

РУДООБРАЗОВАНИЕ

И

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
СЕКТОР МЕТАЛЛОГЕНИИ
ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

3659

КИЕВ „НАУКОВА ДУМКА“ 1981



УДК 553.2 + 553.078

Рудообразование и металлогения : Сб. науч. тр. - Киев: Наук. думка, 1981. - 316 с.

В сборнике обобщены результаты исследований металлогении и рудообразования, проведенных Сектором металлогении Института геохимии и физики минералов АН УССР. Раскрыты основные теоретические положения метаморфогенного рудообразования, металлогении докембрия и фанерозоя. Показаны структурные, геохимические и минеральные особенности метаморфогенного рудообразования. Приведены оригинальные материалы экспериментального изучения миграции рудогенных элементов в породах при метаморфизме, а также новые данные по термобарогеохимии и стабильным изотопам, позволяющие судить о реальных процессах рудообразования и закономерностях размещения различных типов рудных месторождений.

Для геологов-рудников.

Библиогр. в конце статей.

Редакционная коллегия

Я.Н.Белевцев (ответственный редактор), Б.И.Горошников, Ф.И.Жуков, А.М.Жукова, Г.И.Калаяев, В.В.Науменко, А.И.Стрыгин, Е.Г.Сущук, Г.В.Тохтуев, И.П.Щербань

Редакция информационной литературы

Р 20803-268 287-81 1904050000 © Издательство
M221(04)-81 "Наукова думка", 1981

Предисловие

Настоящий сборник научных трудов посвящен двадцатипятилетию создания и развития отдела (1954-1965), а затем Сектора металлогении (1965-1979) Института геохимии и физики минералов АН УССР.

В развитии научных работ отдела и сектора можно выделить три этапа.

На первом этапе (1954-1960) отдел металлогении совместно с трестом "Кривбассгеология", Днепропетровским горным институтом и Криворожским горнорудным институтом выполняли большие комплексные исследования в Криворожском бассейне по изучению геологического строения, закономерностей размещения рудных месторождений и генезиса железных руд и железистых пород. По результатам этих работ были изданы четыре монографии о геологическом строении Криворожского бассейна и его железорудных месторождений и о генезисе железных руд.

Этот этап в научном отношении знаменуется выдвижением и обоснованием метаморфического рудообразования железных руд Криворожского бассейна.

На втором этапе (1960-1975) Сектор металлогении выполнял исследования по металлогении Украины и параллельно с этим были начаты и развивались работы по изучению процессов метаморфогенного рудообразования. Разработаны теоретические основы металлогении докембрия, составлена комплексная металлогеническая карта Украины и Молдавии. За выполнение этих работ научным сотрудникам сектора и геологам Министерства геологии УССР в 1974 г. была присуждена Государственная премия Украинской ССР.

Для выполнения экспериментальных работ по процессам рудообразования в секторе были созданы лаборатории: процессов экзогенного рудообразования, моделирования процессов эндогенного рудообразования, процессов фильтрации, термобарогеохимии и др.

Результаты исследований второго этапа отражены в монографиях "Структурные условия образования рудных месторождений" (1961), "Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат" (1968), "Тектоника докембрия Украинского щита" (1972), "Современные проблемы эндогенного рудообразования" (1972), "Эндогенная металлогения Донбасса" (1973), "Металлогения Украины и Молдавии" (1974) и др. В 1969 г. проведено первое, а в 1974 г. второе межведомственные совещания по метаморфогенному рудообразованию. Изданы труды этих совещаний, в которых намечены направления дальнейших исследований и подведены первые итоги по изучению метаморфогенных месторождений.

На третьем этапе (с 1975 г.) основное внимание Сектора металлогении сосредоточено на развитии теории метаморфогенного рудообразования и глубинном строении земной коры и ее роли в обра-

зовании и размещении рудных месторождений как в пределах Украинского щита, так и его обрамления.

В 1979 г. проведено третье межведомственное совещание по метаморфогенному рудообразованию, на котором впервые в геологической науке были сформулированы основные положения теории метаморфогенного рудообразования.

К этому этапу относится создание лабораторий: масс-спектрометрической, электронно-микроскопической, геохимии стабильных изотопов, геохимии рудогенных элементов и др.

Созданная Сектором металлогенная лабораторная база позволила не только выполнять глубокое изучение рудного и нерудного вещества, но и осуществлять моделирование отдельных процессов рудообразования. При этом получены важные экспериментальные данные, которые позволили установить термобарические и геохимические параметры процессов метаморфогенного рудообразования. Изданы монографии "Петрология и рудные формации Украинского щита" (1978), "Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области" (1978), "Метаморфогенное рудообразование" (1979). Проведены большие работы по определению прогнозных запасов и минеральных ресурсов железных руд на Украине для обеспечения черной металлургии СССР.

В XI и XII пятилетках сектор планирует широкую комплексную программу по изучению железорудной формации Восточно-Европейской платформы с целью определения перспектив развития железорудной базы черной металлургии. В этой работе активное участие примут институты и организации Министерства геологии СССР, Министерства высших учебных заведений СССР и Академии наук Белорусской ССР. Сектором по-прежнему будут проводиться работы по изучению процессов рудообразования.

В настоящем сборнике рассмотрены различные вопросы металлогении и основные положения теории метаморфогенного рудообразования, преимущественно докембрия, менее фанерозоя, разработанные на основании обширных геологических материалов изучения минерального вещества и экспериментальных данных.

В сборнике раскрыты главнейшие аспекты металлогении докембрия как процесса длительного и своеобразного геологического развития. Рассмотрены структурные, геохимические и минеральные особенности метаморфогенного рудообразования, а также влияние фанерозойского вулканизма на формирование рудных месторождений. Приведены важные данные, полученные при экспериментальном изучении миграции рудогенных элементов в породах при метаморфизме, а также новые данные по термобарогеохимии и стабильным изотопам. Они позволяют судить о реальных условиях процессов рудообразования и закономерностях размещения различных типов рудных месторождений.

Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование как новые направления в настоящее время развились в научную школу.

Сборник состоит из двух частей: первая часть — металлогения; вторая — рудообразование, в которых содержатся наиболее существенные научные результаты по различным вопросам рассматриваемой темы.

Авторы статей — сотрудники Сектора металлогении, многие из которых начали научную работу в секторе с первых дней его создания, где и развивали свои научные представления.

В подготовке рукописи к печати активное участие принимали Л.И.Кутняя, А.Г.Иванова, Н.В.Семенова, С.Т.Чубарева, Е.Э.Игнатченко, Е.Я.Фомина, Н.К.Маковецкая, А.В.Коляда, П.А.Полторацкая, А.Г.Сырокваша.

УДК 553.2 + 553.078 : 551.72

Я.Н.Белевцев

РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
ДОКЕМБРИЯ В АН УССР

Развитию научного направления – рудообразование и металлогения – в Академии наук Украинской ССР предшествовал длительный период изучения геологического строения, стратиграфии, петрогенезиса и генетических особенностей рудных месторождений Украины. Изучение процессов рудообразования вызывалось необходимостью расширения запасов рудного сырья на разрабатываемых месторождениях и открытия новых видов минерального сырья. В развитии учения о рудообразовании и металлогении в Академии наук УССР выделяется два качественно различных этапа. К первому из них относится начальный период, для которого характерны исследования по отдельным вопросам генезиса месторождений. Здесь следует отметить известные работы П.П.Пятницкого, Н.И.Свитальского, Н.П.Семененко, а также И.И.Танатара, П.М.Каниболоцкого и Е.Е.Захарова, не работавших в Академии наук УССР.

Среди работ этого периода выделяются исследования генезиса пород и руд железорудной формации Криворожского бассейна, выполненные Н.И.Свитальским и П.П.Пятницким, в которых рассмотрены условия совместного осаждения из растворов кремнезема и железа, слагающих породы и руды, процесс первичного отложения рудных прослоев роговиков и джеспилитов, а также превращения первоначальных осадков в современные породы. Впервые была показана возможность кристаллизации магнетита при метаморфизме преимущественно за счет сферрита и первичных гидроокислов железа.

П.П.Пятницкий [15] рассмотрел условия образования тонкой полосчатости железистых пород, в частности доказал первичную природу эмульсионного гематита в зернах кварца, создающего красную полосчатость роговикам и джеспилитам. В других работах П.П.Пятницкий

развивал представления об образовании богатых гематит-мартитовых руд, которые, по его мнению, были обязаны разрушению кварца щелочными вадозными водами, значительному выносу кремния и мартизации метаморфического магнетита. Эта схема рудообразования для многих залежей Криворожского бассейна подтверждена последующими детальными исследованиями.

В советской и зарубежной геологической литературе гидротермальные процессы рудообразования железных руд Кривого Рога широко обсуждались. В частности, Н.П.Семенов считал возможным вынос железа из магмы гидротермальными растворами при образовании плагиоклазовых гранитов.

Второй этап развития учения о металлогении и рудообразовании начался в 50-х годах текущего столетия. Систематические исследования в области металлогении Украины возглавлялись специально организованным в 1953 г. отделом металлогении Института геологических наук. В первый период были разработаны методы металлогенических исследований платформ и щитов, изложенные в ряде статей Я.Н.Белевцева, Г.И.Каляева, А.И.Стрыгина, С.А.Скуридина и др.

Металлогенические исследования Украины неразрывно связаны с изучением главного ее региона — Украинского щита. До этого этапа структурно-исторический анализ докембрийских подвижных зон не проводился. Ставились под сомнение наличие геосинклинальных систем в докембрии и возможность применения к нему методов палеофациального и структурного анализов, хотя эти методы, как известно, лежат в основе металлогенического анализа и прогнозирования рудной минерализации и рудных месторождений.

На Украинском щите принципы структурно-исторического анализа впервые для докембрия были с успехом разработаны в процессе металлогенического анализа раннепротерозойских подвижных зон, в частности для геосинклинальной системы Большого Кривого Рога (Я.Н.Белевцев, Г.И.Каляев и др.).

В 1960 г. в Киеве состоялась II Всесоюзная объединенная сессия по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. На ней Н.П.Семенов [21], Я.Н.Белевцев [2], М.Н.Ивантишин [13] подытожили результаты металлогенических исследований на территории Украинского щита. К сессии были составлены средне-масштабная прогнозно-металлогеническая карта Украинской железорудной провинции и крупномасштабная металлогеническая карта Криворожско-Кременчугской зоны. Впервые в геологической науке были

освещены главнейшие черты и некоторые особенности металлогении щитов и древних платформ [27].

В 1963 г. была составлена первая металлогеническая карта Украинского щита масштаба 1:750000 (авторы Я.Н.Белевцев, Г.И.Каляев, А.И.Стрыгин, С.А.Скурядин и др.).

В монографии "Проблемы металлогении Украины" [17] впервые изложены главнейшие принципы и методы металлогенического анализа докембрийских образований. В 1966 г. были начаты, а в 1974 г. завершены работы по составлению прогнозно-металлогенической карты Украины и Молдавии, возглавленные Сектором металлогении ИГФМ АН УССР и Центральной металлогенической партией треста "Киевгеология".

В 1971 г. завершено составление, а в 1974 г. изданы металлогенические карты Украинского щита (редакторы Я.Н.Белевцев, С.Т.Борисенко, Г.И.Каляев).

Рассмотрим основные принципы металлогении докембрийских щитов и положения современной теории рудообразования. Ниже приведены главнейшие итоги исследований ученых Сектора металлогении, основанные на обширных геологических, аналитических и экспериментальных материалах.

Главнейшие принципы металлогении докембрийских щитов

Основные успехи металлогенических исследований связаны главным образом с фанерозойскими складчатыми областями, тогда как для платформ еще не раскрыты в полной мере история геологического развития и принципы металлогении, а следовательно, не установлены закономерности образования и размещения рудных месторождений. Вместе с тем щиты и древние платформы занимают более половины площади материков Земли и являются носителями крупнейших рудных месторождений железа, урана, марганца, меди, золота и многих других металлов.

Большие геологические и экспериментальные данные, полученные в последние десятилетия почти на всех континентах мира, свидетельствуют о принципиальных отличиях геологического развития и металлогении щитов от фанерозойских складчатых областей.

Особенности геологического развития щитов. Новые материалы, полученные при изучении Украинского и Балтийского щитов, а также сравнительное изучение Канадского, Индийского и Австралийского

щитов, позволили наметить важные особенности геологического строения и истории развития щитов.

1. Щиты и кристаллические основания древних платформ сложены глубокоизмененными породами, являющимися продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований эвгеосинклинальных и миегеосинклинальных областей.

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

3. Для докембрия были характерны маломощная и мобильная земная кора, высокая активность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов, а также интенсивный поток тепловой энергии, обусловивший метаморфизм и ультраметаморфизм пород.

Эти особенности были причиной своеобразного геологического развития в докембрии, не повторившегося в последующие эпохи. С целью раскрытия первичного характера пород, слагающих щиты, и определения типов геологического развития в докембрии нами разработаны новые принципы анализа геологического материала щитов. Эти принципы сводятся к следующему: "снятие" метаморфизма и гранитизации и реконструкция первичных осадочных и вулканогенных формаций; обработка изотопных геохронологических данных по породам различных формаций и их пространственному размещению; анализ мигматитов и гранитов с позиций ультраметаморфизма; выделение интрузивных образований и установление их связи с зонами платформенной активизации; анализ структурных планов складчатых структур [2].

Применив эти принципы в оценке геологического материала, мы получили возможность раскрыть историю геологического развития докембрийских складчатых зон щитов. Это позволило выделить два крупных тектоно-метаморфических цикла: догеосинклинальный архейский (3500-2700 млн. лет) и геосинклинальный раннепротерозойский (2700-1800 млн. лет), а также платформенный позднепротерозойский этап развития (1650-1200 млн. лет).

Для архейского цикла характерна наиболее интенсивная вулканическая деятельность, составившая одно из главнейших его особенностей. Поэтому главную часть разреза архея образуют метаморфизованные вулканогенные породы основного и ультраосновного состава: амфиболиты, амфиболовые гнейсы, серпентиниты, тальковые сланцы и продукты их гранитизации.

Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием железа, марганца, кобальта, никеля и меди, которые определяли металлогенический облик архейских образований. Небольшое количество кислорода в атмосфере способствовало накоплению в течение архея в водных бассейнах железа, кремния, марганца, урана и других металлов как продуктов разрушения железистых силикатов вулканитов. Большое значение для многих геологических процессов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, резко снизившаяся на рубеже архея и протерозоя.

Для раннего протерозоя характерна относительно резкая смена геологических условий, выразившаяся в снижении интенсивности вулканизма и развитии процессов седиментации, что привело к образованию мощных кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Протерозойские щиты более чем на 80% сложены седиментогенными породами, которые в результате метаморфизма превращены в кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты. В развитии подвижных зон в протерозое достаточно четко выделяются такие этапы: ранний — вулканогенно-седиментогенный, средний — складчато-метаморфический и поздний — разломно-интрузивный. Появление свободного кислорода в атмосфере привело к массовому выпадению окислов железа марганца, урана, кремния и др.

Длительная геологическая история этого цикла запечатлена в полных рядах типичных геосинклинальных вулканогенных, осадочно-вулканогенных, осадочных и ультраметаморфических формаций. Наличие определенной зональности в пространственном размещении структурно-формационных областей и важная роль в их образовании глубинных разломов не оставляют сомнения в господстве геосинклинального режима в протерозое.

