относится Баладекский массив габбро-анортозитов, породы которого претерпели не только гранитизацию в связи со становлением тохиканских гранитоидов, но и эклогитизацию [3]. Для них типоморфным является парагенезис основного андезина (40 – 45 % *An*), часто антипертитового, с магнезиальным гиперстеном (68 – 80 % *En*), субкальциевым авгитом (40 – 45 % *Wo*), в котором содержание окиси натрия превышает 1 %, гранатом (16 % гроссулярового и 23 % пиропового миналов) и голубым рутилсодержащим кварцем. "Щелочные" анортозиты отличаются от остальных наиболее низким содержанием глинозема (25 %), окиси кальция (5–6 %) и высокой концентрацией суммы щелочных окислов (около 8 %), особенно K_2O (до 3–4 %).

Кроме типовых существуют переходные разности анортозитовых массивов. Например, петрохимические и минералогические характеристики пород Геранского массива промежуточные между лабрадоровым и андезиновым типами. Лабрадориты в этом массиве распространены более широко, чем в массивах андезинового типа, а гранитизация проявлена менее интенсивно.

Проявления фосфатно-титановых руд встречаются во всех выделенных типах массивов, но масштабы их, вещественный состав и генезис различны. Нами выделяются раннемагматические, позднемагматические, метаморфизованные и метаморфогенно-метасоматические месторождения

и рудопроявления. Магматогенные руды широко распространены в массивах лабрадорового и переходного типов. Пример раннемагматических - месторождение Богидэ, расположенное на Геранском массиве [1, 5]. Руды слагают выдержанные пластообразные, реже линзовидные залежи мощностью до 250 м и протяженностью до 12 км. Они имеют апатит-ильменит-титаномагнетитовый состав, причем титаномагнетит резко преобладает над ильменитом. Минералы петрогенной основы представлены основным андезином и лабрадором, оливином, клинопироксеном и ромбическим пироксеном.

Примером слабометаморфизованных руд служит Маймаканское месторождение, также расположенное на Геранском массиве. Условия локализации его аналогичны месторождению Богидэ. Вкрапленные руды слагают линзо- и пластообразные залежи протяженностью до 4 км при мощности 100 - 300 м. В отличие от магматогенных руд они имеют титаномагнетит-апатит-ильменитовый состав. Титаномагнетит содержится в резко подчиненном количестве. Ильменит - главный рудный минерал. Петрогенная основа руд сложена андезином (40 % *Ап*), ромбическим и моноклинным пироксеном. Оливин присутствует в крайне незначительном количестве.

Руды, локализованные в массивах андезинового типа, претерпели более интенсивный метаморфизм. Примером их служат рудопроявления Каларского анортозитового массива. Руды здесь имеют апатит-магнетит-ильменитовый и магнетит-ильменитовый состав, несут четкие признаки перекристаллизации. Петрогенная основа их сложена кислым андезином, пироксенами, иногда гранатом. Оливин, как правило, отсутствует.

В наиболее измененных породах Баладекского массива, относящегося к типу "щелочных" анортозитов, локализуются крупные пластообразные залежи вкрапленных апатит-ильменитовых руд с незначительным содержанием магнетита. В состав петрогенной основы входят андезин (42 % *Ап*), ромбический пироксен, клинопироксен, гранат и кварц. Среди вкрапленных руд локализуются секущие их жилообразные тела сплошных ильменитовых руд, которые, возможно, следует рассматривать как собственно метаморфогенные, но этот тезис требует дополнительного обоснования. Однако среди магматогенных руд подобные образования не встречены.

К метаморфогенно-метасоматическим отнесены также линзовидные залежи кварц-амфиболовых метасоматитов, встреченные на Каларском массиве. Они содержат до 10 % апатита, 5 - 15 % ильменита и магнетита и рассматриваются как бедные вкрапленные руды. Локализуются рудные метасоматиты в краевой части массива близ контакта с сиени-

Таблица I. Химический состав титаномагнетита и ильменита

Окислы	Титаномагнетит				Ильменит		
	А-692	А-546	А-22I	А-209	А-692	А-546	А-400
FeO	30,35	35,83	30,53	27,39	4I,3I	4I,66	33,6I
Fe_2O_3	43,49	44,65	66,4I	66,I3	4,62	5,82	I8,42
TiO_2	20,90	I3,95	0,92	2,39	5I,03	5I,26	45,6I
Al_2O_3	2,54	4,I5	0,83	0,09	0,23	0,00	0,00
MgO	I,49	0,86	0,42	0,49	2,55	I,38	I,3I
MnO	0,27	0,22	0,03	0,II	0,39	0,48	0,33
SiO_2	0,I6	0,I0	0,08	I,37	0,00	0,00	0,90
CaO	0,25	0,I0	0,II	0,47	0,32	0,00	0,I9
V_2O_5	0,34	0,37	I,79	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.
NiO	0,0I8	0,0I5	0,0I7	Не обн.	"	"	"
CoO	0,0I8	0,0I8	0,007	0,002	"	"	"
Cr_2O_5	0,233	0,292	0,759	Не обн.	"	"	"

Примечание: анализ А-692 – месторождение Богидэ; анализ А-546 – Маймаканское месторождение; анализ А-22I – месторождение Кюрэчи; анализ А-400 – месторождение Урожайное; анализ А-209 – Таас-Юрэхское проявление рудных кварц-амфиболовых метасоматитов.

Таблица 2. Нормативный состав титаномагнетита

Номер анализа	Минералы, %							
	Магнетит	Ильменит	Шпинель	Герцинит	Магтемит	Якобсит	Магнезиоферрит	Хромит
А-692	3I,3	5I,2	4,8	–	9,3	0,7	2,3	–
А-546	56,5	35,2	4,2	3,2	–	–	–	–
А-22I	93,4	2,5	I,8	–	0,7	–	–	I,I
А-209	83,8	7,I	–	–	6,0	0,2	2,9	–

тами [8]. В центральной его части на участках гранитизации встречены апатит-ильменит-слюдисто-кварцевые породы.

Из сказанного выше следует, что метаморфизованные руды значительно отличаются от магматогенных. Еще более существенные различия по мере возрастания степени метаморфизма фиксируются в составе рудных минералов.

В раннемагматических рудах содержится высокотитанистый магнетит, характеризующийся низким содержанием окисного железа и малой величиной коэффициента окисления. Типичный химический состав минерала приведен в табл. I. Пересчет его на нормативный состав показывает высокое содержание ильменитового минала (табл. 2), что подтверждается изучением полированных шлифов под микроскопом.