По геологическим и экспериментальным данным, а также на основании термодинамического анализа пород различных метаморфических фаций выделяются два главных типа преобразований первичных вулканитов и седиментов в докембрии.

1. Региональный и динамотермальный метаморфизм. Развивался одновременно с формированием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах на значительных площадях, при этом в породах образовались равновесные парагенезисы минералов. Для регионального динамотермального метаморфизма характерны изохимический характер перекристаллизации пород, сопровождающийся некоторым перемещением элементов на завершающих этапах; дегидратация и десилификация, усиливающиеся с возрастанием степени метаморфизма.

2. Региональный ультраметаморфизм. Проходил на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях и проявлялся только в тех местах, где метаморфизм пород достиг амфиболитовой и гранулитовой фаций. Ультраметаморфизм характеризовался открытой системой вследствие привноса и выноса материала растворами.

В настоящее время [23, 25] выделяются два типа ультраметаморфизма: а) метаморфогенно-анатектический высокотемпературный монофациальный метаморфизм, приведший к образованию в архее эндербитов, чарнокитов и плагиоклазовых гранитоидов; б) палингено-метасоматический, выразившийся в частичном или полном плавлении и региональном метасоматозе с образованием богатых калием гранитоидов, проявившийся в протерозое и частично архее.

Этапы металлогении щитов. Металлогения щитов и древних платформ определяется тремя резко разграниченными периодами геологической истории: подвижных зон фундамента, платформенным, осадочным [3].

Металлогения подвижных зон кристаллического фундамента закономерно связана с накоплением металлов в осадочных и вулканических породах на ранних этапах развития и с последующей их концентрацией на средних и конечных этапах вследствие метаморфической и ультраметаморфической дифференциации и протоактивизации древних платформ.

Первым условием накопления металлов в породах докембрия было образование в архее мощных толщ основных пород спилит-кератофировой и офиолитовой формаций с высоким содержанием железа, марганца, кобальта, меди, никеля, ванадия, цинка и других, которые определили металлогению архея (см. табл. I).

Вторым условием первичного накопления металлов была господствовавшая в протерозое седиментация, с которой связана концентрация больших масс железа, марганца, урана, алюминия, свинца и золота в терригенных, хемогенных и биогенных осадках. В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации не только благодаря разрушению вулканических пород, но и непосредственно из основных магм при подводном их излиянии. К этому периоду относится образование большей части джеспилитовой формации, имеющей в своем составе более 80% железных руд земного шара.

По нашим подсчетам, в 1 км^3 осадочных пород протерозоя находилось около 5-8 млн. т металлов, а одного из металлов с содержанием в породах около 0,01% было примерно 0,5-1,0 млн. т.

Т а б л и ц а I. Средние содержания малых металлов в главнейших группах пород Украинского щита (в %)

Группы пород	Сидеро-фильные Ti, Cr, Co, Ni, V и др.	Халькофильные Pb, Cu, Sn, Zn и др.	Литофильные Zr, Ba, Mo и др.	Сумма
Вулканические основные и ультраосновные	0,425	0,021	0,048	0,494
Терригенные	0,110	0,012	0,048	0,170
Хемогенные	0,031	0,005	0,002	0,038

Во многих группах пород докембрия широко распространены микрорудные фации [22] пород с содержаниями металлов, в несколько раз превышающими фоновые, нередко представляющие собой убогие руды. В этих микрорудных фациях сконцентрирована большая часть всех рудных компонентов осадочных и вулканогенных пород. Большие объемы вулканических и осадочных пород и микрорудных фаций в них показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемыми источниками для образования рудных месторождений.

Концентрация металлов при метаморфизме и ультраметаморфизме пород была вызвана перемещением рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадков, привела к образованию рудных месторождений в метаморфических породах докембрия. К ним относятся железорудные месторождения джеспилитовой формации, урановые в конгломератах, никелевые и медные в вулканитах и др.

Для образования многих месторождений большое значение имела протоактивизация, с которой связано образование рудоносных тектоно-метасоматических зон, под влиянием остаточных (постгранитизационных) флюидов и растворов.

Металлогения платформенного периода развития связана с протерозойской активизацией, приведшей к образованию магматических интрузий, несущих рудную минерализацию. Наблюдается: I) раннепротерозойская активизация (1900–1800 млн. лет), выразившаяся в образовании серии глубинных разломов и зон объемной трещиноватости, разделивших на блоки породы с ярко выраженным предшествовавшим геосинклинальным режимом; по этим зонам развиты массивы гранитоидов, сложенные существенно микроклиновыми гранитами ($K_2O/Na_2O > 1$ и $K_2O + Na_2O \approx 8\%$ и более), и тектоно-метасоматические зоны с широко развитым щелочным метасоматозом (N и Na) и в меньшей

мере кальций-углекислым, фосфорным и силициевым, нередко прослеженные на десятки и даже первые сотни километров; с зонами раннепротерозойской активизации связаны многочисленные месторождения цветных, редких и радиоактивных металлов; 2) позднепротерозойская активизация (1700–1600 млн. лет), представленная интрузивами основных и реже кислых магм (формации рапакиви). Металлогения зон позднепротерозойской активизации связана с интрузивами и определяется образованием месторождений хромитов, железа, меди, титана, никеля и кобальта, относящихся к собственно магматической группе.

Металлогения осадочного чехла щитов непосредственно связана с образованием осадочных пород чехла. Для них характерны россыпные осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, олова, золота, алюминия, никеля, циркония и многих других металлов. В осадочных породах чехла известны крупнейшие в мире месторождения марганца, циркония, железа, никеля и других металлов. Размещение этих месторождений связано с источниками сноса, рельефом кристаллического ложа и палеоклиматическими условиями периода рудоотложения.

Металлогенические эпохи. На щитах мира размещены многочисленные месторождения железа, никеля, кобальта, цинка, вольфрама, золота, урана, стронция, ванадия, титана, молибдена, хрома и меди, которые непосредственно связаны с геологической историей догеосинклинального (архей), геосинклинального (ранний протерозой) и платформенного периодов развития. Пространственная и временная связь различных групп месторождений с периодами геологического развития в докембрии позволила выделить металлогенические эпохи и наметить металлогеническое районирование.

По современным материалам представляется возможным более или менее уверенно выделить только три эпохи рудной минерализации в докембрии: архейскую с изотопным временем от 3 до 2,4 млрд. лет (Сьерра-Леонская по А.И.Тугаринову [247]); раннепротерозойскую с изотопным временем от 1,65 до 2,6 млрд. лет (Родезийская и Беломорская по А.И.Тугаринову [247]); позднепротерозойскую (рифейскую) — от 1,65 до 0,68 млрд. лет (Медвежьегорская, Гренвилльская и Катангинская по А.И.Тугаринову [247]).

Архейская эпоха отвечает первому — самому раннему догеосинклинальному мегациклу геологического развития. Для него характерны глубокометаморфизованные породы — амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мигматиты и гранитоиды. К архейской эпохе приурочены

главным образом вулканогенно-метаморфические месторождения железа формации Алгома, медно-никелевые, титановые и циркониевые, а также рудоносные пегматиты с редкими и радиоактивными металлами. Выделяются провинции с развитием архейской рудной минерализации: Сьерра-Леона в Западной Африке, Онтарио в Канаде, Среднее Приднепровье на Украинском щите, Заимандрыйский рудный район на Кольском полуострове с месторождениями железа, меди и никеля, а также медно-никелевые месторождения Канадского, Балтийского и Южно-Африканского щитов.

Раннепротерозойская эпоха относится к геосинклинальному периоду геологического развития докембрия, представленного кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, гнейсами, метабазами и гранитоидами. Эта эпоха очень богата многочисленными осадочно-метаморфическими, метаморфическими и ультраметаморфическими месторождениями железа, золота, марганца, урана и магматогенными меди, никеля и полиметаллов. Ни одна последующая эпоха не создала таких крупных, имеющих мировое значение месторождений, как раннепротерозойская. Металлогенические провинции раннепротерозойской эпохи выделяются на всех щитах мира. Наибольшее металлогеническое значение имеют образования внутренних геосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам, которые образуют относительно узкие, сложно-складчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточены многие метаморфогенные месторождения. В качестве примера укажем на Сингхбумский пояс в Восточной Индии, Медный пояс в Родезия, Криворожско-Кременчугский в СССР, Лабрадорский в Канаде и др. Геохимический профиль этой эпохи преимущественно железный, железно-медный или урановый.

Высокая рудоносность нижнего протерозоя объясняется благоприятным совпадением многих природных факторов, возникших на рубеже архея и протерозоя, на которые мы имели случай указать выше, при рассмотрении особенностей геологического развития докембрия. Это — интенсивная вулканическая деятельность в позднеархейское время, приведшая к накоплению в эффузивах больших масс черных и цветных металлов; изменение окислительной обстановки в нижнем протерозое; интенсивное развитие растительного мира и седиментации с образованием мощных металлоносных осадков; интенсивный метаморфизм, вызывавший миграцию и скопление металлов в месторождениях.

К позднепротерозойской эпохе относятся образования, связанные с платформенным периодом развития кристаллического фундамен-

та: а) зоны тектоно-магматической активизации, представленные основными интрузиями по продольным и кольцевым разломам с образованием месторождений никеля, кобальта, меди, цинка, свинца и других металлов; б) платформенный чехол осадочных пород верхнеархейского и фанерозойского возраста, с которым связано образование россыпных и осадочных месторождений железа, марганца, титана, олова, цинка, кобальта и других металлов.

Закономерности размещения месторождений на щитах. Разработанные нами основные положения металлогении докембрия дают возможность раскрыть закономерности размещения и определить прогноз рудных месторождений на территории докембрийских щитов и кристаллического основания древних платформ. В самом общем виде они сводятся к следующим главнейшим положениям.

1. Подавляющее большинство всех рудных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей мере амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно реже они встречаются среди пород гранулитовой фации метаморфизма и в полях развития гранитоидов.

2. Особенно рудоносными на железо, марганец, медь, свинец и другие металлы являются преимущественно протерозойские структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, развившиеся из древних троговых геосинклиналей.

Богатые железные руды, за редким исключением, образуются среди железисто-кремнистых пород, представленных миегеосинклинальными железисто-сланцевыми формациями типа криворожской в СССР или Супериор в США. Большинство этих месторождений размещается среди железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и значительно меньшая часть — в амфиболитовой или гранулитовой. В этих же условиях образовались крупные и уникальные по запасам месторождения железистых кварцитов, которые в настоящее время широко разрабатываются как руды, подлежащие обогащению. Железисто-кремнистые породы, представленные эвгеосинклинальными железисто-вулканогенными формациями типа верховцевской в СССР или Алгома в США, очень редко образуют месторождения богатых железных руд, а месторождения железистых кварцитов встречаются, как правило, маломощные, небольшой протяженности и с ограниченными запасами.

3. Зоны развития основных вулканогенных пород (преимущественно архейских), представленные метавулканитами и вулканогенно-

осадочными породами, характеризуются наличием месторождений меди, кобальта, железа и других.

4. Большой рудоносностью отличаются тектоно-метасоматические и тектоно-магматические зоны активизации, приуроченные к глубинным разломам в кристаллических породах щита.

Проведенное рассмотрение закономерностей размещения рудных месторождений на территории докембрийских щитов позволяет сформулировать следующие основные особенности металлогении щитов.

Эндогенное рудообразование на щитах связано главным образом не с магматической деятельностью, а с накоплением металлов в вулканитах и осадочных породах с последующей их концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме. Поэтому подавляющее большинство рудной минерализации приурочено к метаморфическим породам и зависит от их первичного состава и степени метаморфизма и гранитизации.

В конечные этапы гранитизации проявляются процессы гидротермального преимущественно метасоматического рудообразования по тектоно-метасоматическим зонам, обычно большой протяженности.

Наиболее рудоносны сложноскладчатые метаморфические породы. По мере усиления метаморфизма и гранитизации их металлоносность снижается.

Рассмотренные особенности металлогении докембрия позволяют создать представления об эпохах рудообразования и провинциях размещения рудных месторождений.

Основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования

За последние 25-30 лет во многих странах мира открыто и введено в эксплуатацию много крупных и уникальных месторождений черных, цветных и редких металлов, освоены новые виды сырья, такие как железистые кварциты, которые теперь являются основной сырьевой базой черной металлургии. Благодаря интенсивной эксплуатации месторождений рудные залежи вскрыты на больших глубинах, достигающих 1 км и более, а в отдельных случаях - до 2-3,5 км. Многие месторождения разведаны скважинами до 3-4 км и прослежены геофизическими методами до 7-10 км. При этом получены новые данные о строении и генетических особенностях многих рудных месторождений, противоречащие ранее принятым представлениям. На кристаллических щитах эти материалы показали, что все породы в той или иной мере

Т а б л и ц а 2 . Генетическая классификация метаморфогенных

	Класс		М е т а м о р	
	Подкласс	Метаморфизованные		
	Группа	Осадочные	Вулканогенные	Магматогенные
Метафизические серии	Фации низких температур порядка 100-450°C Дозеленосланцевая и зеленосланцевая фации	Хлорито-гематито-магнетитовые кварциты, Кривой Рог, СССР; КМА; Канада Медные месторождения. Гудный Полюс Бельгийского Конго и Северной Родезии, Южная Африка Золото-ураноносные конгломераты. Эллиот-Лейк, Канада; Витватерсранд, Африка Месторождения золота "черносланцевой" формации Медные и полиметаллические месторождения. Маунт-Айз, Австралия Магнетито-хлоритовые руды, Кривой Рог (месторождения Вавлякю, Илеватское и др.)	Медно-колчеданные месторождения. Средний Урал Медно-цесолитовые руды. Урал; штат Мичиган, США Колчеданно-полиметаллические руды. Раммельсберг, ФРГ Железо-марганцевые руды. Казakhstan	Медно-никелевые месторождения. Печенга, Кольский п-ов (в основных магматических породах) Полиметаллические руды. Сулливан, Канада

3658

месторождений

Ф о г а н н ы е

Метаморфические		Ультраметаморфические	
Автохтонные	Аллохтонные	Палингено-метасоматические	Послегранитизационные
<p>Богатые гематито-магнетитовые руды. Центральное Криворожье (Саксаганское рудное поле), СССР</p> <p>Колчеданно-полиметаллические месторождения. Холодненское, Северное Прибайкалье</p> <p>Сплошные медно-колчеданные руды. Средний Урал (месторождение Дехтарское и др.)</p> <p>Золотые руды. Восточная Сибирь</p> <p>Пьезокварцевые месторождения. Приполярный Урал; Северо-Восток СССР</p> <p>Полиметаллические месторождения. Жайрем, Северо-Западный Казахстан</p>	<p>Медно-никелевые месторождения. Алларечка и Печенга, Кольский п-ов (в сланцевых породах)</p> <p>Тальково-магнетитовые руды. Северное Прибайкалье; Казахстан; Урал; СССР</p>		<p>Рудоносные альбититы, березиты, листвиниты. Сибирь</p>



	М е т а м о р			
	Класс	Метаморфизованные		
	Подкласс Группа	Осадочные	Вулканогенные	Магматогенные
Метафациальные серии	Фации средних температур порядка 450–650°C Эпидот–амфиболитовая фация	Амфиболо–магнетитовые кварциты. Северное Криворожье, УССР Апатито–магнетитовые руды, Кируна, Швеция Месторождения золота. Колар, Индия	Марганцевые руды. Приаргунье; Ханкайский массив, ДВК Медно–колчеданные месторождения. Средний Урал Марганцевые руды (гондиты). Индия	Медно–никелевые руды. Воронежский кристаллический массив
	Фация высоких температур порядка 650–850°C. Амфиболитовая и гранулитовая фации	Магнетито–пироксеновые кварциты. Приазовье, УССР; Оленегорское и Юбилейное, Кольский полуостров Джеспилиты и железистые кварциты. Северное Криворожье, УССР	Железистые кварциты. Верховцево, УССР Марганцевые месторождения (кодуриты). Индия	Ильменит–рутиловые руды. Урал

Ф о г е н н ы е

Метаморфические		Ультраметаморфические	
Автохтонные	Аллохтонные	Палингенно-метасоматические	Послегранитизационные
<p>Амфиболо-магнетитовые руды. Северное Кривокожье, СССР</p> <p>Жилы альпийского типа (сланцевые, редкометалльные и др.). Месторождения Слюдянка, Мама</p>	<p>Железобудные месторождения (метасоматиты). Горы Высокая Благодать и др., Урал</p> <p>Лазуритовые месторождения. Памир</p>	<p>Рудоносные граниты многих районов мира</p> <p>Редкометалльные метасоматиты и пегматиты. Восточная Сибирь; Кольский п-ов; Индия; Бразилия</p> <p>Хрусталеносные и керамические пегматиты многих районов мира</p> <p>Мусковитовые месторождения. Балтийский щит, Норвегия</p>	<p>Редкометалльные альбититы. СССР, Казахстан, Канада</p> <p>Урановые месторождения. Эльдorado, Канада</p> <p>Медные месторождения. Масабани, Индия</p>
<p>Магнетито-пироксеновые руды. Приазовье, СССР</p> <p>Урановые месторождения. Мери Кетлян, Австралия</p> <p>Кианитовые руды. Кольский п-ов</p> <p>Ураноносные пегматоиды. Банкрофт, Канада</p>	<p>Корунд-сапфиритовые руды. Мугаджары, Казахстан</p> <p>Флогопитовые руды. Алдан</p> <p>Волластонитовые руды. Алдан</p>	<p>Мусковитоносные редкометалльные пегматиты. Мамский р-н, Сибирь</p> <p>Редкометалльные граниты. Нигерия.</p> <p>Редкометалльные пегматиты. Приазовье и Побужье, СССР</p>	<p>Рудоносные метасоматиты с редкометалльным и редкоземельным оруденением. Восточная Сибирь</p>

подверглись метаморфизму и гранитизации, а для большинства рудных месторождений условия размещения принципиально отличны от магматогенных месторождений.

По этим причинам в последнее время в СССР интенсивно разрабатывается теория метаморфогенного рудообразования.

Учение о рудообразовании в Академии наук УССР знаменуется развитием теории метаморфогенного рудообразования. В Секторе металлогении ИГЕМ АН УССР более 20 лет изучаются условия образования многих месторождений железа, полиметаллов, меди и редких металлов, расположенных в кристаллических породах щитов (Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского и Австралийского). Полученные при исследованиях геологические материалы и экспериментальные данные составили основу главнейших положений современной теории метаморфогенного рудообразования.

На Украине проведено три межведомственных совещания по метаморфогенному рудообразованию (в 1969, 1974 и 1979 гг.), на которых определены основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования.

В 1953 г. на I Всесоюзном петрографическом совещании были изложены основные положения и пути развития теории метаморфогенного рудообразования [1]. В 1959 г. была опубликована монография [12], в которой высказывалось предположение о метаморфогенном образовании большей части железных руд Криворожского бассейна. В 1976 г. опубликована генетическая классификация метаморфогенных месторождений в СССР [7], в 1978 г. — в США (см. табл. 2).

Я.Н.Белевцев выступил с докладами на сессиях Международного геологического конгресса в Мексике (1956), Индии (1964), Канаде (1972), Австралии (1976), а также на межведомственных совещаниях по метаморфогенному рудообразованию, проведенных на Украине в 1969, 1974 и 1979 гг. [4-6].

В Академии наук УССР создана научная школа, разработавшая на основе больших геологических, аналитических и экспериментальных данных современное учение о метаморфогенном рудообразовании. Над этой проблемой под руководством автора настоящей главы работают Г.В.Тохтуев, Б.И.Горошников, Ю.П.Мельник, В.Б.Коваль, В.Ю.Фоменко, В.И.Николаенко, А.И.Стрыгин, Ф.И.Жуков, С.В.Кузнецова, В.А.Зинченко и др. В содружестве с учеными Украины работают ученые и геологи различных районов СССР: в Сибири и на Дальнем Востоке В.А.Буряк [8-10], Л.И.Кулиш и Е.А.Кулиш [14,15], В.П.Сап-

ркин [20], Ю.Н.Размахнин и Э.М.Размахнина [19], В.Г.Душев [16]; на Урале Г.Н.Вертушков [11] и др.

Геологические условия метаморфогенного рудообразования. К метаморфогенным месторождениям мы относим первично-осадочные и вулканогенные накопления металлов в земной коре, которые впоследствии изменены процессами метаморфизма или возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вследствие метаморфической дифференциации рудогенных элементов пород в процессе их растворения, перекристаллизации или переплавления. Метаморфогенные месторождения формировались на значительных глубинах в земной коре под влиянием температуры, давления и минерализованных растворов, и по характеру этих рудообразующих факторов эндогенные. С геологических позиций образование метаморфогенных месторождений является полихронным и полигенным, так как обусловлено накоплением металлов при седиментации, вулканизме с последующей дифференциацией при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме.

Выше уже указывалось, что геологическое развитие докембрия происходило в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался малоомощной и мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментационных процессов и интенсивным метаморфизмом.

Региональный динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм, главными агентами которых были температура, геостатическое и одностороннее давление и химически активные водные растворы, вызвал всеобщую перекристаллизацию исходных пород, а при ультраметаморфизме и переплавление. Под влиянием этих процессов возникла значительная миграция рудного вещества пород, приведшая к перераспределению и концентрации рудогенных элементов в виде рудных месторождений.

Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие все докембрийские континенты Земли на всю толщину сиалической коры, вызвали не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах, что способствовало образованию многочисленных рудных месторождений.

Метаморфогенное рудообразование осуществлялось в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и вследствие рас-

творения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. Для низких стадий метаморфизма характерны частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которые с усилением метаморфического процесса сменяются полным растворением, а затем и частичным выплавлением. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникших при метаморфической дифференциации.

Геологические наблюдения и экспериментальные данные показали, что мобилизация рудогенных элементов из горных пород осуществляется при различных фациях прогрессивного метаморфизма, гранитизации и постгранитизационных диафторических изменениях.

Получены многочисленные данные о подвижности рудных и нерудных компонентов осадочных и вулканогенных пород, подвергшихся региональному динамотермальному метаморфизму и ультраметаморфизму.

Проведенные подсчеты количества рудогенных элементов в породах различных метаморфических фаций, а также продуктах ультраметаморфизма позволили установить общую закономерность уменьшения содержания металлов с усилением метаморфизма пород. Подвижность рудогенных элементов в породах регионального (динамотермального) метаморфизма и ультраметаморфизма характеризуется двумя кривыми (см. рис. 1).

По этим данным в породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от зеленосланцевой фации, через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Если взять такие распространенные металлы, как Cr , V , Mn , Ni , Zn , Cu , Co , Pb , то среднее содержание их в породах зеленосланцевой фации достигает 0,16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0,09%, т.е. почти на 50% от первоначального содержания; снижение идет неравномерно. В породах амфиболитовой фации содержание этих металлов по сравнению с породами предыдущей эпидот-амфиболитовой фации несколько повышается. По мере перехода от зеленосланцевой к гранулитовой фации метаморфизма установлено изменение состава растворов и флюидов, вызванное уменьшением на один-два порядка содержания H_2O , Cl , B , S и увеличением количества C_2H_6 , H_2 , CH_4 и CO_2 . Следовательно, с усилением метаморфизма флюиды приобретают все более восстановительный характер и в гранулитовой фации имеют углеродистый состав, когда H_2 , CH_4 и C_2H_6 преобладают над H_2O , что определяет подвижность рудогенных элементов.

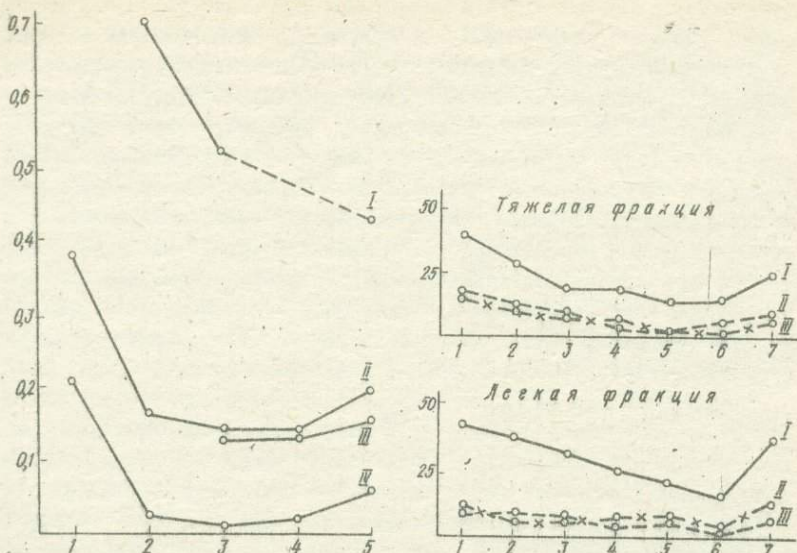


Рис. 1. Изменение содержания суммы рудогенных элементов в породах различных фаций метаморфизма (для всех изученных типов пород). Фаши метаморфизма: I - дозеленосланцевая; 2 - зеленосланцевая; 3 - эпидот-амфиболитовая; 4 - амфиболитовая; 5 - гранулитовая; типы пород: I - вулканогенные; II - терригенные, III - мигматиты по терригенным породам; IV - хемогенные.

Рис. 2. Вынос суммы рудогенных элементов из пород различных фаций метаморфизма в различных средах (по экспериментальным данным): I - породы дозеленосланцевой фации (Д-Г); 2 - породы дозеленосланцевой фации (ПА-А); 3 - породы зеленосланцевой фации; 4 - породы эпидот-амфиболитовой фации; 5 - породы амфиболитовой фации; 6 - породы гранулитовой фации; 7 - ультраметаморфические породы; I - кислая среда; II - нейтральная среда; III - щелочная среда.

Проведенные нами эксперименты по мобилизации металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами при температуре 300°C и давлении 300 атм в разных средах показали следующее: а) перемещение металлов в осадочных породах достигает 70-75% первоначального их содержания, а в метаморфических оно снижается до 15-20%; б) наибольшая мобилизация металлов идет в кислой среде; в) вынос различных металлов не одинаков при равных условиях (рис. 2).

Общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в отдельных метаморфических фациях. Так, ванадий, цинк и медь прояв-

ляют отчетливую тенденцию к накоплению в гранулитовой фации; марганец, частично медь и цинк — в амфиболитовой и гранулитовой фациях; свинец, уран и кобальт в эпидот-амфиболитовой фации. Еще сильнее подчеркивается 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 накопление медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой фации.

Сидерофильные элементы чаще накапливаются среди пород высоких ступеней метаморфизма, однако некоторые из них активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать космополитными, так как вследствие меняющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивной миграцией рудогенных элементов. При ультраметаморфизме (гранитизации) протерозойских метаморфических пород формируются два вида гранитоидов: палингенные — образующиеся 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 в сравнении с метаморфическими породами, за счет которых они образовались;

б) в реоморфических гранитоидах, особенно в метасоматитах и некоторых жильных образованиях, наблюдается значительное накопление многих рудогенных элементов.

При гранитизации за счет постгранитизационных растворов возникают метасоматиты, представленные альбититами, грейзенами, эгиринитами, карбонатитами, листвинитами и березитами. По данным изотопной геохронологии метасоматиты и жилы образовались в завершающие этапы ультраметаморфизма. В метасоматитах и жильных обра-

зованиях 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.

Флюиды и водные растворы формировались при метаморфизме и ультраметаморфизме из свободной и связанной воды в минералах, высвобождавшейся из пород вследствие дегидратации; подкоровых глубинных — ювенильных вод, являющихся носителями тепла, которые, вероятно, транспортировали щелочные элементы (K и Na) и могли быть химическими агентами рудообразующих флюидов и растворов; вадозных (инфильтрационных) и реликтовых, часто сильно минерализованных и подогретых вод. Воды коровых пространств, выделившиеся из пород, вместе с вадозными водами глубинной циркуляции были основными составляющими метаморфических растворов низких фаций метаморфизма. Воды, связанные в гидратных минералах, и ювенильные составили растворы и флюиды средних и высоких фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Главнейшие свойства растворов и флюидов, возникающих при метаморфизме и ультраметаморфизме, — это высокая температура и неравновесное физико-химическое их состояние с вмещающими породами, что явилось причиной их минерализации и превращения в рудообразующие растворы.

Рудоотложение вызывалось изменением физико-химических условий метаморфизма. Установлено четыре типа метаморфогенного рудообразования:

1. 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 рудных минералов. Причиной этого явления обычно бывает охлаждение раствора или изменение флюидного давления в системе, что вызывает химическое взаимодействие растворенных веществ. Этот тип рудообразования характерен для аллохтонных метаморфических месторождений; относительно редко он встречается среди ультраметаморфических месторождений и не типичен для метаморфизованных.

2. Метасоматическое замещение нерудных минералов пород рудными характерно для большинства разновидностей метаморфогенных

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 и активной реакцией растворенных веществ с компонентами породы. Метасоматическое замещение, идущее в условиях пластической деформации, отличается от общепризнанного тем, что здесь не сохраняется равенство объемов; объем вынесенных нетрудных компонентов часто бывает значительно больше, чем объем образованных рудных минералов. При этом новообразование отличается повышенной пористостью; иногда вследствие сжатия и усадки, сопровождающих этот процесс, образуются плотные руды с объемом, гораздо меньшим, чем первоначальная порода.

3. Вынос 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 выносятся кремнезем, разрушаются частично или полностью прослои, сложенные кварцем, а остающиеся рудные прослои сближаются и образуют богатую руду. Это происходило в зонах тектонического сжатия, вызывающего усадку материала породы, образование плейчатости и кристаллизацию первичной породы.

4. Перекристаллизация исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму, в некоторых случаях приводит к образованию полезных ископаемых. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси водных соединений железа и кремнезема) образовались магнетитовые кварциты, роговики и джеспилиты — железная руда; из глинистого сланца, богатого алюминием, — кианитовые породы, являющиеся рудой на алюминий, из карбонатного осадка — мраморы.

Во всех указанных случаях метаморфические активные растворы принимали непосредственное участие в химических реакциях, которые при благоприятных тектоно-физических и химических условиях приводили к рудообразованию. Во многих случаях они доставляли к местам рудоотложения значительные и даже огромные количества металлов, измеряемые десятками и сотнями миллионов, а иногда и миллиардами

тонн. Такую огромную работу растворы могли совершить только при активных процессах, создавших благоприятные условия для выноса элементов или 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 также, что большая часть металлов переносится в виде легкорастворимых комплексных соединений и осаждается только тогда, когда образуются труднорастворимые продукты химических реакций — минералы.