Раннемагматическому титаномагнетиту свойственна тонкая тканe-

Таблица 3. Нормативный состав ильменита

Номер анализа	Минал, %						
	Кричтонит	Гейкилит	Пирофанит	Гематит	Рутил	Герцинит	Магнетит
А-692	86,7	9,6	0,9	I,9	–	0,3	0,6
А-546	89,2	5,4	I,I	2,8	I,5	–	–
А-400	78,6	5,4	0,7	9,7	5,6	–	–

Таблица 4. Химический состав апатита

Окисл	Номера анализов		
	22	I9	8
P_2O_5	4I,68	4I,72	40,26
CaO	54,72	55,I0	49,06
MgO	0,06	Не обн.	Не опр.
Fe_2O_3	0,30	0,I3	0,99
FeO	0,48	0,48	0,I7
Al_2O_3	0,34	0,34	0,5I
Na_2O	0,45	0,55	Не опр.
K_2O	0,20	0,25	"
F	2,30	I,90	2,75
H_2O^+	0,25	0,39	Не опр.

Примечание: анализ 22 – месторождение Богидэ; анализ I9 – Маймаканское месторождение; анализ 8 – Урожайное месторождение.

вая структура распада твердого раствора и присутствие в качестве продуктов распада ильменита, ульвошпинели и магниевой шпинели. Средний размер ребра кристаллической решетки магнетита a_0 равен 8,395 А, средняя микротвердость $H_{ср}$ = 595 кг/мм^2. Ильменит в парагенезисе с титаномагнетитом содержит 4I,3 % закисного железа, 4,6% окисного и около 2,5 % окиси магния, которая входит в состав линзовидных и изометричных включений шпинели – продукта распада твердого раствора. Соответственно нормативный состав ильменита характеризуется высоким содержанием гейкилитового минала (табл. 3). Апатит в этих рудах представлен фторсодержащей разностью (табл. 4) с параметрами кристаллической решетки a_0 = 9,376 Å, c = 6,878 Å.

В сравнительно слабо метаморфизованных рудах Маймаканского месторождения титаномагнетит характеризуется более низким содержанием двуокиси титана. Ему свойственны грубые пластинчатые структуры распада твердого раствора ильменита в магнетите. Средний размер ребра элементарной ячейки a_0 равен 8,384 Å, что гораздо меньше по сравнению с магматогенным титаномагнетитом. Ильмениты Маймаканско-

го месторождения характеризуются большей концентрацией окисного железа и меньшей – магния. Соответственно содержание гейкилитовой составляющей почти в 2 раза меньше, чем в ильменитах месторождения Богидэ, а гематитового и рутилового миналов больше. В гидроксил-фтор-апатите маймаканских руд содержание катионов такое же, как и в магматогенных апатитах, но фтора несколько меньше, а гидроксилиона больше. Ему свойственна высокая степень совершенства кристаллической структуры [2].

Для более интенсивно метаморфизованных апатит-ильменит-магнетитовых руд Каларского массива характерен малотитанистый и малоглиноземистый магнетит с высоким содержанием окисного железа, ванадия и хрома. В нормативном составе его присутствуют хромит и незначительное количество ильменита, шпинели и маггемита. Внутреннее строение его однородное, лишь иногда присутствуют широкие пластинчатые включения ильменита. Средний размер ребра элементарной ячейки равен 8,399 А, микротвердость порядка 530 кгс/мм^2. Ильменит этих руд характеризуется значительным содержанием окисного железа (до 10 %) и сложной структурой распада твердого раствора. Апатит не анализировался.

Магнетит из кварц-амфиболовых метасоматитов Каларского массива, как и в метаморфизованных рудах, характеризуется низким содержанием титана и значительной концентрацией окисного железа, но почти не содержит примесей. Средняя микротвердость его 543 кгс/мм^2. Ильменит из метасоматитов также характеризуется сложной структурой распада твердого раствора. Тельца распада представлены гематитом, рутилом и неидентифицированной фазой. Содержание примесей значительно ниже, по сравнению с ильменитами других типов руд. Химический состав апатита не определялся. Параметры его кристаллической решетки почти такие же, как и у магматогенных апатитов (a_0 = 9,373, c = 6,879).

В наиболее интенсивно измененных рудах Баладекского массива магнетит содержится как акцессорный минерал. При минераграфических исследованиях устанавливается однородное строение, однако по данным электронной микроскопии в нем также происходит магнетит-ульвошпинелевый распад, хотя содержание телец распада невелико. Ильменит этих руд характеризуется высокой степенью окисленности (см. табл. I) и сложной структурой распада твердого раствора. Данные микрозондового анализа подтверждают наличие в ильмените включений рутила, гематита, магнетита. На некоторых участках ильменита отмечается повышенное содержание ванадия. Апатит характеризуется высоким содержанием фтора и несколько пониженной концентрацией кальция.

Параметры его кристаллической решетки такие же, как и описанных выше апатитов (a_0 = 9,373 Å, c = 6,376 Å).

Из приведенного фактического материала следует, что в разной степени метаморфизованные руды различаются между собой главным образом соотношением рудных минералов, причем с повышением степени метаморфизма и его интенсивности последовательно возрастает содержание ильменита и уменьшается количество магнетита и титаномагнетита. Концентрация апатита изменяется незакономерно, независимо от вариации ильменит-магнетитового отношения. Некоторые изменения наблюдаются в составе петрогенной основы. На ранних стадиях метаморфизма исчезает оливин, затем в парагенезисе с андезином и пироксенами появляется гранат, к которому в эклогитизированных разностях руд добавляется кварц.

Возрастание степени метаморфизма приводит к перекристаллизации руд с изменением состава и структуры минералов. Титаномагнетит *распадается на три фазы – ильменитовую, магнетитовую и шпинелевую,* которые обособляются. Структура магнетита при этом становится все более однородной, в нем возрастает количество ванадия и хрома. Структура ильменита, напротив, усложняется. Увеличение содержания окисного железа в сосуществующих ильмените и магнетите по мере возрастания степени метаморфизма свидетельствует о последовательном увеличении потенциала кислорода в среде перекристаллизации. Это может быть связано как с увеличением щелочности растворов, так и с уменьшением глубин минералообразования. Первое предположение кажется более вероятным, поскольку в метаморфизованных рудах не только возрастает величина ильменит-магнетитового отношения, но и увеличивается содержание титана. Геохимические свойства последнего таковы, что он накапливается в щелочных породах [4].

Магнетиты метасоматических руд отличаются от всех остальных высокой степенью однородности и стерильностью от примесей. Формирование рудных кварц-амфиболовых метасоматитов, по-видимому, связано с кремне-калиевым метасоматозом, как своеобразное проявление базификации на фронте гранитизации [8].