Отложение вещества вызывалось изменением физико-химических параметров, нарушающих равновесие растворенных веществ в растворе, а также взаимоотношения их с боковыми породами. Главнейшими параметрами системы были тектоно-физические и химические, изменение которых вызывало химические реакции, приводящие к рудообразованию.

Тектоно-физическими причинами рудоотложения являются температура и давление, они оказывают влияние на выпадение из растворов рудообразующих элементов, определяют ход метасоматоза и связанного с ними рудообразования. Заполнение трещинных или пористых полостей рудоносным раствором вызывает снижение температуры раствора вследствие прогревания им породы (отдачи тепла) и изменение давления в зависимости от объема пор. Эти изменения термодинамических условий сказываются на составе растворов и, в первую очередь, на устойчивости растворенных веществ.

Различные типы метаморфогенных месторождений образуются в зависимости от состава метаморфизируемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

В области регионального метаморфизма образуются месторождения метаморфизованные и метаморфические, в области ультраметаморфизма — месторождения ультраметаморфические (см. рис. 3).

М е т а м о р ф и з о в а н н ы е месторождения образовались в два этапа: к первому — дометаморфическому — относится накопление рудных компонентов в породах при вулканогенно-седиментарных 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.

Породы	Источники металлов	Источник вод	Схема рудообразования
Осадочный чехол	Короме	Вадозные воды глубинной гидросферы	
Метаморфические		Воды в породах и в минералах	
Ультраметаморфические	Смешанные	Подкоромые	
	Подкоромые		

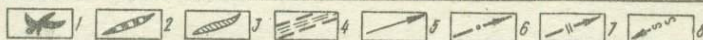


Рис. 3. Схема метаморфического рудообразования источников металлов и рудообразующих растворов при образовании метаморфогенных месторождений:

1 - метаморфические; 2 - ультраметаморфические; 3 - метаморфизованные; 4 - проницаемая тектоническая зона; типы рудообразующих растворов (5-8): 5 - вадозные глубинной циркуляции; 6 - метаморфические; 7 - ультраметаморфические + ивнильные; 8 - ивнильные (подкоромые).

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 и тем же осадочным или осадочно-вулканогенным формациям, а парагенезисы минералов пород и руд — к одинаковым метаморфическим фациям. Метаморфизм изменил первичную минеральную форму нахождения элементов, которая часто определяет промышленное значение месторождения (магнетитовые, кианитовые, графитовые и др.).

В зависимости от состава первичных пород можно выделить три группы метаморфизованных месторождений: осадочные метаморфизованные месторождения, вулканогенные метаморфизованные, магматогенные метаморфизованные. Встречаются и промежуточные группы — осадочно-вулканогенные или вулканогенно-осадочные метаморфизованные месторождения.

М е т а м о р ф и ч е с к и е месторождения образовались при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых 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 и 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 — как остаточные (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.

У л ь т р а м е т а м о р ф и ч е с к и е месторождения формируются при палингенезисе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов в узких смятых зонах пород. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафоритами (альбититами, листвинитами, березитами и др.), образующими часто тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии метаморфизма.

Процесс частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород осуществляется под действием флюидов, содержащих кремний, алюминий, натрий, калий. Эти флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, которые освобождались из метаморфических пород и не входили в состав новых минералов, образующихся мигматитов и гранитов. Эти постгранитизационные растворы при благоприятных условиях обогащались различными рудными компонентами в зависимости от состава гранитизируемых пород.

Часть рудогенных элементов могла концентрироваться при кристаллизации гранитоидов, образуя рудоносные граниты. Постгранитизационные флюиды и растворы, содержащие железо, магний, кальций, натрий, кадмий, редкие и цветные металлы, поднимались по зонам дробления в область расслоенных метаморфических пород и по пути могли обогащаться новыми элементами.

Ультраметаморфические месторождения характеризуются следующими особенностями: рудные тела размещены среди метасоматических пород по наложенным структурам (милонитам, катаклазитам); в формировании месторождений главную роль играли метасоматические процессы, рудоносные метасоматиты протягиваются на многие десятки и даже сотни километров с однотипными парагенезисами и близкой геохимической характеристикой; метасоматические рудоносные зоны накладываются на породы различных фаций регионального метаморфизма и не зависят от размещения тел гранитоидов; изотопный возраст этого типа месторождений близок к изотопному возрасту пород гранитизации.

Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования.

По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфические месторождения можно разделить на три группы. Первая группа отвечает фациям низких температур — дозеленосланцевой и зеленосланцевой, в которых рудообразование происходило при температуре от 100–120 до 450°C. Вторая группа отвечает фации средних температур (эпидот-амфиболитовой), в которой рудообразование происходило при температуре от 400–450 до 650°C. Третья группа отвечает фациям высоких температур — гранулитовой, амфиболитовой и дистеновых гнейсов и амфиболитов, в которых рудообразование происходило при температуре от 600 до 800°C (см. рис. 4). Такое деление на группы по температуре образования рудных минералов справедливо только для метаморфизованных и для части метаморфических месторождений, возникших в прогрессивную стадию динамотермального метаморфизма.

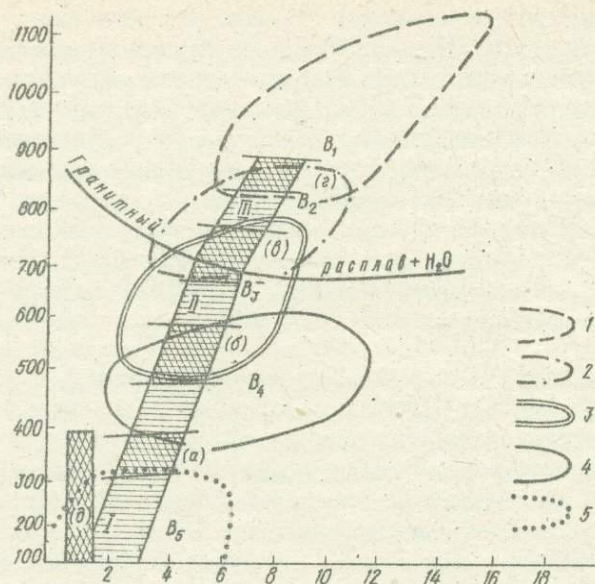


Рис. 4. Схема полей рудообразования на графике фаций регионального метаморфизма (по Соболеву). Фации метаморфизма: I - гранулитовая; 2 - амфиболитовая; 3 - эпидот-амфиболитовая; 4 - зеленосланцевая; 5 - пумпеллиитовая. Поля рудообразования. Метаморфизованных месторождений: I - низкотемпературных (B_4+B_5); II - среднетемпературных (B_3); III - высокотемпературных (B_1+B_2); метаморфических: низкотемпературных (α), среднетемпературных (β), высокотемпературных (δ и возможно γ). Поле аллохтонно-метаморфических и постгранитизационных гидротермальных месторождений (γ).

Для аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических месторождений температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В основном это месторождения, возникшие при метасоматозе (альбитизации, лиственизации, березитизации и др.) или выполнении полостей трещин в горных породах. Как можно судить по изучению газово-жидких включений в рудных или нерудных минералах, парагенетически с ними связанных, в рудном процессе рудостложение происходило из горячих (термальных) растворов при температуре от 80-120 до 400°C.

Наиболее высокие давления рудообразования установлены для минералов метаморфогенных месторождений - от 1500 до 3500 бар; для многих процессов альбитизации и связанных с ними месторожде-

ний оно изменяется от 600–800 до 1500 бар. Для сравнения приведем данные по плутоногидротермальным среднетемпературным месторождениям, которые образовались при давлениях 400–600 бар, а низкотемпературные – при давлениях в пределах первых сотен бар. Эти данные, недостаточные для окончательного суждения, указывают на отличие метаморфогенных месторождений от плутоногидротермальных или, особенно гидрогенных. Надо полагать, что метаморфизованные и некоторые метаморфические месторождения, возникшие в условиях высоких фаций метаморфизма, должны характеризоваться еще более значительными давлениями рудообразования, достигающими 5–8 кбар для метаморфизованных месторождений гранулитовой фации метаморфизма (см. рис. 4).

Наиболее реальными источниками рудного вещества для метаморфогенных месторождений являются породы земной коры и лишь с некоторым допущением – подкоровое вещество Земли (см. рис. 3).

Для метаморфизованных месторождений нет никаких оснований предположить иную природу рудного вещества кроме пород, среди которых они находятся. Метаморфизм пород при образовании этих месторождений не сопровождался привнесом или выносом рудных компонентов, а состоял в перекристаллизации, некоторой перегруппировке и концентрации рудного материала, вследствие чего порода или руда часто приобретали новые технологические свойства, становясь промышленным месторождением.

Для метаморфических месторождений не всегда можно с достаточным основанием установить природу рудного вещества, однако имеется ряд доказательств, которые позволяют считать, что и для этих месторождений источником рудного вещества являются породы земной коры, подвергшиеся метаморфизму. Приведем некоторые доказательства природы рудного вещества для этих месторождений.

1. Метаморфические месторождения во многих случаях сохраняют геохимические особенности, характерные для вмещающих пород.

2. Проведенное нами изучение изотопного состава кислорода для минералов сланцев, джеспилитов и магнетитовых руд Криворожских месторождений показало, что наиболее высокие значения $\delta^{18}O$ имеют магнетиты магнетитовых руд (до 19–22‰); магнетиты и гематиты в окисленных породах и рудах характеризуются очень низкими значениями отношений изотопов кислорода. Высокие значения соотношений изотопов кислорода в магнетитах магнетитовых залежей указывают на участие в образовании этих руд метаморфических вод, по-

лученных при дегидратации сланцев и карбонатных пород, имеющих также высокие значения δO^{18} (от 22 до 26‰). Участие в рудообразовании воды магматического происхождения, которая имеет низкие значения δO^{18} (5-7‰), не могло бы привести к образованию таких высоких значений отношений изотопов кислорода, какие получены для магнетитов магнетитовых руд.

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

Для ультраметаморфических месторождений об источниках рудного вещества можно судить по следующим данным.

1. Широко развитые на кристаллических щитах различные диафториты (альбититы, листвиниты, березиты, карбонатиты) 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. Метасоматиты образовались преимущественно среди гранитизированных метаморфических пород, обладающих относительно повышенным фоном рудогенных элементов.

3. Магнетиты, встреченные как новообразования в щелочных метасоматитах (альбититах и эгиринитах) Криворожского бассейна, имеют отношение изотопов кислорода, близкое к магнетитам вмещающих пород. Это подтверждает участие метаморфических (гидротермальных) вод в метасоматическом рудообразовании.

Все это свидетельствует о коровых источниках рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений. Однако большая протяженность рудоносных метасоматитов, связь их с глубинными разломами, однотипность парагенезисов минералов на больших расстояниях позволяют предполагать участие глубинных растворов и рудного вещества в образовании ультраметаморфических месторождений.

Выводы

В Академии наук Украинской ССР в Секторе металлогении Института геохимии и физики минералов в содружестве с учеными других

институтов СССР и производственными организациями на основании больших геологических исследований и экспериментальных данных создана современная теория метаморфогенного рудообразования. Основные ее положения таковы:

1. Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и осадочных пород, охватившие все докембрийские континенты Земли на толщину силикатической коры, вызвали всеобщее перемещение рудогенных элементов в породах. По геологическим и экспериментальным данным установлено закономерное уменьшение содержания металлов в породах с усилением метаморфизма от пород зеленосланцевой, через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой фации. Синхронно с этим процессом наблюдается десиликфикация и дегидратация метаморфических пород. Эта общая закономерность подвижности металлов при метаморфизме усложнена тем, что накопление отдельных металлов или их групп происходит в породах определенных метаморфических фаций. Область ультраметаморфизма отличается еще более интенсивным перемещением рудогенных элементов.

2. Отделение и миграция металлов осуществлялась с помощью рудоносных флюидов, возникших при дегидратации исходных пород. По данным включений в минералах, рудообразующие флюиды состояли из воды, углекислоты и многочисленных веществ, образующих комплексные ионы с участием рудных элементов. Как показали геохимические и изотопные данные, источники воды флюидов были различными; наблюдается непосредственная связь метаморфических вод с исходными породами.

3. Рудоотложение связано с изменением физико-химических условий метаморфизма. Выделяется четыре типа метаморфогенного рудообразования: а) метасоматическое замещение рудными минералами нерудной части породы; б) вынос безрудных компонентов из породы; в) выполнение полостей (трещин и пор) рудным материалом; г) перекристаллизация исходных пород.

4. Источниками рудообразующих веществ для образования метаморфизованных и метаморфических месторождений были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. Для ультраметаморфических месторождений наряду с мобилизацией рудного вещества в пород вполне вероятно участие ивентильных подкоровых источников рудного вещества.

5. К метаморфогенным месторождениям относятся интенсивно измененные (перекристаллизованные) в процессе метаморфизма первичные скопления металлов в осадочных и вулканических породах, или возникшие на разных этапах метаморфизма и ультраметаморфизма концентрации металлов из первично рассеянных в метаморфизируемых породах. Выделяется три подкласса метаморфогенных месторождений — метаморфизованные, образовавшиеся при перекристаллизации богатых рудным веществом первичных пород; метаморфические, образовавшиеся благодаря перемещению и концентрации рассеянных рудных компонентов; ультраметаморфические, обязанные своим формированием погранично-интенсивным процессам.

6. Отличительными особенностями метаморфогенных месторождений являются: а) аналогичный минеральный и химический состав руд и вмещающих пород; б) размещение рудных месторождений преимущественно среди складчатых структур; в) сочетание процесса рудообразования в пространстве и во времени с метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

7. В предлагаемой генетической классификации метаморфогенных месторождений класс метаморфогенных месторождений по горизонтали подразделяется на три подкласса (метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений) с последующим

подразделением каждого подкласса на группы. По вертикали генетическая классификация предусматривает разделение подклассов и групп месторождений по термодинамическим условиям образования. Все метаморфогенные месторождения подразделены на три метафациальные серии: образовавшиеся в условиях фаций низких температур, средних температур и высоких температур.

8. Метаморфогенные месторождения на щитах размещаются преимущественно среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей мере амфиболитовой фации метаморфизма, образующих структурно-фациальные зоны, развившиеся из протерозойских троговых геосинклиналей. Для ультраметаморфических месторождений характерны интенсивно смятые зоны сочленения тектонических плит, метасоматически измененные с образованием рудоносных тектоно-метасоматических зон.

Созданная в Секторе металлогении научная школа, разрабатывавшая современную теорию метаморфогенного рудообразования, признана ведущей в Советском Союзе и за рубежом в этой области научных исследований.

Дальнейшее развитие теории рудообразования для докембрийских регионов на базе еще более углубленного изучения месторождений и совершенствования экспериментальных работ является главной задачей ученых Сектора металлогении.

1. Белевцев Я.Н. Выступление на I Всесоюзном петрографическом совещании. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 439-441.

2. Белевцев Я.Н. Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов. - В кн.: Вопр. методики составления металлогенических и прогнозных карт: Докл. II Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. - Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч. 3, с. 105-125.

3. Белевцев Я.Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 17-28.

4. Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 6-32.

5. Белевцев Я.Н. Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 5-24.

6. Белевцев Я.Н. Современные проблемы метаморфогенного рудообразования. - В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования: Тез. докл. III Межд. рабочего координац. совещ. (Киев, май, 1979 г.). Киев: Наук. думка, 1979, с. 6-8.

7. Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Горюшков Б.И., Домарев В.С. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. - Геология рудных месторождений, 1976, 17, № 2, с. 3-12.

8. Буряк В.А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 212-219.

9. Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения. - Геология рудных месторождений, 1975, 17, № 2, с. 37-46.

10. Буряк В.А. Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 185-197.

11. Вертушков Г.Н. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива. - В кн.: Вопр. магматизма и металлогении СССР: Материалы к II Всесоюз. петрограф. совещ. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958, с. 418-421.

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

13. Ивантишин М.Н. Металлогения докембрийских щитов мира. - В кн. : Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон: Докл. П Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Киев : Изд-во АН УССР, 1960, ч. I, с. 30-42.

14. Кулиш Е.А. Метаморфизованные месторождения нижнеархейского комплекса Алданского щита. - В кн. : Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 116-125.

15. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. - Хабаровск, 1974. - 466 с.

16. Кушев В.Г. Об источниках растворов и причинах металлогенической специализации рудоносных щелочных метасоматитов. - В кн. : Метаморфогенное рудообразование. Киев : Наук. думка, 1972, ч. I, с. 125-135.

17. Проблемы металлогении Украины. - Киев : Наук. думка, 1964. - 256 с.

18. Пятницкий П.П. Железистые роговики и джеспилиты. - М., 1925. - 123 с. (Тр. Ин-та прикл. минералогии и петрографии. Вып. 17).

19. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О связи сихотэ-алинских биотитов и их кислотного выщелачивания с оловянным оруденением (на примере Приморья). - В кн. : Пробл. метаморфогенного рудообразования: Тез. докл. III Межвед. рабочего координац. совещ. (Киев, май 1979 г.). Киев : Наук. думка, 1979, с. 163-166.

20. Сапрыкин Е.П. Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования и типы связи оруденения с метаморфизмом. - В кн. : Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 64-76.

21. Семеновко Н.П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. - В кн. : Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон : Докл. П Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. - Киев : Изд-во АН УССР, 1960, ч. I, с. 5-29.

22. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. - М. : Изд-во АН СССР, 1960. - Т. I. 212 с.

23. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. - Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. - 550 с.

24. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. - 2-е изд. - М. : Недра, 1970. - 434 с.

25. Хорева Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. - Л. : Недра, 1978. - 214 с.

УДК 553.31:551.81 [477+470.323]

Г. И. Каляев

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В основу предлагаемых ниже палеогеографических реконструкций положены принципы новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит). Еще недавно эта концепция ассоциировалась только с представлением о перемещении континентов. Однако последние возникли после замыкания протогеосинклинальных систем, имеющих предельный верхний возраст около 1700 ± 100 млн. лет. Можно полагать, что все континенты Лавразии возникли не ранее этой даты. Поскольку докембрийские платформы занимают почти 75–80% площади всех материков, можно предположить, что основная масса континентальной коры образовалась к концу среднего протерозоя. В данной статье рассматривается длительная стадия становления континентальной коры, когда еще не было подлинных материков, а на месте формирования докембрийских платформ были, по существу, островные моря – совокупность островодужных поднятий и междуговых или окраинных бассейнов. Попытаемся показать отдельные элементы этой палеогеографической среды. В тектоническом отношении земная кора того времени была весьма дискретной по латерали и состояла из относительно небольших геоблоков или литосферных плит. Они запечатлены и распознаются в структуре докембрийского фундамента.

Структурные элементы Украинского щита, Воронежского массива и разделяющей их погруженной части фундамента Восточно-Европейской платформы исторически представляют собой единую протогеосинклинальную область. В Воронежском массиве она представлена Курским блоком и ограничивающими его с юго-запада и северо-востока Белгород-Михайловским и Старооскольским блоками. На Украинском щите такими блоками являются Волинский, Белоцерковско-Одесский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский блоки. Границами их служат глубинные разломы.

Единство этой территории определяется, прежде всего, тем, что ее железорудные провинции – Большой Кривой Рог и КМА имеют в целом подобные формационные ряды и структурно-формационные зоны и выступают в качестве двух объединенных геосинклинальных сис-

тем. В соответствующих им металлогенических областях Криворожско-Кременчугская и Белгород-Михайловская краевые зоны образуют главные одноименные металлогенические зоны. По геофизическим и геологическим данным они переходят по простиранию друг в друга, образуя единый металлогенический пояс протяженностью до 1000 км. Это свидетельствует об их палеогеографическом единстве. Особенно показательно сходство их рудоносных джеспилитовых формаций, имеющих однотипные литологические особенности. Перечисленные блоки относительно невелики — 170–200 км в поперечнике и в 1,5–2 раза больше по длинной оси. Поскольку на Украинском щите они значительно обнажены и более разбурены, их внутреннее строение изучено несколько полнее, по сравнению с геоблоками Воронежского выступа.

Все эти блоки представляют собой литосферные плиты, образовавшиеся еще в архее. В то время мощность коры была относительно небольшой, поскольку большая часть гранитоидов и орогенные и позднеорогенные литологические формации, нарастившие эти блоки по вертикали, возникли в нижнем и среднем протерозое. При рассмотрении ориентировки внутренней структуры блоков отчетливо видна их индивидуальность: каждый из них отличается мощностью земной коры, метаморфическими фациями и наборами формационных типов. На стыках блоков, представляющих собой шовные зоны в виде глубинных разломов, древнейшие ориентированные структуры блоков как бы заканчиваются в этих зонах, не продолжаясь в смежные блоки. Исключения составляют послейинверсионные формации — верхние терригенные, углеродистые (графитовые), карбонатные и молассовые, по-видимому, возникшие после стыкования архейских литосферных плит. Эти древнейшие столкновения, вполне вероятно, унаследованы в последующей истории щита в движениях вдоль указанных Немировского, Тальновского, Первомайского, Криворожско-Кременчугского и Орехово-Павлоградского разломов.

Древнейшие базальтоиды архейской океанической коры представлены метабазами Приднепровского и Курского блоков возрастом до 3500 млн. лет, отражающими начальный этап раннего докембрия. Таково, вероятно, происхождение метабазитов, местами уцелевших также в Белоцерковско-Одесском и Приазовском блоках, однако в последних они представлены в гранулитовой фации в виде пироксеновых гнейсов и таких же скиалитов среди чарнокитов. Петрохимически метабазиты отвечают толеитовым и отчасти щелочным оливиновым базальтам.

Дальнейшая история раннего докембрия отражает длительный процесс преобразования первичной океанической коры в континентальную. Он сводился к становлению фундамента и структурно-формационных зон островных дуг, к эволюции коры междуговых бассейнов и последующему объединению и консолидации всех этих структурных зон в ходе протогеосинклинального развития.

В этом процессе может быть выделено несколько крупных этапов: 1) образование плагиогранитоидов в виде крупных гнейсогранитовых куполов в Среднем Приднепровье и Курском антиклинории, магматически замещавших первичные базальтоиды океанической коры; 2) образование краевых кордильер — Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской, представлявших собой фронтальные части островных дуг; 3) накопление на тыловых склонах этих островнодужных поднятий груботерригенных формаций — конгломератов и кварцито-песчаников нижней терригенной формации криворожской и курской серий; 4) накопление огромных по мощности флишеидных с ритмичной слоистостью осадочных и вулканогенно-осадочного типов железисто-кремнистой формации; 5) формирование внешних мезогеосинклинальных зон — Криворожской, Западно-Ингулецкой, Орехово-Павлоградской, Побужской и Белгород-Михайловской с мощными углисто-(графито)-терригенной, лагунно-карбонатной и молассовой формациями; 6) ранняя стадия тектоно-магматической активизации с образованием калиевых гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса, коростенского комплекса гранитов рапакиви и Приазовского щелочного комплекса гранитов. Среди перечисленных этапов выделяется важнейшая в промышленном отношении нижнепротерозойская металлогеническая эпоха накопления наиболее продуктивной джеспилитовой формации осадочного (криворожско-курского) типа. Эта металлогеническая эпоха наступила после того, как сформировалось фронтальное Криворожско-Кременчугское островнодужное поднятие, в основании которого, как и в нынешних островных дугах, задолго до того образовалась первичная континентальная кора в виде плагиогранитоидов. Последние сформировались в результате магматического замещения меланократового фундамента. В настоящее время он выражен амфиболитами, являющимися преобразованными метаморфизмом щелочно-оливиновыми базальтами бывшей здесь океанической коры. Железорудная толща Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны, следовательно, образовалась здесь после создания достаточно выдающихся возвышенностей, о чем свидетельствуют древнейшие отложения зоны подножий — кварцито-песчаники и конгломера-

ты нижней свиты криворожской серии, подстилающие железорудную формацию.

Таким образом, по характеру формационных типов можно выделить: а) литосферные плиты с реликтами океанической коры — плиты ранней консолидации (архей), отвечающие промежуточной стадии формирования континентальной коры (Приднепровский и Курский блоки); б) литосферные плиты со зрелой континентальной корой, закончившие свое развитие в нижнем и среднем протерозое (Приазовский, Волынский, Кировоградский блоки). Эти стадии преобразования океанической коры в континентальную диагностируются в основном по эвгеосинклинальным и миегосинклинальным зонам и характеру гранитоидного магматизма. Щелочноземельные натриевые граниты возникли на ранней стадии, замещая базальтоиды океанической коры, а на стадии зрелой континентальной коры важную роль приобретала формация калиевых гранитов и гранитоидная щелочная формация.

На Украинском щите наблюдается повторяемость определенных структурно-формационных зон. Прежде всего это относится к Западно-Ингулецкой, Побужской и Орехово-Павлоградской зонам. Они сложены подобными формационными типами в виде редуцированных железисто-кремнистых и других формаций — карбонатных, графитовых и мигматитовой. Все формационные типы представлены обычно в гранулитовой фации метаморфизма. Изотопные возрасты варьируют в широких пределах, однако они подобны во всех трех зонах и отвечают нижнему и среднему протерозою.

Железисто-кремнистые формации в перечисленных трех структурно-формационных металлогенических зонах возникли также в нижне-протерозойскую металлогеническую эпоху, однако в иных палеофациальных условиях, по сравнению с Криворожско-Кременчугской металлогенической зоной, в которой эти формации по своему характеру подобны флишу. Они отлагались на тыльном склоне передней части островной дуги в условиях контрастных колебательных движений, тогда как в указанных зонах железисто-кремнистая формация не образует флишеподобного строения, включает обычно лишь единичные горизонты железистых пород, отличается сравнительно малой мощностью. Она формировалась здесь на значительно большем удалении от передовой островодужной гряды. Этим объясняются и более высокие ступени метаморфизма железистых пород в этих зонах, поскольку метаморфизирующие флюиды при удалении от зоны надвигания поступали здесь из более глубоких и высокотемпературных горизонтов литосферы.

Не менее выразительна повторяемость поздних наиболее крупных массивов гранитоидов, представляющих литосферные блоки с наиболее зрелой континентальной корой: Волынский, Кировоградский и Приазовский. Таковы Коростенский и Новомиргородский массивы гранитов рапакиви и гранитоидная щелочная формация Приазовского щелочного комплекса, относящиеся к среднему протерозою. Эти повторения можно объяснить тем, что они вызваны объединением ранее разобщенных литосферных плит, представляющих собой островные дуги. Формации Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зон напоминают формационные типы тыловых частей островных дуг, а формации поздних гранитоидов с повышенной щелочностью представляют собой корневые части зон, расположенные еще глубже в тылу островных дуг, поскольку они наиболее обогащены калием.

В Приднепровском блоке основная масса железных руд генетически связана с джеспилитовой формацией, залегающей выше спилито-диабазовой формации. Поскольку с эвгеосинклинальными зонами ассоциируют офиолитовые серии, то естественно предположить, что эвгеосинклиналь Среднего Приднепровья была конструктивной зоной наращивания архейской океанической коры. Около срединной части Приднепровского блока поверхность Мохо как бы приподнята [4]. На поверхности фундамента этому поднятию отвечает Сурский синклинорий. Мощность земной коры, по сейсмическим данным тех же авторов, здесь снижается до 28-30 км. Рельеф поверхности верхней мантии напоминает обстановку рифтовых зон [2]. Мантия в них как бы приподнята вследствие протрузии ультрамафитов в срединных частях рифтов.

В направлении краевых зон Приднепровского блока - Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской - земная кора как бы ссучивается. Мощность ее довольно резко возрастает, достигая 65 км.

В процессе, ведущем к преобразованию тонкой океанической коры в мощную континентальную, многое еще не ясно. Однако, несомненно, что ведущая роль принадлежит гранитоидному магматизму, утолщающему кору, и тектоническому ссучиванию коры, наложению и, возможно, нагромождению ее пластин. Разумеется, нет данных о том, имел ли место в архее подлинный спрединг, направленный в стороны от Сурской осевой зоны. Возможно, происходило лишь утонение и растяжение литосферы и отвечающее ему сжатие и ссучивание в краевых зонах. Однако и в этом случае общая картина здесь согласуется

с предполагаемым архейским рифтом в Сурском районе. Это предположение подкрепляется еще отлично выраженной двухсторонней симметрией складчатой структуры Среднего Приднепровья. Она представлена бипарой складчатых форм с хорошо проявленной дивергенцией. Ось ее расположена строго в зоне предполагаемого архейского рифтинга. Складчатые формы по мере развития гранитоидного магматизма естественно возникали против срединного Сурского поднятия мантии, а затем складчатость словно мигрировала в стороны краевых зон, в частности в сторону Криворожско-Кременчугской зоны. Здесь обнаруживаются и относительно молодые складчатые формы.

Палеозойские и мезокайнозойские эвгеосинклинали с типично дивергентной двухсторонней симметрией описаны Обуэном [37]. Подобные архейские эвгеосинклинали представляются уникальными.

Можно предположить, что в раннем архее началось поддвижение Приднепровского литосферного блока под смежный Кировоградский блок. Ископаемая шовная зона между ними обозначена Криворожским глубинным разломом. Она имеет крутое падение на запад. Огромные массы гранитоидов Кировоградского блока могли возникнуть в результате дегидратации и глубинной ассимиляции пододвинутой океанической коры. Предполагаемое наращивание океанической коры в Сурской рифтовой зоне во времени ограничено завершающей датой образования плагиогранитов и гранодиоритов в Среднем Приднепровье 2800 млн. лет. После этого тектоническая активность переместилась в краевые зоны и на территорию Кировоградского блока. Возраст его существенно калиевых гранитоидов и щелочной гранитоидной формации Приазовья — 1700–2000 млн. лет [1]. Следовательно, в пределах возрастного интервала, измеряемого многими сотнями миллионов лет, происходили разогрев и ассимиляция погруженной части литосферной плиты с океанической корой, а по мере достижения больших глубин погружения начали поступать высокотемпературные флюиды, обогащенные щелочами, в частности калием из глинистых осадков верхнего слоя пододвинутой океанической коры. Щелочные трансмагматические растворы приводили к плавлению пород и образованию комплекса щелочных гранитоидов на глубинах, соответствующих зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Этот комплекс гранитоидов определил другую выдающуюся по своей значимости металлогеническую эпоху, в которую оформились металлогенические области гидротермальных месторождений. При этом возникновение последних связано с затуханием гранитоидного магматизма и формированием постмагматических тектоно-

метасоматических зон*. В целом среднепротерозойская металлогеническая эпоха возрастом 1900–1700 млн. лет может рассматриваться как эпоха тектоно-магматической автономной активизации, поскольку она охватывает время, наступившее после образования завершающей геосинклинальной формации нижнего протерозоя, которая в Криворожье представлена грубоэриггенными толщами фрунзенской серии, состоящими из кварцито-песчаников и конгломератов, образующих типичную молассовую формацию.