Таким образом, метаморфизм ведет к преобразованию апатит-титаномагнетитовых руд, которые в настоящее время не используются промышленностью. *В апатит-магнетит-ильменитовые – высокоценное титановое* и фосфатное сырье. Кроме того, он способствует повышению концентрации титана в рудах. Следовательно, метаморфизм можно рассматривать как один из факторов апатит-ильменитового рудообразования.

I. Гаврилов В.В., Иванов В.М. Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды Джугджурской провинции – перспективная сырьевая база. – Разведка и охрана недр, 1979, № 4, с. 81-83.

2. Иванов В.М. и др. Стадии минералообразования, состав и кристаллическое строение апатитов Джугджурского анортозитового плутона. – Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 126-129.
3. Карсаков Л.П., Панских Е.А., Фролов Ф.С. и др. Особенности строения и рудоносности габбро-анортозитового комплекса Баладекского выступа (Западное Приохотье). – В кн.: Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток : Изд. ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 131-137.
4. Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. – М. : Госгеолтехиздат, 1957. – 272 с.
5. Панских Е.А. Апатит-ильменит-магнетитовые руды Джугджурского рудного района. – В кн.: Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток : Изд. ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 102-105.
6. Панских Е.А. Типы массивов автономных анортозитов Дальнего Востока. – В кн.: Пробл. петрологии Дальнего Востока. Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. III Дальневосточного регионального петрограф. совещ. Хабаровск, 1981, с. 41-43.
7. Панских Е.А., Карсаков Л.П., Гаврилов В.В., Соловьев В.И. Металлогения автономных анортозитов Восточноазиатского мегапояса. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы в структурах Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIУ Тихоокеан. науч. конгр., секция ВIУ. М., 1979, с. 139-141.
8. Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье). – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М. : Наука, 1981, с. 289-308.
9. Anderson A.T., Morin M. Two types of massive anortosites and their implications regarding the thermal history of the crust.- Mem. N.Y. State Mus. Sci. Surv., 1969, N 18, p. 57-70.
10. Herz N. Titanium deposits in anortosite massifs. - Geol. Surv. Pfof. Paper, 951 D, 1976, D1-D6.

УДК 553.065:551.3

Д.П.Храменкова

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УРОВНЯ МЕТАМОРФИЗМА ПИРИТА МЕТОДОМ ТЕРМОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Пирит – главный рудообразующий минерал колчеданных месторождений, явившийся свидетелем всех преобразований при метаморфизме. Он встречается в виде крупнозернистого кристаллического агрегата, тонкодисперсной почти гелевой массы, а также в виде метаколлоидных и кристаллически-зональных агрегатов, занимающих промежуточное положение между гелевыми и полнокристаллическими образованиями.

Морфологический облик зерен и агрегатов пирита определяется уровнем его метаморфизма и коррелируется со степенью совершенства кристаллической решетки.

У крупнозернистого незонального пирита кристаллическая решетка наиболее совершенна. На рентгенограмме дифракционные линии такого пирита имеют минимальную ширину. У тонкодисперсного гелеподобно-

го пирита линии на дифрактограмме размыты, что свидетельствует о весьма несовершенной кристаллической решетке [5]. Чем выше степень метаморфизма пирита, тем совершеннее его кристаллическая решетка.

Физические и химические свойства пирита из руд с разной степенью метаморфизма изменяются в очень широком диапазоне. Энергия активации процесса окисления пиритов из руд с разной степенью метаморфизма изменяется от 42,83 до 70,25 кДж/моль, удельная скорость окисления - от $2{,}35 \cdot 10^{-12}$ до $4{,}65 \cdot 10^{-12}$ гмоль/с.см^2 [2]. Чем менее совершенна кристаллическая решетка пирита, тем быстрее он окисляется, тем больше скорость и меньше энергия активации процесса окисления (табл. I).

Таблица I. Изменение физических и химических свойств пирита из руд с разным уровнем метаморфизма

Разновидность пирита	Преобладающий размер зерен, мм	Температура начала экзотермического	Энергия активации окисления пирита ΔE, кДж/моль	Удельная скорость окисления пирита, гмоль/с.см^2, $\times 10^{-12}$
Крупнозернистый с совершенной кристаллической решеткой	0,I-I,0 и более	420-450	50-70	2-4
Метаколлоидный тонкозернистый кристаллически-зональный	0,0I-0,I	400-420	40-50	4-5
Тонкодисперсный гелеподобный с несовершенной кристаллической решеткой	0,0I	370-400	-	-

В зависимости от уровня метаморфизма пирита, а следовательно, и от степени совершенства его кристаллической структуры широко варьируют его технологические свойства.

Руды, в которых пирит представлен гелеподобной и метаколлоидной разновидностями, окисляются во много раз быстрее, чем руды сложенные кристаллическим пиритом [3]. Такие руды легко самовозгораются при разработке месторождения, легче поддаются гидрометаллургическому выщелачиванию.

Критерием уровня метаморфизма пирита является термографический анализ.

Имеющиеся в литературе данные о термическом поведении сульфидов в окислительной среде весьма разноречивы; температуры окисления сульфидов, в том числе и пирита, приводятся разными авторами в широком интервале. А.И.Цветков и Е.П.Вальяшихина [4] указывают, что в обычных условиях регистрации термограмм сульфидов (нагревание на

воздухе) единообразия результатов, т.е. хорошо воспроизводящихся кривых нагревания не получается. Это же явление отмечают в своих работах Л.Г.Берг и Е.Н.Шляпкина /I/.

Расхождение в результатах термографического анализа сульфидных минералов все исследователи объясняют сильной зависимостью температурных интервалов от многочисленных экспериментальных факторов (скорость нагревания образца, степени его утрамбовки, разбавления, величины навески, крупности зерен и др.).

Лишь в работах, посвященных изучению пожароопасности колчеданных месторождений, где термический анализ сульфидных руд широко используется для определения так называемых "температур воспламенения", была замечена связь между структурой руды и началом экзотермического эффекта на термографической кривой.

Нами установлено, что температурный интервал окисления пирита зависит от степени совершенства его кристаллической решетки и уровня его метаморфизма (табл. 2).

Таблица 2. Термографическая характеристика пиритов из колчеданных месторождений с разным уровнем метаморфизма

Месторождение	Температура начала экзотермического эффекта, °С	Температура максимума экзотермического эффекта, °С
Дегтярское	420–430	500–520
Левихинское	420–430	500
Ломовское	420	510
Карабашское	415	500
Сибайское	410	490
Блявинское	400	470
Николаевское	380–390	450

(В табл. 2 месторождения расположены по убывающей степени метаморфизма). Таким образом, чем более интенсивному метаморфизму был подвергнут пирит, тем выше температура экзотермического эффекта на термографической кривой.