Рудные компоненты в Кировоградско-Литомирском комплексе гранитоидов имеют генетические связи с обогащением этого комплекса щелочами*. Вполне вероятно, что обогащение щелочами и рудогенными элементами имеет единый источник и источником щелочей при формировании гранитов Кировоградского блока, вероятно, была не верхняя мантия, а океанический осадочный слой ассимилированной литосферной плиты. Поэтому нам представляется вполне реальным предлагаемый О.Г.Сорохтиным [5] механизм формирования континентальной земной коры.

Каким бы длительным не казался отмеченный выше интервал времени, он все же представляется реальным, поскольку в твердых кристаллических породах теплопроводность осуществляется весьма медленно. Как показывают расчеты, тепловая энергия с глубин порядка 100–150 км может достичь приповерхностного слоя земной коры лишь по истечении многих сотен миллионов лет, а процесс формирования гранитоидов представляется весьма растянутым во времени.

Изотопные датировки показывают, что также медленно остывают массивы гранитоидов. С этой точки зрения объяснима значительная разница между возрастом гранитов и датами приуроченных к ним метасоматитов и рудопоявлений, возникающих на конечной-гидротермальной стадии формирования тех же гранитоидов.

Существуют и другие представления [5], согласно которым континентальная кора формировалась в условиях недостатка воды и повышенной основности океанической коры, поэтому геологические преобразования коры могли быть замедленными по сравнению с такими же процессами, происходящими в последующее геологическое время.

Вулканогенные основные породы Приднепровского блока явились источником железа – главного компонента джеспилитовой формации.

* По мнению других ученых, детально изучающих рудный процесс, гидротермальные месторождения этой области образовались благодаря постультраметаморфическим растворам зон активизации и не связаны с магматизмом (прим. ред.).

Поступление железа в водные бассейны стало возможным в результате химического выветривания метабазитов, когда они обнажились в первичных вулканических островах. Во внутренних зонах Приднепровского блока железистые кварциты ассоциируют с вулканогенным материалом, а в краевой Криворожской зоне железисто-кремнистые осадки откладывались в бассейнах с тыльной стороны, примыкающей к передовому островодужному поднятию, поэтому лишены вулканогенных пород. Таким образом, получает объяснение существенная особенность металлогении железисто-кремнистых формаций, а именно условия возникновения ее главных двух типов — осадочного (криворожско-курского) и вулканогенно-осадочного (эвгеосинклинального) и более выдающаяся рудоносность первого из них.

Приведенные предположения о структурно-исторических взаимосвязях двух центральных блоков Украинского щита — Приднепровского и Кировоградского устанавливают генетические соотношения их формационных типов и рудных областей. С позиций этих связей становятся ясными исключительно благоприятные условия образования железорудных месторождений в Приднепровском блоке, а в Кировоградском — широко проявленный гранитоидный магматизм, метасоматические и гидротермальные процессы. Объяснимо и соседство этих двух главных металлогенических областей Украинского щита, поскольку они как бы сплетены взаимными структурно-историческими связями, хотя возраст их металлогенических эпох резко отличается.

Среднее Приднепровье — архейская эвгеосинклиналь, в которой уцелели фрагменты бывшей океанической коры и обнаруживаются признаки древнейшего рифта. Предполагается, что вся эта область заключена между двумя сходящимися островными дугами: Криворожской и Орехово-Павлоградской. Палеотектоническим аналогом этой области с такой же выдающейся рудоносностью является комплекс структурно-исторических элементов области Курской магнитной аномалии: Курский мегантиклинорий и примыкающие к нему продолжения тех же островодужных поднятий — Белгород-Михайловское и Старооскольское. Этот комплекс, имеющий северо-западное простирание, вероятно, был отделен от меридионального структурного комплекса Среднего Приднепровья трансформным разломом, следы которого, возможно, захоронены в грабене Днепровско-Донецкой впадины.

Сопоставление всех крупных структурно-исторических элементов юга Восточно-Европейской платформы позволяет выделить, по крайней мере, две сходящиеся островные дуги, прослеживаемые на расстоянии

более 1000 км. Следы одной из них – Криворожско-Рыльской – обнаружены в магнитном поле западнее Симферополя, затем в районе Херсона, далее она продолжается через Кривой Рог, Кременчуг, Лебедин, Сумы, Рыльск и теряется в глубинах Подмосковной синеклизы. Восточнее расположена Орехово-Старооскольская дуга, реликты которой обнаружены в восточном окончании Крымского полуострова, затем в виде ветви в акватории Азовского моря, далее в Таврических аномалиях, районе Орехово и Павлограда и Старооскольской зоне. Продолжение ее также теряется в погружающемся фундаменте Подмосковной синеклизы.

В Курском антиклинории известны древнейшие образования архея – вулканогенные образования михайловской и гнейсы обоянской серий. По аналогии со Средним Приднепровьем можно полагать, что здесь уцелели реликты архейской океанической коры, замещенной гранитоидами. Более поздние формационные типы миегеосинклинального характера присущи бывшим островнодужным поднятиям, их тыльным частям, находящимся в краевых зонах – Михайловской и Старооскольской.

1. Геохронология докембрия / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев: Наук. думка, 1965. – 262 с.
2. Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. – Геол. журн., 1976, 36, вып. I, с. 29–41.
3. Обуэн Ж. Геосинклинали. – М.: Мир, 1967. – 302 с.
4. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Проблемы физики Земли на Украине. – Киев: Наук. думка, 1975. – 233 с.
5. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. – М.: Наука, 1974. – 181 с.

УДК 551.243.18

А.Н.Комаров

ТЕКТОНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА, ИХ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Тектоно-метасоматические зоны как новый тип ранне-средне-протерозойских разрывных нарушений в докембрии Украинского щита выделен сравнительно недавно [1–7] и мало известен широкому кругу геологов. Однако в последние годы они начинают привлекать все большее внимание, так как в их пределах локализованы редкочетальные метасоматиты. Большинство тектоно-метасоматических зон расположено внутри протоплатформенных блоков, в которых в раннем докембрии интенсивно проявлялись процессы ультраметаморфизма и

гранитоидного магматизма в условиях амфиболитовой фации. Наиболее широко они распространены в Кировоградском и Волыньском блоках. К ним относятся Звенигородско-Анновская, Николаевская, Андреевско-Аникеевская, Кировоградская, Каменская, Ингуло-Каменская, Житомирская, Перлявская, Волковская, Садковская, Мокляковская, Королевская и многие другие зоны.

В размещении тектоно-метасоматических зон проявляется четкая закономерность: они приурочиваются к экзо- и эндоконтактам массивов существенно калиевых (микроклиновых) гранитов амфиболитовой фации, залегающих в ядерных частях купольных и брахиантиклинальных структур. Последние иногда группируются в крупные инфраструктуры антиклинального типа или гранитизационные валы (Шевченковско-Березовский, Красногорско-Житомирский, Новоград-Волыньский), полностью определяющие структурное положение и морфологические особенности тектоно-метасоматических зон (Звенигородско-Анновской, Перлявской и др.). В этих случаях отмечается пространственное совпадение тектоно-метасоматических зон с древними глубинными разломами, по которым формировались гранитизационные валы. Значительно реже встречаются тектоно-метасоматические зоны, расположенные внутри массивов гранитоидов (Новокозантиновская, Волковская). Простираение тектоно-метасоматических зон чаще всего обусловливается ориентировкой массивов гранитоидов, а их морфологические особенности зависят от формы контактов последних с мигматито-гнейсовой толщей. Обычно они затухают в замкнутых купольных и брахиантиклинальных структурах на участках сокращения площадей развития гранитоидов. Преобладает падение их в стороны от массивов согласно с мигматито-гнейсовой толщей. Эта пространственная связь тектоно-метасоматических зон с массивами гранитов является и генетической, так как образование разрывных нарушений данного типа связано, по нашему мнению, с заключительными этапами ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма.

Морфологически отдельная тектоно-метасоматическая зона не может быть определена как один разлом. Обычно такая зона состоит из многочисленных субпараллельных или кулисообразных ветвей различной мощности и протяженности (от первых до десятков метров по мощности и от сотен метров до десятков километров по протяженности). Отдельные ветви разделены неизменными, слабо катаклазированными породами. Геологическое строение всех ветвей почти однотипно: всякий бок представлен мощной зоной бластомилонитов,

часто окварцованных, а в центральной части залегают тела натриевых и калий-натриевых метасоматитов. Последние сопровождаются ореолами диафторитов (хлоритизированных и эпидотизированных пород) зеленосланцевой фации, в различной степени катаклазированных и милонитизированных. Как правило, тектоно-метасоматические зоны имеют согласное простирание с мигматито-гнейсовой толщей, вмещающей массивы гранитоидов.

Тектоно-метасоматические зоны имеют сложное строение, обусловленное особенностями их многоэтапного формирования. Они сложены различными по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу тектонитами (бластомилонитами и бластокатаклазитами эпидот-амфиболитовой фации, милонитами и катаклазитами зеленосланцевой фации, брекчиями), диафторитами (десилицированными, хлоритизированными и эпидотизированными породами) зеленосланцевой фации и щелочными метасоматитами (альбититами и альбит-микроклиновыми породами). Тектонические подвижки и деформации пород в их пределах происходили неоднократно в период от конечных этапов становления массивов до установления сравнительно устойчивого тектонического режима. Они зарождались как зоны дислокационного метаморфизма в связи с появлением первых вылавок гранитного расплава. Дальнейшее их развитие протекало на фоне преобладающего воздымания региона и непрерывного изменения P/T -условий от амфиболитовой фации до зеленосланцевой. Они последовательно проходили сначала стадию пластических деформаций пород, затем стадию хрупких деформаций, превращаясь в результате в зоны проявления регрессивного метаморфизма и щелочного (натриевого) метасоматоза. Таким образом, в своем развитии описываемые разрывные нарушения на протяжении формирования и становления гранитного массива преобразовывались из зон пластических деформаций в зоны хрупких деформаций и затем в тектоно-метасоматические зоны.

Тектоно-метасоматические зоны обычно четко отражаются в магнитном и гравитационном полях. В одних случаях они фиксируются цепочкой локальных минимумов небольшой амплитуды в гравитационном поле, так как плотность десилицированных пород ниже, чем неизмененных гранитов, мигматитов и гнейсов. Подобные минимумы устанавливаются и в магнитном поле. Часто, однако, диафториты и метасоматиты содержат вкрапленность низкотемпературного магнетита и гематита. Тогда их тела и отдельные участки тектоно-метасоматических зон в магнитном поле фиксируются цепочкой точеч-

ных прерывистых аномалий. Если тектоно-метасоматические зоны располагаются на контакте пород, резко различающихся плотностью (микроклиновые граниты и гнейсы), то они фиксируются местной гравитационной ступенью. В некоторых тектоно-метасоматических зонах отмечаются дайки диабазов, залегающие согласно с милонитовыми швами или секущие их под острым углом. Они фиксируются в магнитном поле по линейным положительным аномалиям интенсивностью в десятки и сотни гамм.

Одновременно все признаки в пределах одной зоны, как правило, не встречаются. Обычно преобладает один из них. Однако наиболее общая форма проявления тектоно-метасоматических зон в физических полях — сложный мозаичный характер магнитного и гравитационного полей в пределах узких и протяженных полос.

Геологическое строение тектоно-метасоматических зон, их структурное положение, парагенетические ассоциации минералов диафоритов и щелочных метасоматитов позволили отнести их к постгранитизационным разрывным нарушениям, образующимся на завершающих стадиях становления массивов существенно калиевых микроклинновых гранитов в условиях амфиболитовой фации. Устанавливается следующая последовательность процессов, приводящих к формированию тектоно-метасоматических зон: образование гранитоидных расплавов на конечных стадиях ультраметаморфизма (на стадии палингенеза); застывание расплавов в условиях термостатирования и становления массивов гранитоидов; формирование пегматитов и постгранитизационных гидротермальных растворов; ранние пластические деформации в условиях амфиболитовой фации, приводящие к образованию микроскладчатых и очково-сланцеватых пород на экзо- и эндоконтактах массивов; ранние хрупкие деформации в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в результате которых образуются биотит-амфиболовые бластомилониты и бластокатаклазиты; высокотемпературный калиевый метасоматоз, формирующий микроклиниты в условиях эпидот-амфиболитовой фации; поздние хрупкие деформации в условиях зеленосланцевой фации, приводящие к образованию милонитов, катаклазитов и брекчий; регрессивный метаморфизм (зеленокаменное изменение пород и десиликация); натриевый (карбонатно-натриевый) метасоматоз; низкотемпературный калиевый метасоматоз, завершающийся образованием мусковита, серицита и гидрослюдистых минералов. Эту цепь последовательных явлений и процессов мы связываем с формированием и становлением массивов палингенных существенно калиевых

микроклиновых гранитов в условиях амфиболитовой фации, т.е. связь здесь генетическая.

На самой ранней стадии разрывные нарушения данного типа проявлялись как зоны пластических деформаций на контакте выплавок гранитного расплава с вмещающими породами. Морфологически они представляли собой полосы плейчатых, микроскладчатых пород и очково-сланцеватых тектонитов. Возникновение их связано с разуплотнением гранитизируемого субстрата и увеличением объема выплавок. Термическое расширение объема выплавок создавало во вмещающих породах мощные поля напряжений. В условиях стрессового давления их раздавливающее действие приводило к формированию в боковых породах очково-сланцеватых тектонитов, которые образовывались вслед за микроскладчатыми деформациями после прекращения термического воздействия гранитоидного расплава и накладывались в первую очередь на микроплейчатые породы или в непосредственной близости от них. Размеры таких зон пластических деформаций определялись протяженностью и вертикальным размахом эпицентров гранитизации, т.е. размерами гранитоидных массивов. Судя по парагенезису минералов они формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма главным образом по гнейсам и мигматитам.

Дальнейшее развитие таких зон микроплейчатых и очково-сланцеватых пород протекало в регрессивный этап, при застывании гранитных расплавов (изменение P/T -условий от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций) в условиях термостатирования. Пластические деформации сменялись процессами катакlastического метаморфизма, сопровождавшегося перекристаллизацией минералов в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. При этом формировались биотитовые и биотит-амфиболовые бластомилониты и бластокатаклазиты, а также хлорит-эпидотовые милониты, ультрамилониты, катаклазиты и брекчии. В большинстве случаев их минеральный состав и текстурно-структурные особенности мало отличаются от исходных пород. Тектониты, как правило, распространены более ограниченно, чем микроплейчатые и очково-сланцеватые породы, и никогда не выходят за пределы последних. Они образуют серию субпараллельных и кулисообразных полос (ветвей) шириной в десятки и сотни метров, протяженностью в несколько километров. Как правило, бластомилониты и бластокатаклазиты залегают в височем боку отдельных г^тос и более выдержаны по простиранию, чем милонитовые швы. Мощность последних обычно не превышает нескольких метров, их протяжен-

ность десятки, реже сотни метров. Кроме крупных милонитовых швов, широко распространены многочисленные милонитовые просечки различных направлений, образующие "ленты" милонитизированных пород. В результате пластических и хрупких деформаций вблизи гранитных массивов, реже внутри них, образовывались зоны дислокационного метаморфизма, имеющие в плане весьма сложный вид, особенно на участках сопряжения нескольких гранитоидных массивов.

Катакластический метаморфизм в пределах зон дислокационного метаморфизма сопровождался регрессивным метаморфизмом (диафторезом), который выразился в замещении ассоциации минералов амфиболитовой фации более низкотемпературными минералами зеленосланцевой фации. К процессам диафтореза в тектоно-метасоматических зонах нами отнесены хлоритизация и эпидотизация (зеленокаменное изменение пород), деанортитизация плаггиоклазов, десиликация ("сиенитизация") гранитоидов и мигматитов и окварцевание. Особенно широко развиты хлорит-эпидотовые диафториты, образующие мощные и протяженные ореолы по всем катаклазированным породам. Повсеместно проявляется также раскисление плаггиоклазов до альбит-олигоклаза и альбита с образованием мелкозернистого карбонат-эпидотового агрегата.

В тектоно-метасоматических зонах происходило интенсивное перераспределение кремнекислоты. В результате десиликации на одних участках формировались бескварцевые или малокварцевые кавернозные сиенитоподобные породы, а на других — интенсивно окварцованные. Некоторые зоны почти на всю мощность сложены такими сиенитоподобными породами, а интенсивное окварцевание, как правило, отмечается вблизи всяческого бока зон, чаще всего по blastomylonitам и blastocataclazitam. Последние в данном случае приобретают облик кварцитоцитов.

Процесс регрессивного метаморфизма многостадийный, неодинаковый и неравномерный в различных тектоно-метасоматических зонах. Его длительность соответствует периоду становления массивов гранитоидов. При этом в некоторых зонах или на их отдельных участках совершенно не проявлено окварцевание. В таких случаях в лежащем боку или в центральной части зон пористые сиенитоподобные породы распространены крайне ограничено или не встречаются вообще. Некоторые участки характеризуются интенсивным проявлением хлоритизации и эпидотизации (с образованием эпидозитов) при подчиненной роли других процессов. В целом, несмотря на различную интенсив-

ность протекания процессов на разных участках зон, для диафтореза характерны раскисление плагиоклазов, зеленокаменное изменение пород и перераспределение кремнекислоты.

На заключительной стадии формирования разрывных нарушений подобного типа все породы подвергались воздействию постгранитизационных щелочных растворов, образующихся при гранитизации гнейсового субстрата. Натриевый метасоматоз выразился в альбитизации различных по минеральному составу ультраметаморфических пород, диафторитов и тектонитов. По времени он сменял диафторез, что подтверждено многочисленными данными. При наложении натриевого метасоматоза на ранее диафторированные породы, происходит замещение всех минералов альбитом более поздней генерации, который, кроме того, иногда в виде микропластинчатого агрегата выполняет пустоты, образовавшиеся в результате выщелачивания кварца. На многих участках тектоно-метасоматических зон широко развиты породы, преобразованные на стадии регрессивного метаморфизма и не затронутые альбитизацией. Изменение пород при наложении натриевого метасоматоза происходило под воздействием щелочных растворов, происходящих по времени непосредственно за процессами диафтореза, что привело к преобразованию минеральных парагенезисов, а в отдельных случаях и структурно-текстурных особенностей исходных пород. Следует отметить также, что натриевые метасоматиты в описываемых зонах по сравнению с диафторитами имеют весьма локальное распространение. Мощность последних достигает сотен метров, а иногда километры, тогда как альбитизированные породы встречаются в виде линзообразных тел мощностью до нескольких метров.

Эти данные не позволяют рассматривать поля развития диафторитов в данном районе в качестве внешней зоны альбититов и связывать их образование с интенсивностью проявления натриевого метасоматоза. Диафторез и натриевый метасоматоз рассматриваются нами как два самостоятельных процесса, следующих один за другим.

Условия залегания тел натриевых метасоматитов, а также их морфологические особенности свидетельствуют о том, что щелочные растворы в большинстве случаев поступали со стороны лежачего бока разрывных нарушений (со стороны гранитов) по зонам объемного катаклаза, используя тектонические трещины в породах и чаще всего пустоты выщелачивания, образованные при диафторических изменениях. Экраном для этих растворов, по-видимому, служили бластомилониты, залегающие в висячем боку разрывных нарушений, иногда

интенсивно окварцованные на конечных стадиях диафтореза. Экранирование натрийсодержащих растворов blastsмилонитами подтверждается и тем, что натриевые метасоматиты, за редким исключением, развиваются в лежащем боку тектоно-метасоматических зон или их отдельных ветвей и иногда непосредственно примыкают к blastsмилонитам.

Устанавливается четкая пространственная связь катаклаза, диафтореза и натриевого метасоматоза.

Натриевые метасоматиты в большинстве случаев образовывались по тектонитам и диафторитам и тела их залегают согласно с зонами милонитизации и катаклаза. Они повсеместно развиваются по катаклазированным и диафторированным породам. Степень метасоматического изменения пород во всех случаях зависела от интенсивности проявления тектонических процессов, обусловивших различную циркуляцию гидротермальных растворов. Это приводило в одних случаях лишь к частичному изменению исходных пород, в других — к полному их преобразованию.

Натриевый метасоматоз сопровождался перераспределением кремнекислоты и окварцеванием диафторитов и натриевых метасоматитов на отдельных участках тектоно-метасоматических зон. В диафторированных породах вторичный кварц замещает главным образом микроклин и плагиоклаз, реже образует маломощные прожилки. В натриевых метасоматитах кварц замещает все минералы, в том числе и вновь образовавшийся альбит. На участках микробрекчирования и катаклаза он цементирует мелкие обломки минералов, иногда образует извилистые или червеобразные выделения совместно с мусковитом и эпидотом, а также мелкие друзовидные и щетковидные выделения в пустотах выщелачивания, но в основном кварц встречается в виде тонких часто пересекающихся прожилков. В брекчиях он является цементирующей массой, в которой видны угловатые обломки гнейсов, гранитов, окварцованных милонитов и различных минералов. Это свидетельствует о том, что окварцевание происходило неоднократно, в течение всего времени проявления динамотермального метаморфизма и натриевого метасоматоза.

С натриевым метасоматозом связано также образование по альбититам и диафторитам широких ореолов мусковитизированных пород. При этом четко устанавливается замещение мусковитом всех минералов, за исключением альбита и щелочных амфиболов. Часто мусковит в виде крупных чешуй образуется на участках микробрекчиро-

вания. Образование его мы связываем с высвобождением флюида из пород в результате наложения процессов натриевого метасоматоза и выносом его во внешнюю зону альбитизации.

Петрографические особенности существенно калиевых микроклиновых гранитов, диафоритов и натриевых метасоматитов, слагающих тектоно-метасоматические зоны, свидетельствуют о том, что они сформировались в течение единого гранитизационно-гидротермального этапа, проявившегося в большом интервале понижающихся температур и в различных условиях кислотности - щелочности. Гидротермальные процессы во времени сменяли стадию магматического замещения и проявлялись непосредственно после кристаллизации гранитоидного расплава в краевых частях массивов, где прежде всего возникали напряжения скалывания. Эти процессы накладывались на катаклазированные и милонитизированные породы, образуя в экзо- и эндоконтактах массивов калиевых гранитов тектоно-метасоматические зоны.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Киев : Наук. думка, 1972. - 229 с.

2. Гречишников Н.П. Структурные особенности и история формирования центральной части Украинского щита. - Киев : Препринт ИГФМ АН УССР, 1973. - 42 с.

3. Гречишникова З.М. Щелочные метасоматиты Садковской зоны разломов (северо-запад Украинского щита). - Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 48-57.

4. Каляев Г.И., Комаров А.Н. Разрывные структуры Кировоградского блока (центральная часть Украинского щита). - Геол. журн., 1971, 31, с. 11-20.

5. 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.

6. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. О некоторых типах разрывных структур в центральной части Волынского блока. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1973, № 12, с. 1069-1073.

7. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Структура центральной части Волынского блока (по геолого-геофизическим данным). - Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с. 56-63.

УДК 551.71(72:552.4:553.061.12).17

В.Н.Вербицкий

РОЛЬ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Геологические формации докембрия и вмещающие их месторождения полезных ископаемых различного генетического типа - резуль-

тат комплементарных процессов седиментогенеза, магматизма и метаморфизма, завершившихся формированием континентальной земной коры, сложная история геологического развития которой, закономерности формирования и размещения в ней месторождений полезных ископаемых составляют основное содержание геологических и металлогенических исследований раннего докембрия.

Эти исследования, однако, будут неполными, если не учитывать результатов палеореконструкций глубокометаморфизованных и гранитизированных пород метаморфических комплексов.

Палеореконструкции метаморфических комплексов получили в последние годы широкое признание среди исследователей докембрия. На их основе представляется возможным не только идентифицировать (в допустимых для докембрия пределах достоверности) неметаморфизованные вулканогенные или седиментогенные аналоги метаморфитов, восстановив характер и эволюцию докембрийского выветривания, а также фациальную палеогеографическую обстановку формирования первичных осадков, но и оценить первичную металлоносность исходных вулканогенных или осадочных образований, закономерности накопления в них металлов, особенности их миграции, перераспределения, концентрации и др.

Палеореконструкции первичной природы метаморфических комплексов, базируясь на детальном изучении вещественного состава метаобразований, осуществляются совокупностью литолого-петрографической (выявление реликтовых текстур и структур; определение минералов — типоморфных индикаторов первичного состава и их парагенезисов), минералогической (морфолого-морфометрический анализ минералов тяжелой фракции и прежде всего аксессуарного циркона), петрохимической (анализ химического состава метаобразований; интерпретация его совокупностью современных методов реконструкции субстрата и сопоставление с эталонными неметаморфизованными аналогами постпротерозоя и кайнозоя), геохимической (распределение петрогенных и малых рудогенных компонентов; изотопный состав углерода, кислорода, свинца; анализ форм вхождения углерода в породах и т.д.) и других методик.

Украинский щит более чем на 20% сложен сланцево-гнейсовыми толщами, в которых содержание амфиболитов, карбонатных железисто-кремнистых и других метаморфитов равноценное. Степень их метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фаций включительно. Эти парагенезисы первично-слоистых (стратифициро-

ванных) пород различного исходного состава и генезиса, — метаморфические комплексы — возникли в разные, главным образом докембрийские, периоды развития континентальной земной коры в определенных структурно-фациальных условиях вследствие преимущественно прогрессивного регионального метаморфизма изверженно-седиментогенного субстрата.

Первичная природа этих метаморфических комплексов еще не расшифрована. Это объясняется не только сложностью задачи, но и ее новизной. Тем не менее для отдельных регионов Украинского щита уже получены обнадеживающие результаты. В частности, выявлена первичная природа гнейсовых толщ Северного Криворожья [4] и метаморфических комплексов, обрамляющих Кировоградский блок [3, 5, 7], расшифрован исходный состав осадочно-метаморфических толщ Приазовья [8], определены неметаморфизованные аналоги и условия накопления пород тетереvской серии в северо-западной части Украинского щита, выяснены особенности металлоносности этих комплексов, главные черты их металлогении [6] и др.

Металлогенический анализ как метод металлогенических исследований, применяемый для выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и составления металлогенических и прогнозных карт, наиболее эффективен, если он осуществляется на формационной основе. Природа любых геологических формаций, прежде всего так называемых метаморфических, может быть раскрыта только через реконструкцию исходного состава и генезиса слагающих их формационных рядов (латеральных и вертикальных) и формационных типов. Отсюда очевидна взаимосвязь и взаимообусловленность этих исследований.

Метаморфические комплексы раннего докембрия вмещают, как известно, большинство месторождений полезных ископаемых различного, преимущественно метаморфогенного генезиса (железо, золото, уран, графит, мрамор, высокоглиноземистое сырье, кварциты и др.). Однако интерес к этим комплексам определяется главным образом тем, что их субстрат, согласно теории метаморфогенного рудообразования, может выступать в качестве рудогенерирующего в связи с накоплением в нем металлов в период вулканизма и седиментогенеза [1, 2]. Вследствие интенсивного метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации первичные концентрации рудных компонентов, сравнительно равномерно распространенные в субстрате в период его образования, проявляют тенденцию к миграции и, перераспре-

деля свои содержания, к накоплению в метаморфических породах определенных, но главным образом зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма или в благоприятных структурных зонах земной коры, которые таким образом превращаются в потенциально вероятные участки концентрации металлов до размеров промышленных месторождений.

Следовательно, для эффективных металлогенических исследований – металлогенического анализа в целом и разработки теории метаморфогенного рудообразования в частности – весьма существенно, насколько обстоятельно и достоверно будет осуществлена палеореконструкция исходного состава и генезиса глубокометаморфизованных пород. Решение этого вопроса позволит подойти к пониманию процессов рудообразования в раннем докембрии и на этой основе разработать аргументированный прогноз месторождений полезных ископаемых.

1. Белевцев Я.Н. Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 5-24.

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

3. Вербицкий В.М. Про первинну природу гнейсів Приінгулля. – Доп. АН УРСР. Сер. В, 1971, № 3, с. 195-198.

4. Вербицкий В.М. Стратиграфія та особливості металоносності північнокриворізького комплексу гнейсів. – Київ: Наук. думка, 1973. – 113 с.

5. Вербицкий В.Н. Реконструкция протосубстрата гнейсифицированных формаций докембрия (на примере Звенигородско-Анновской тектоно-метасоматической зоны). – Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с. 25-36.

6. Вербицкий В.Н. Металлогения метаморфизованных олоистых толщ украинского докембрия. – В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. III Всесоюз. симпозиум по метаморфизму. Свердловск, 1977, ч. 2, с. 75-76.

7. Кобзарь В.Н., Коваль В.Б., Гонимондский Е.М. О литологической природе гнейсов Кировоградской структурно-формационной зоны и их геологической позиции. – Геол. журн., 1977, 37, вып. 3, с. 116-130.

8. Полуновский Р.М., Каныгин Л.И. Первичная природа и условия накопления осадочно-метаморфических толщ Приазовья. – Пробл. осадочной геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 256-271.

В.Н.Кобзарь

О ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЕ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ
СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ТОЛЩ КИРОВОГРАДСКОГО БЛОКА

В геологической литературе все в большей мере проявляется стремление проанализировать историю дометаморфического этапа докембрийского петрогенезиса на основе литологических методик.

Одним из наименее изученных в этом отношении регионов Украинского щита является Кировоградский блок. Существующие мнения о геологической позиции его супракрустальных толщ крайне разноречивы. Например, в монографии по Украинскому щиту [4] Н.П.Семеновко относит гнейсы этого блока к трем различным структурно-геохронологическим областям докембрия, а Г.И.Каляев включает их в Кировоградский протоплатформенный блок, оформившийся еще в архее. Я.Н.Белевцев и др. [1] параллелизуют их с верхней свитой кривоужской серии, рассматривая Кировоградский блок как геосинклинальное сооружение нижнего протерозоя. Е.М.Лазыко и др. [5] определяют гнейсы его западной части как среднепротерозойские. Нет ясности и относительно границ блока; его обычно обрамляют схематическими региональными разломами.