Определение уровня метаморфизма пирита имеет большое значение как для выяснения генезиса месторождения, так и для выбора технологии добычи и переработки пиритсодержащих руд.

I. Берг Л.Г., Шляпкина Е.Н. Применение твердых окислителей для термографической характеристики сульфидов свинца и цинка. – Журн. неорган. химии, 1970, 15, № 6, с. 13–19.
2. Косиков Е.М., Каковский И.А., Елисеев Н.И., Храменкова Д.П., Авербух А.В. Особенности окисления пирита при аэрации. – В кн.: Повышение эффективности добычи и обогащения руд цветных металлов. Свердловск, 1980, с. 38–43.
3. Храменкова Д.П. Роль пирита в окисляемости сульфидных руд.–

В кн.: Повышение эффективности добычи и обогащения руд цветных металлов. Свердловск, 1980, с. 17-24.

4. Цветков А.И., Вальшихина Е.П. Термоаналитические характеристики некоторых сульфидов железа и меди. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, 30, с. 3-36.

5. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. - М. : Наука, 1973. - 239 с.

Предисловие 3

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ МЕТАМОРФИЗМА
И МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Белевцев Я.Н. Развитие теории метаморфогенного рудообразования 5

Добрецов Н.Л. Метаморфические формации и метаморфогенное оруденение. 34

Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования. 43

Махнач А.С., Пап А.М., Булкин Ю.С. Некоторые черты метаморфогенного рудообразования в докембрии Белоруссии. 51

Блох А.М., Акопова К.С. Имитация с помощью ультразвука процесса метаморфогенного обезвоживания и мобилизации вещества 60

Стрыгин А.И. Связи рудных формаций с метаморфическими и ультраметаморфическими формациями. 70

Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В. Региональный метаморфизм и гидротермальное рудообразование 81

Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А. Модель состава протоконтинентальной коры, ее эволюция и металлогенические следствия 89

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА
И МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Авченко О.В., Козырева И.В., Мишкин М.А., Татарин И.А. Эволюция флюидного режима метаморфизма во времени. 109

К.Б.Кепежинскас К.Б., Томиленко А.А. Вариации давления флюида и его состава в районе Холоднинского месторождения (по метаморфогенным включениям) 116

Жуков Ф.И. Источники вещества при формировании месторождений урана различных генетических типов (по изотопно-геохимическим данным). 125

Лесной Д.А., Березовский Ф.И., Коростышевский И.З. Метаморфогенное образование оруденения уранорганического типа 141

Иванов И.П., Коваль В.Б., Синицын В.А., Макарова Т.И. Физико-химические условия образования уранокосных натриевых метасоматитов докембрия (термодинамический анализ). 151

Фонарев В.И. Режим кислорода при метаморфогенном рудообразовании в железистых формациях докембрия. 160

Давыденко А.Г. Роль седиментогенных и метаморфогенных растворов в процессах минералообразования при региональном метаморфизме. 169

Вилор Н.В., Казьмин Л.А. Физико-химическое моделирование метаморфогенного гидротермального золотого оруденения 179

Стебновская Ю.М., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Физико-химические условия кристаллизации рудообразующих минералов железных руд Криворожского типа. 189

Комаров А.Н., Вербицкий В.Н. Миграция малых и рудогенных элементов при формировании редкометалльных тектоно-метасоматических зон. 197

Кузнецова С.В., Гостяева Н.М., Лазаренко Е.Е. Поведение титана в процессе регионального постультраметаморфизма (по данным флюидных включений) 206

Гречишников Н.П., Крамар О.А. Роль разрывных нарушений в образовании ультраметаморфических месторождений редкометалльных альбититов. 211

Николаенко В.И. Влияние фильтрационных свойств пород на локализацию оруденения. 218

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ И ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И., Белевцев Р.Я., Этингоф И.М., Зюльцле В.В., Венидиктов В.М., Орса В.И., Половко Н.И., Бильнская Я.П., Хворова Г.П., Щербакова Т.Г., Рокачук Т.А., Есипчук К.Е., Кравченко Г.Л. Метаморфизм Украинского щита. 226

Корнилов Н.А., Ветренников В.В., Мотуза Г.Б., Петерсель В.Х. Региональный метаморфизм и его роль в образовании и размещении железных руд Белорусско-Прибалтийского региона. 232

Кравченко В.М. Полигенность железорудных месторождений формации Алданского типа и ее аналоги железисто-кремнистым и колчеданным формациям 240

Щеголев И.Н. Региональная метаморфическая зональность железорудных формаций нижнего докембрия Курской магнитной аномалии 255

Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Пиковский Е.Ш., Терещенко С.И. Генетические особенности богатых железных руд Галещинского месторождения Кременчугского района 263

Ярощук М.А. Генетические типы и условия образования железных руд гранулитовых комплексов Украинского щита. 270

Кушев В.Г., Синицын А.В. Роль рудно-метаморфических процессов в формировании металлогенических ассоциаций зеленокаменных прогибов и подвижных поясов докембрия 277

Коновалов И.В. Этапы развития золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации 286

Абдулин А.А., Евлентьев И.В., Касымов М.А. Фосфатоносные докембрийские метаморфические формации Восточного Урала и Мугоджар. 295

Панских Е.А., Гаврилов В.В., Феоктистова Н.В. Метаморфизованные ильменит-апатитовые руды в анортозитовых массивах Дальнего Востока. 301

Храменкова Д.П. Определение уровня метаморфизма пирита методом термографического анализа 308

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Сборник научных трудов

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Д.Прокопенко
Обложка художника С.В.Назарова
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор И.Ю.Алексашина
Корректор В.М.Лесникова

Информ. бланк № 6302

Подп. в печ. 01.02.84. БФ 03326. Формат 60x84/16. Бумага офс. № I. Офс. печ. Усл. печ. л. I9,07. Усл. кр.-отт. I9,3I. Уч.-изд. л. 22,I8. Тираж 720 экз. Заказ 4-93 Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3. Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

УДК 553.061.17

Развитие теории метаморфогенного рудообразования / Белевцев Я.Н. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.5-33.

Освещены основные этапы и направления развития теории метаморфогенного рудообразования. Определены мотивы выделения класса метаморфогенных месторождений и закономерности их размещения; причина первичного накопления металлов в осадках и вулканитах; условия миграции химических элементов в породах при динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме. Рассмотрен ряд проблемных вопросов, таких как роль прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма в рудообразовании; рудообразование, связанное с ультраметаморфизмом; энергетические условия метаморфогенных рудообразующих систем.
Ил. 2. Табл. 3. Библиогр.: 21 назв.

УДК 553.4:551.24:552.16

Метаморфические формации и метаморфогенное оруденение / Добрецов Н.Л. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.34-43.

Рассмотрена взаимосвязь особенностей состава и метаморфизма, определяющих метаморфическую формацию, с факторами, контролирующими метаморфогенное оруденение трех классов (про-, рео- и синметаморфического). Сформулированы два подхода к изучению этой взаимосвязи, проиллюстрированные на примере метаморфических формаций Алданского щита и Холоднинского колчеданно-полиметаллического оруденения. Отмечены теоретические проблемы метаморфогенного оруденения и критерии отличия от гидротермальных месторождений магматогенного типа.
Ил. 1. Табл. 1. Библиогр.: 16 назв.

УДК 553.2+553.4II

Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования / Буряк В.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с. 43–50.

В развитии метаморфогенно-метасоматического и метаморфогенно-гидротермального оруденения, в том числе слюдоносных пегматитов, золотого и редкометаллического, устанавливается определяющая роль зонального неизохимичного метаморфизма (поясов или куполов), развивающегося вдоль глубинных зон повышенной проницаемости и характеризующего значительным преобладанием $P_{фл}$ над $P_{общ}$. Однородный незональный метаморфизм приводит лишь к образованию метаморфизованных и собственно метаморфических месторождений. Отмечены наиболее важные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования и показаны возможные пути их решения. Обращается внимание на важную роль газово-жидкой фазы метаморфизуемых толщ как основного носителя рудогенных компонентов, формирующегося длительно, начиная с этапа литогенеза осадков.

Библиогр.: 8 назв.

УДК (552,I5+553.2):552.72(476)

Некоторые черты метаморфогенного рудообразования в докембрии Белоруссии / Махнач А.С., Пап А.М., Булкина Ю.С. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.5I–60.

Рассмотрены и охарактеризованы три крупные серии суперкрустальных пород, составляющие основу кристаллического фундамента Белоруссии: щучинская, околовская, житковичская. В соответствии со стратиграфической позицией суперкрустальных комплексов выделены соответствующие эпохи ультраосновного, основного и кислого магматизма. В докембрии Белоруссии выделяют архейскую, ранне- и позднепротерозойскую металлогенические эпохи. Архейская эпоха характеризуется проявлениями ильменит-магнетитового оруденения, раннепротерозойская – формированием месторождений железисто-кремнистой формации, позднепротерозойская эпоха наиболее полно представлена редкометалльным оруденением.

Библиогр.: I7 назв.

УДК 553.061.17

Имитация с помощью ультразвука процесса метаморфогенного обезвоживания и мобилизации вещества / Блох А.М., Акопова К.С. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.60-70.

Сопоставлены анализ продуктов ультразвуковой обработки пород и минералов, снижение содержания элементов-примесей в озвученных пробах по сравнению с исходными, что рассматривается как свидетельство выноса элементов-примесей среды под влиянием ультразвуковых воздействий. Ультразвуковая обработка активизируется также обезвоживание пород и минералов, причем удаляется как поровая и капиллярная вода, так и структурная вода водусодержащих минералов. Метод ультразвуковой обработки можно использовать для имитации стрессовых воздействий, испытываемых породами земных недр при метаморфогенных процессах, и оценки их роли в формировании метаморфогенных природных растворов.

Табл. 7. Библиогр.: 6 назв.

УДК 553.2

Связи рудных формаций с метаморфическими и ультраметаморфическими формациями / Стрыгин А.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.70-81.

В статье обсуждаются вопросы правомерности выделения метаморфических и рудных формаций, а также их номенклатуры.

В докембрии Украинского щита выделено три типа структурно-формационных зон, каждому из которых присущи свои ассоциации метаморфических и ультраметаморфических формаций с соответственными рудными формациями.

Компоненты полезных ископаемых всегда связаны с вещественным составом вмещающих геологических формаций, поэтому самым общим и главным прогнозно-поисковым критерием месторождений выступает существо этих формаций.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр.: 20 назв.

УДК 552.163:553.2

Региональный метаморфизм и гидротермальное рудообразование / Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.81-88.

Процессы регионального метаморфизма пород сопровождаются перераспределением и изменением форм нахождения элементов в них. Увеличение доли подвижных форм нахождения способствует вовлечению элементов в рудный гидротермальный процесс независимо от того, непосредственно ли после регионального метаморфизма проявилось гидротермальное рудообразование или эти процессы разделены значительным временным интервалом, в который могли проявляться и другие геологические события.

Ил. 4. Табл. 1. Библиогр.: 14 назв.

УДК 551.2+553.078:551.71/72

Модель состава протоконтинентальной коры, ее эволюция и металлогенические следствия / Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.89-108.

На основании оригинального фактического материала, полученного авторами при изучении глубинных разрезов четырех скважин (Кольская скв. СГ-3, Миннибаевская скв. 20000, Ульяновская скв. 663, Туймазинская скв. 2000) построен обобщенный разрез фундамента восточной части Восточно-Европейской платформы до глубины 25 км, а с учетом сейсмических данных экстраполирован до поверхности Мохо. В разрезе континентальной коры древних платформ выделены три слоя: гранитогнейсовый (0 – 15 км), гранулитогнейсовый (15 – 30 км) и протокоровый (30 – 40 км). Для первых двух слоев приводятся подробные минералого-геохимические данные и выявленные на их основе тренды изменения вещества с глубиной.

На основании сравнительного анализа строения, состава и генезиса изученных глубинных комплексов метаморфических пород намечена принципиальная схема развития континентальной коры, отличительными признаками которой являются: формирование исходно кислых пород протокоры и частично гранулитогнейсового слоя за счет мантийных расплавов натровой серии толеитового типа; изохимический метаморфизм процессов рудо- и петрогенезиса на стадии гранулитового метаморфизма и привнос подкоровых флюидов на амфиболитовой стадии. Исходя из преимущественно кислого состава глубинных зон континентальной коры проведен металлогенический анализ раннего и среднего докембрия.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр.: 84 назв.

УДК 552.16

Эволюция флюидного режима метаморфизма во времени / Авченко О.В., Козырева И.В., Мишкин М.А., Тарарин И.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.109-116.

На основании оценок температуры и давления, полученных с помощью различных минералогических термометров и барометров, по устойчивости ассоциации мусковита с кварцем проведена оценка парциального давления воды во флюиде (P_{H_2O}) при метаморфизме разновозрастных комплексов. Оценки P_{H_2O} для нижнеархейских комплексов Алдана, Антарктиды, Индии, Шотландии колеблются в пределах 0,5 – 2 кбар, для верхнеархейского станового комплекса Восточной Сибири 4 – 6 кбар, для доверхнемезозойского (палеозойского?) комплекса Срединного хребта Камчатки 4 – 5,7 кбар.

Возрастание P_{H_2O} на рубеже нижнего и верхнего архея может быть связано с эволюцией состава фильтрующихся колонн флюидов во времени, прогрессивной дегидратацией метаморфических толщ, изменением структурно-тектонических условий метаморфизма.

Табл. 1. Библиогр.: 28 назв.

УДК 548.4+553.4

Вариации давления флюида и его состава в районе Холоднинского месторождения (по метаморфогенным включениям) / Кепежинскас К.Б., Томиленко А.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.116-124.

Приведены результаты криометрических исследований состава метаморфогенных включений в кварцах вмещающих и оклорудных пород, а также руд. Для флюида в целом помимо H_2O характерен метаново-углекислотный состав, однако с заметным его усложнением и изменением количественных соотношений в пространстве. Для вмещающих пород и метасоматитов кислотного выщелачивания характерно появление в заметных количествах N_2. Кроме того, отчетливо фиксируется увеличение содержаний CH_4 и CO_2 в кварцах из пород рудной зоны и самих руд.

Оценка $P_{фл}$ в пределах месторождения на основе изучения удельных объемов газов индивидуальных включений в минералах пород и руд главного этапа метаморфизма ($T \approx 600$ °С), когда были сформированы основные черты месторождения, фиксирует закономерное понижение от 7,5-7,0 кбар для вмещающих безрудных пород, 5,5-4,0 кбар – в околорудных метасоматитах до 4,0-3,0 кбар – в самих рудных телах. Это свидетельствует в пользу значительного переотложения руд во время метаморфизма Холоднинского месторождения и существенной роли углерода и его соединений в этом процессе.

Табл. I.

УДК 550.42:546.027+553.06I.I7

Источники вещества при формировании месторождений урана различных генетических типов (по изотопно-геохимическим данным) / Жуков Ф.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.125-140.

Рассматривается возможность применения изотопно-геохимических исследований для определения источника рудообразующих растворов и рудогенных элементов для месторождений урана различных генетических типов. Комплекс изотопно-геохимических исследований углерода, серы и свинца из вмещающих пород и руд указывает на полигенный характер рудообразующих процессов.

Ил. 8. Табл. 3. Библиогр.: 9 назв.

УДК 550.4.552.578.3+550.42:546.027

Метаморфогенное образование оруденения уранооргани́ческого типа/ Лесной Д.А., Березовский Ф.И., Коростышевский И.З. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с. 141-150.

По результатам исследований изотопного состава углерода и водорода, элементарного анализа органических веществ, изучения спектров ЭПР и анализа геологических данных установлена различная природа урансодержащих (углеподобных) и безурановых (нефтяных) органических веществ. Предложена модель образования оруденения уранооргани́ческого типа в связи с региональным метаморфизмом пород.

Табл. 4. Библиогр.: 9 назв.

УДК 550.89

Физико-химические условия образования урановосных натриевых метасоматитов докембрия (термодинамический анализ) / Иванов И.П., Коваль В.Б., Синицын В.А., Макарова Т.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с. 151-160.

Проведен термодинамический анализ физико-химических условий образования натриевых щелочных метасоматитов и поведения рудного компонента в метасоматизирующем растворе. Построены фазовые диаграммы в координатах $lg f_{H_2} - lg \frac{a_{Na^+}}{a_{H^+}}$ для температур 200 и 300 °С. Методом минимизации свободной энергии Гиббса рассчитаны концентрации Na_2CO_3 в растворах равновесных с минеральными ассоциациями натриевых щелочных метасоматитов в железо-кремнистых породах и растворимость окислов урана в этих растворах. Показано, что предельные концентрации урана в растворах, равновесных с эгирин-гематитовыми парагенезисами, могут достигать величин более 10^{-5} моль/кг и снижаются на несколько порядков в растворах равновесных с неизмененной кварц-гематит-магнетитовой породой. Приведенные результаты подтверждают предположение о тесной генетической связи уранового рудообразования и натриевого щелочного метасоматоза.

Ил. 6. Табл. 1. Библиогр.: 22 назв.

УДК (552.16:553.2):553.31

Режим кислорода при метаморфогенном рудообразовании в железистых формациях докембрия / Фонарев В.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с. 160-169.

На основании экспериментальных исследований были установлены закономерности соотношений *Fe-Mg* минералов в широком интервале T, $P_{общ}$, P_{H_2O} и f_{O_2}, получен ряд геотермометров, геобарометров и геооксиметров. Эти данные положены в основу оценки физико-химических условий метаморфизма ряда железистых формаций докембрия (ЖФД). Особое внимание при этом уделено летучести кислорода: даже на самых высоких ступенях регионального метаморфизма кислород не является вполне подвижным компонентом. Ряд фактов также указывает на влияние первичных условий осадконакопления в ЖФД на окислительно-восстановительную (ОВ) обстановку при метаморфизме. Для объяснения особого поведения кислорода предлагается электрохимическая модель, основанная на функциональной зависимости f_{O_2} от Eh и pH и наличии в системах минерал – флюид двойного электрического слоя. С позиций полученных данных и предлагаемой модели метаморфический фактор рудоносности ЖФД играет резко подчиненную роль по сравнению с ОВ обстановкой. На примере ряда регионов демонстрируется прямая зависимость содержания магнетита в железистых породах от окислительного потенциала (летучести кислорода) при метаморфизме.

Ил. 8. Библиогр.: 10 назв.

УДК 553.06I.I7:55I.72

Роль седиментогенных и метаморфогенных растворов в процессах минералообразования при региональном метаморфизме / Даньдченко А.Г. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.I69-I78.

Рассматривается поведение основных минеральных компонентов при геосинклинальном осадконакоплении и диагенезе осадков, а также поведение петрогенных компонентов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма осадочных пород. Изучено изменение пористости и объема поровых растворов на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Установлено, что на прогрессивном этапе регионального метаморфизма имеет место не уменьшение пористости пород и содержание поровых растворов, как считают многие исследователи, а увеличение того и другого. Освещены основные физико-химические условия процессов минералообразования и закономерности подвижности минеральных компонентов на регрессивном этапе регионального метаморфизма.
Табл. I. Библиогр.: 39 назв.

УДК 553.2I:553.4I:553:54

Физико-химическое моделирование метаморфогенного гидротермального золотого оруденения / Вилор Н.В., Казьмин Л.А. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с. I79-I88.

Моделирующие термодинамические расчеты показали, что концентрация золота, выщелачиваемого из пород метаморфогенно-гидротермальными растворами, зависит от содержания серы, состава адсорбированного комплекса и температуры. Золото обладает максимальной миграционной способностью в пределах зеленосланцевой фации. Амфибол-серицитово-карбонатные сланцы являются зонами выноса и транспортировки этого благородного металла как при региональном, так и при гидротермальном метаморфизме. Месторождения рассматриваемого типа локализуются на геохимических барьерах в структурных ловушках.
Ил. 6. Библиогр.: 2I назв.

УДК 550.4:549.02:553.3II

Физико-химические условия кристаллизации рудообразующих минералов железных руд Криворожского типа / Стебновская Ю.М., Луговая И.П., Загнитко В.Н. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.I89-I96.

Приведены результаты минералогических и изотопно-геохимических исследований основных рудообразующих минералов в богатых и бедных железных рудах докембрийской железисто-кремнистой формации криворожского типа. На основе сопоставления данных Криворожского и Белозерского районов установлено большое сходство типоморфных свойств и изотопного состава кислорода в магнетите, мартите и кварце. Отмечены следующие закономерности: при переходе от окислительных к восстановительным условиям в магнетите увеличивается концентрация тяжелого изотопа кислорода; процессы мартитизации приводят к уменьшению содержания ^{18}O; содержание изотопа ^{18}O в кварце колеблется в определенных пределах и всегда сопоставимо с магнетитом.
Табл. 2. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.424:552.I63.55I.72

Миграция малых и рудогенных элементов при формировании редкометалльных тектонометасоматических зон / Комаров А.Н., Вербицкий В.Н. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.I97-206.

Рассматривается характер миграции элементов на различных этапах образования постгранитизационных разрывных нарушений, известных в пределах Украинского щита как редкометалльные тектонометасоматические зоны. Ультраметаморфический этап характеризуется мобилизацией марганца, титана, ванадия, никеля, меди и миграцией их во внешнюю зону очагов гранитизации. В регрессивный этап (стадия диафтореза и натриевого метасоматоза) эта группа элементов проявляет тенденцию к концентрации в диафторитах зеленосланцевой фации, образующих широкие ореолы вокруг тел альбититов в пределах тектонометасоматических зон. Геохимическую специализацию редкометалльных альбититов определяют свинец, цирконий, галлий и др.
Табл. 6. Библиогр.: 8 назв.

УДК 548.4:553.06.I3

Поведение титана в процессе регионального постультраметаморфизма (по данным флюидных включений) /Кузнецова С.В., Гостяева Н.М., Лазаренко Е.Е. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.206-2II.

По полученным данным при изучении включений минералообразующих сред в минералах докембрийских гранитоидов прослежено поведение титана в процессах регионального постультраметаморфизма пород.
Процесс автометаморфизма пород - биотитсодержащих гранитоидов - фиксируется по минералогическим данным мирмекитизацией полевых шпатов, осветлением биотита с образованием по нему сагенитовой решетки, межзерновыми выделениями лейкоксена и ростом метакристаллов рутила в кварце. Отмечено, что процессы постультраметаморфической стадии протекали в широком температурном интервале 490 - I40 °С и давлениях I+2·10^8 Па.
Результаты исследования включений минералообразующих сред позволяют расширить представление о формах нахождения титана в растворах постультраметаморфической стадии развития гранитоидов и способствуют решению сложного вопроса о генезисе браннерита.
Библиогр.: 8 назв.

УДК 551.243;553:550.4

Роль разрывных нарушений в образовании ультраметаморфических месторождений редкометалльных альбититов / Гречишников Н.П., Крамар О.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.211-217.

Рассмотрены структуры, контролирующие размещение ультраметаморфических месторождений редкометалльных альбититов; приведены обобщенные данные о вертикальной структурной, минералогической и геохимической зональности крутопадающих рудоконтролирующих разломов.

На основе изучения структурных особенностей месторождений редкометалльных альбититов делается вывод о том, что в их формировании весьма важную роль играли разрывные структуры, которые в основном предопределяли локализацию редкометалльных альбититов и вертикальный размах альбитизации.

УДК 553.2,516.791

Влияние фильтрационных свойств пород на локализацию оруденения / Николаенко В.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.218-225.

На основе геологического и экспериментального изучения в статье приводятся оригинальные данные о закономерностях динамики растворов, миграции и локализации рудных компонентов.

Экспериментальным моделированием выявлены количественные характеристики проницаемости пород, при которых может происходить отложение рудных компонентов. Также можно определить структурно-литологические экраны, благоприятные для рудолокализации. На профильной схематической блок-диаграмме показано роль высокопроницаемых зон, зон фильтрации в образовании рудных месторождений.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр.: 2 назв.

УДК 552.16

Метаморфизм Украинского щита / Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И., Белевцев Р.Я., Этингоф И.М., Зюльцле В.В., Венидиктов В.М., Орса В.И., Половко Н.И., Билинская Я.П., Хворова Г.П., Щербакова Т.Г., Рокачук Т.А., Есипчук К.Е., Кравченко Г.Л. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.226-232.

На основании составления среднемасштабной карты метаморфических фаций прослежено распространение метаморфических фаций, установлены основные закономерности развития метаморфизма в главных районах щита, выявлены этапы и направленность метаморфизма. Выделены два метаморфических цикла – днестровско-бугский и приднестровский, сменяющие друг друга во времени. Днестровско-бугский цикл характеризовался алданским, а криворожский – ладожским типами метаморфизма.

Библиогр.: 6 назв.

УДК 553.06I.I7:553.3II.2(476/474)

Региональный метаморфизм и его роль в образовании и размещении железных руд Белорусско-Прибалтийского региона / Корнилов Н.А., Ветренников В.В., Мотуза Г.Б., Петерсель В.Х. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.232-240.

Произведена оценка роли метаморфизма в образовании и размещении бедных и богатых железных и титано-железных руд региона. Железные руды железисто-кремнистой формации подверглись метаморфизму высоких ступеней (амфиболитовая и гранулитовая фации). Значение метаморфизма сводится здесь к улучшению технологических свойств руды в связи с метаморфической перекристаллизацией. Аналогична роль метаморфизма в образовании ильменит-магнетитовых руд, возникших при интенсивной метаморфической перекристаллизации основных вулканитов с вкрапленным титано-магнетитовым оруденением.

Рассмотрено возможное значение метаморфизма в образовании богатых магнетитовых руд Варенского и Гарсенского месторождений. Имеющиеся данные позволяют рассматривать первые как ультраметаморфические, возникшие при коренной переработке первичных руд железисто-кремнистой формации, вторые - как остаточные метаморфические.

Библиогр.: II назв.

УДК 553.3I:553.065

Полигенность железорудных месторождений формации Алданского типа и ее аналогии железисто-кремнистым и колчеданным формациям / Кравченко В.М. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.240-255.

Обсуждается генезис своеобразной докембрийской формации магнезиально-силикатных сульфидно-магнетитовых комплексных руд (месторождения Таежное, Десовское и др.). Предложена схема их полигенетического формирования в составе вулканогенно-осадочного и метаморфического рудообразующих, скарнового и гидротермально-метаморфического преобразующих этапов. Для обоснования схемы привлечены известные прежде и новые факты по геологии, минералогии и геохимии формации, а также ее аналогии киватинской железисто-кремнистой и уральской колчеданным формациям.

Библиогр.: I8 назв.

УДК 55I.7I/72:552.I6(470.323)

Региональная метаморфическая зональность железорудных формаций нижнего докембрия Курской магнитной аномалии / Щеголев И.Н. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.255-263.

Установлено, что породы разновозрастных железорудных формаций претерпели воздействие регионального метаморфизма различной интенсивности: от фации зеленых сланцев до гранулитовой. Для каждой выделенной формации характерно преобладание какой-либо одной ступени метаморфизма. В направлении от древних их формационных типов к более молодым происходит направленное изменение фаций метаморфизма от высокотемпературных к низкотемпературным.

Табл. 2. Библиогр.: I2 назв.

УДК 553.3II.04I.(477.53)

Генетические особенности богатых железных руд Галещинского месторождения Кременчугского района / Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Пиковский Е.Ш., Терещенко С.И. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.263-270.

На основании структурно-минералогического изучения богатых железных руд и вмещающих их железистых кварцитов Галещинского месторождения с определением температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце приведены доказательства гипогенного характера начальных этапов рудообразования. Как и для месторождений Кривбасса, здесь выделяется два генетических типа богатых железных руд: метаморфический и наложенными процессами гипергенеза и остаточно-гипергенный. Следовательно, рудообразование тесно связано с интенсивным межслоевым скольжением, сопровождавшим складчатость, при котором происходило послойное перемещение кремнекислоты в породах. На месторождении выделены структуры, контролирующие размещение рудных залежей.

Ил. 2. Библиогр.: 5 назв.

УДК 553.3II/477.8/

Генетические типы и условия образования железных руд гранулитовых комплексов Украинского щита / Ярощук М.А. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.270-277.

В гранулитовых комплексах Украинского щита железные руды приурочены к районам развития карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формаций. Наиболее изучены железные руды Белоцерковско-Одесской подвижной зоны в западной части Украинского щита. Руды представлены рядовыми легко обогатимыми рудами – железистыми кварцитами, богатыми силикатно-магнетитовыми и самофлюсующими карбонатно-магнетитовыми рудами.

Развитие руд обусловлено двумя основными факторами – первичным составом вмещающей их осадочно-вулканогенной формации и условиями высокоградиентного гранулитового метаморфизма.

Рассмотрены условия образования руд, проблемы возможного источника рудообразующих флюидов и железа.

Изученные железные руды отнесены к классу метаморфогенных с выделением метаморфизованных руд – железистых кварцитов и метасоматических богатых силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд.

Библиогр.: I4 назв.

УДК 553.3

Роль рудно-метаморфических процессов в формировании металлогенических ассоциаций зеленокаменных прогибов и подвижных поясов докембрия / Кушев В.Г., Синицын А.В. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.277-286.

Докембрийские кратоны и подвижные пояса существенно различаются по характеру эндогенного оруденения. Для кратонов ведущими являются золото-сульфидно-кварцевая, сульфидно-медно-никелевая, колчеданно-полиметаллическая, хромитовая, железорудная эксгаляционно-вулканогенная формации, пространственно и генетически связанные с вулканогенными комплексами зеленокаменных прогибов. Геохимическим источником рудных элементов являлись магматические эффузивные и интрузивные породы базальт-андезитового и ультраосновного ряда, т.е. производные верхней мантии. Однако главным рудообразующим фактором оказались метаморфизм и метасоматоз, вызвавшие мобилизацию рудного вещества и его концентрацию в виде рудных тел.
Ил. 1. Библиогр.: 29 назв.

УДК 552.16+553.411

Этапы развития золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации / Коновалов И.В. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.286-294.

Установлена взаимосвязь развития метаморфогенно-гидротермальной золоторудной минерализации и проявления метаморфогенно-деформационных этапов рассматриваемой территории. Выделяются ранне- и позднеметаморфогенные минеральные ассоциации, соответствующие проявлению разных типов метаморфизма - раннего однородного и позднего высокоградиентного.
Ил. 4. Табл. 1. Библиогр.: 20 назв.

УДК(553.64:551.72)(470.5)

Фосфатоносные докембрийские метаморфические формации Восточного Урала и Мугоджар / Абдулин А.А., Евлентьев И.В., Касымов М.А. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1984, с.295-300.

В статье дается формационный анализ фосфатоносных докембрийских метаморфических толщ Восточного Урала и Мугоджар. Установлено, что рудопроявления фосфатов на Урале проявлены в виде мелкозернистого апатита и скрытозернистого фосфатного вещества. Указывается, что первый вид фосфатного рудопроявления ассоциирует с дистен-силлиманитовым типом регионального метаморфизма, второй - с глаукофан-сланцевым.
Библиогр.: 12 назв.

УДК 549.753.II+549.64I.23:55I.25I

Метаморфизованные ильменит-апатитовые руды в анортозитовых массивах Дальнего Востока / Панских Е.А., Гаврилов В.В., Феоктистова Н.В. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.30I-308.

Рассмотрены особенности изменения вещественного состава фосфатно-титановых руд и состава рудных минералов в зависимости от типа метаморфогенных преобразований и их интенсивности. Сделан вывод о том, что метаморфизм является одним из факторов апатит-ильменитового рудообразования.
Табл. 4. Библиогр.: I0 назв.

УДК 553.065:55I.3

Определение уровня метаморфизма пирита методом термографического анализа / Храменкова Д.П. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, I984, с.308-3II.

Установлено, что физические и химические свойства пирита из руд с разной степенью метаморфизма изменяются в очень широком диапазоне. Выявлено, что температурный интервал окисления пирита зависит от степени совершенства его кристаллической решетки и уровня его метаморфизма. Критерием уровня метаморфизма пирита является термографический анализ: чем более интенсивному метаморфизму был подвергнут пирит, тем выше температура экзотермического эффекта на термографической кривой.
Табл. 2. Библиогр.: 5 назв.

2 р. 90 к.

4720

НАУКОВА ДУМКА