На северо-западе блока, в районе г.Звенигородки (см. рисунок) наблюдается переслаивание биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов с амфиболитами. Если плагиогнейсы единодушно признаются парапорадами (с указаниями на их бластосаммитовые структуры), то амфиболиты здесь трактуются как магматогенные образования, которым они соответствуют по петрохимическим параметрам [2]. В то же время высказывалось мнение о происхождении последних за счет метаморфизма карбонатных прослоев, а толща переслаивания в целом относилась к известково-терригенной флишовой формации [6].

Южнее этого района и на востоке блока распространены слоистые биотитовые плагиогнейсы так называемого ингульского типа, первично-осадочный генезис которых также не вызывает споров; их относят к формации глинистой [4], или терригенно-глинистой [6].

Повсеместно встречаемые в ингульских гнейсах будины своеобразных амфибол и пироксен-плагиоклазовых пород традиционно рассматривают как аллохтонные образования - интрузивные и эффузивные метабазиты и ультрабазиты [6]. Однако эти породы трактуют и как метамергели [2,3].

ментарных ритмов здесь сложены биотитовыми плагиогнейсами с обломочными реликтами гравийной и псаммитовой размерности, которые постепенно измельчаются по направлению к кровле. Вторым компонентом ритмов являются более мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, соответствующие метаалевритам. Завершают ритмы параамфиболитовые слои. Если учесть, что они не содержат кластических остатков, а также принять во внимание общую картину градационной слоистости в пределах ритмов, — их следует отнести к метапелитам.

Участие амфиболитов в закономерно-ритмичной слоистости включает их магматическое происхождение. В то же время приходится отрицать их первично-карбонатную природу. По петрохимическим пересчетам они сходны с диоритами, геохимические фоны микроэлементов в них совершенно не свойственны карбонатным породам; показательны относительно повышенные фоны таких металлов-индикаторов, как хром ($5,2 \cdot 10^{-2}\%$), никель ($4,2 \cdot 10^{-3}\%$), кобальт ($1 \cdot 10^{-3}\%$), ванадий ($3 \cdot 10^{-2}\%$). Повышенная хромоносность типична для всех гнейсов Кировоградского блока независимо от их первичного литотипа. Это объясняется петрографическим своеобразием областей первичной денудации.

В других местах гнейсовой толщи северо-запада параамфиболитовые слои отсутствуют и ее разрезы представляют биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы — метапесчаники и метагравелиты, также ритмически и с градационной слоистостью перемежающиеся с плагиогнейсами — метаалевритами [3, 5].

Однотипность состава и взаимоотношений гнейсовых разновидностей из различных разрезов толщи северо-запада и соответственно единство и повторяемость палеогеографических факторов первичного осадконакопления, большая видимая мощность описываемых гнейсов (около 10 км) при их очевидном литологическом своеобразии позволяют обособить их в самостоятельную свиту, названную нами шполянской (по наиболее представительному разрезу р. Шполки).

К западу от территорий развития шполянской свиты происходит резкая смена формационного характера суперкрупных пород. Здесь расположены обширные поля плагиомигматитов по основным и ультраосновным ортопородам росинско-тикичской серии, денудация пород которой привела к накоплению первичного материала шполянской свиты, о чем свидетельствует ряд прямых и косвенных признаков.

В крайней западной части разреза шполянской свиты встречена пачка базальных метакогломератов, 81% валунно-галечного материала которых составляют ортопороды основного состава, идентичные ортопородам росинско-тикичской серии, а 19% — продукты их гранитизации.

Преобладание основных ортопород и плагиомигматитов в области первичного размыва определило преобладание плагиогнейсовых пород в шполянской свите и во многом унаследованный характер распределения в них малых металлов.

Возраст метаморфизма и гранитизации росинско-тикичской серии определяется как верхнеархейский (2,5–2,7 млрд. лет), в то время как накопление осадков шполянской свиты происходило 2,1–2,3 млрд. лет назад, а ее метаморфизм и гранитизация — 1,7–1,9 млрд. лет назад [1,3].

Рассмотренные гнейсы северо-запада Кировоградского блока следует отнести к глинисто-терригенной флюиоидной формации.

К югу от р. Шполки наблюдается фациальное замещение по простиранию шполянской свиты плагиогнейсами ингульского типа. Их типоморфными особенностями являются высокоглиноземистый состав и тонкая стратификация из-за резких послойных колебаний в содержании породообразующих плагиоклазов, биотита и кварца, а также изменчивости их структурно-текстурных соотношений. Типичны прослои с вкрапленностью граната, кордиерита, турмалина и др. Хотя наблюдения над первичной слоистостью здесь осложняются неравномерной гранитизацией гнейсов, тем не менее нередко удается констатировать ритмичную повторяемость одинаковых групп гнейсовых прослоев.

Ингульские гнейсы отличаются равномернoзернистостью (в пределах одинаковых слоев); кластогенные структуры встречаются исключительно редко. Для них наиболее вероятен глинистый субстрат, чему соответствует их высокоглиноземистость; естественна и тесная перемежаемость их с метамергелями, к которым относятся указанные оригинальные пироксен-плагиоклазовые породы, обычно встречаемые в виде будин и лишь изредка — в ненарушенном пластовом залегании.

Содержание CaO в последних резко повышено (до 25,9 вес.%, $c = 64,4$, по Ниггли). Такие величины не имеют аналогов в химическом составе изверженных основных и ультраосновных пород, не менее чем в два раза превышая свойственные им предельные содержания CaO по любым петрохимическим классификациям.

Обилие кальция в рассматриваемых породах отражается на составе их породообразующих и второстепенных минералов (диопсид, лабрадор-битовнит, кальциевый гранат-гроссуляр, кальцит, скаполит, шеелит и др.), для них характерно также повышенное содержание углерода (с CO_2 до 5,5 вес.%). Резко понижено содержание Na_2O и K_2O . Генетическим критерием является и уменьшение количества никеля, кобальта, хрома (близкое к их кларкам в карбонатных породах). Среднее содержание стронция совпадает с его кларком в карбонатных отложениях ($4,5 \cdot 10^{-2}\%$); показатель его преобладание над барием (с отношением 3:1, до 15:1), в основных и ультраосновных породах орторяда обязательно обратное соотношение.

Тонкая стратификация глинистых и карбонатно-глинистых отложений при их повторяемости и перемежаемости на всей территории юга и востока Кировоградского блока свидетельствует о единстве и устойчивости режима первичного осадконакопления. В связи с этим целесообразно рассматривать ингульскую гнейсовую толщу как единую ингульскую свиту, которая в сочетании со шполянской свитой, связанной с ней фаціальными переходами, входит в состав шполянско-ингульской серии.

В целом ингульскую свиту следует трактовать как карбонатно-глинистую формацию предположительно флишодного характера.

Литологическая несопоставимость ингульской свиты и ее западного обрамления очевидна. По западной окраине в контакт с нею вступают породы Побужского гранулитового комплекса, которые в отличие от ее относительно однообразных гнейсифицированных на уровне амфиболитовой фации глинистых и карбонатно-глинистых отложений образуют сложные и литологически пестрые разрезы, включающие в качестве стратиграфических горизонтов вулканогенные формации основного и ультраосновного рядов, разнообразные продукты полного цикла седиментации от хемогенных карбонатных пород до кластогенных кварцитов и конгломератов, джеспилитовую формацию и др. Гораздо выше и степень их метаморфизма (гранулитовая фация).

По аналогии с геологическими соотношениями супракристалльных толщ северо-запада Кировоградского блока следует предполагать, что первичный осадочный материал для парагнейсов ингульской свиты поступал с запада. Однако, какие конкретные побужские породы подвергались при этом размыву, еще не ясно.

Положение восточного ограничения ингульской свиты требует уточнения. Примерно на меридиане г.Петрово также очевидна резкая

смена формационного характера супракрустальных толщ. Здесь появляются породы, типичные для криворожского разреза, иные по составу гнейсы, железистые роговики, следистые кварциты, основные и ультраосновные ортопороды, мигматиты по ним и др.

Наиболее логично сопоставлять шполянско-ингульскую серию с криворожской верхней свитой (серией?), для которой также характерны глинисто-песчано-конгломератовые и глинисто-карбонатные отложения при близком времени их накопления и метаморфизма.

Имеются все основания предполагать, что Кировоградский и Криворожский прогибы являлись частями единой геосинклинальной системы, причем заложение Криворожского прогиба и осадконакопление в нем началось относительно ранее (с образованием нижней и средней свит), а компенсация этого прогиба завершилась накоплением отложений верхней свиты, после чего, по правилу геосинклинальной полярности Ж.Обуэна, началось осадконакопление и в Кировоградском прогибе.

Кировоградский прогиб, заполненный мощной толщей стратифицированных осадочных отложений, типичных для поздних этапов геосинклинального развития при полном отсутствии вулканогенных ортопород, обладает всеми признаками миеосинклинали. В то же время Криворожский прогиб, на наш взгляд, эвгеосинклинальный, для него характерно большое разнообразие заполняющих его формаций (в том числе вулканогенных). Можно предполагать, что шполянско-ингульская серия стратиграфически аналогична верхней свите криворожской серии или формировалась несколько позднее ее.

Форланд на рассматриваемой территории был расположен к западу от Кировоградского блока. Возможно, отдельные "окна" геосинклинального фундамента следует искать и на его восточной окраине, где участками развиты мигматиты по основным и ультраосновным породам (например, близ сел Стародуб и Александровка).

Трактовка гнейсов Кировоградского блока как пород исключительно осадочной первичной природы открывает новые перспективы для поисков в его пределах рудопоявлений, характерных для продуктов седиментогенеза. Получены некоторые обнадеживающие результаты. Так, в метамергелях (пироксен-плаггиоклазовых породах) отмечены повышенные содержания вольфрама (до $3 \cdot 10^{-2}\%$) при его систематической встречаемости (44% проб); золото встречается в 75% проб, правда, в небольших количествах; обнаружены германий (12% проб), а также цинк, олово и др. Следует систематически

опробовать породы шполянско-ингульской серии, исходя из ее литологической сопоставимости с верхней свитой криворожской серии и поисками присущей ей минерализации.

1. Белевцев Я.Н., Рудницкий П.М., Сухинин А.Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. - Геол. журн., 1971, 51, вып. 2, с. 114-129.

2. Вербицкий В.Н. Реконструкция протосубстрата гнейсифицированных формаций докембрия. - Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с. 25-36.

3. Кобзарь В.Н., Коваль В.Б., Гонимондский Е.М. О литологической природе гнейсов Кировоградской структурно-формационной зоны и их геологической позиции. - Геол. журн., 1977, 37, вып. 3, с. 116-130.

4. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. - Киев: Наук. думка, 1975. - 560 с.

5. Лазыко Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. - Львов: Вища школа, 1975. - 239 с.

6. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. - Пробл. осадочной геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 113-120.

УДК 553.3.078.4

А.И.Стрыгин, Л.Р.Казаков, Г.Х.Димитров, В.А.Белоус
АЛЬБИТИТЫ И СХОДНЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

Породы существенно альбитового состава в природе распространены довольно широко. По главному пороодообразующему минералу их обычно называют альбититами, хотя они различаются по минеральному составу, строению и происхождению. Альбитовые породы нередко содержат редкометалльную и редкоземельную минерализации и могут представлять народнохозяйственный интерес.

В докембрии Украинского щита альбитовые породы также широко распространены и разнообразны. Несмотря на значительную изученность этих пород проблема их конвергентности, вопросы генезиса, классификации, связи с составом вмещающих пород и другие все еще недостаточно разработаны и дискуссионны; страдают неопределенностью и понимаются различно основные термины - "альбитизация" и "альбитит".

Термин "альбитизация" обычно всегда связывается с метасоматозом, но употребляется в различных значениях: 1) для обозначения определенного петрогенетического процесса, приводящего к образованию альбититов; 2) для обозначения развития в породах вторичного альбита и существенно альбитовых пород в виде зон (в грейзе-

нах, пропилитах, карбонатах и др.); 3) для обозначения некоторого, обычно незначительного развития альбита в породах безотносительно к какому-либо процессу (пертитовые вроски в калиевых полевых шпатах, каемки замещения альбитом плагиоклазов). В петрографическом словаре [12] и Э.А.Северовым [13] альбитизация определяется как метасоматическое преобразование пород, вызванное привнесом натрия. В.А.Жариков и Б.И.Омельяненко [7] альбитизацией называют высокотемпературный послемагматический процесс, в результате которого образуются мономинеральные или почти мономинеральные эгирин-альбитовые породы. Приводимые определения альбитизации основаны на фактических материалах и ажают, очевидно, различие изучаемых объектов, в которых альбит выступает в разных ситуациях: либо образует породы, в которых он является единственным полевошпатовым минералом, либо одним из главных осуществляющих полевых шпатов, либо образует оригинальные вроски и каемки замещения в полевых шпатах, поэтому в различных толкованиях термина "альбитизация" выражается существо различных явлений: изменения, наблюдаемые на минеральном уровне (вроски и каемки замещения) и изменения, приводящие к образованию новых пород - альбитовых метасоматитов. Для столь разных явлений нельзя обойтись одним термином. "Альбитизация" подобно терминам "амфиболитизация", "биотитизация", "хлоритизация" должна обозначать образование альбита как минерала при различных петрогенетических процессах. Для обозначения процесса, происходящего в послемагматическую стадию и проводящего к образованию метасоматитов, в которых альбит является главным и единственным полевошпатовым минералом, следует использовать термин "альбититизация"; аналогичный другим терминам петрогенетического смысла "амфиболитизация", "пропилитизация", "эпидозитизация" и др.

Под термином "альбитит" в геологическом [5] и петрографическом [12] словарях понимается жильная кристаллически зернистая порода с аллитовой структурой, состоящая в основном из альбита (96%). В петрографическом словаре, где альбитит, очевидно, рассматривается как магматическая порода, к альбититам относят также метасоматические образования. В настоящее время эти определения не отвечают накопленным знаниям, так как они не содержат характеристики наиболее общих и существенных свойств этих пород, а отмечают лишь некоторые частные случаи их строения и состава. Поскольку альбититы образуются в результате послемагматического

метасоматического процесса, естественно, к ним нельзя относить сходные по составу и строению породы иного происхождения. Альбититами следует называть метасоматиты послемагматической стадии, в которых альбит является единственным полевошпатовым минералом и составляет более 50% объема породы при подчиненном значении новообразующихся щелочных амфиболов, эгирина, карбонатов, эпидота и хлорито-гидрослюдистых минералов; текстурно-структурные показатели альбититов наследуются от исходных пород и усложняются бластокактазмом.

Приведем характеристику альбитовых пород Украинского щита. Альбитовые породы известны в разных и разновозрастных структурно-формационных зонах и слагающих их геологических формациях. Они возникали в процессе развития щита и наиболее древние из них размещаются в формациях эвгеосинклинальной, а наиболее молодые в формациях протоплатформенных регионов.

Фактические материалы, накопленные в результате многолетних исследований, позволяют выделять из альбитовых пород разновидности, отличающиеся минеральным составом, текстурно-структурным свойством и характером залегания (см. табл. 1). По условиям залегания и морфологии тел выделяется два класса: 1) автохтонные альбитовые породы линзовидной и пластообразной формы; залегающие согласно с вмещающими породами; количественно преобладают; 2) дайковые тела обычно небольшой мощности распространены незначительно; строение дайковых альбитовых пород характеризуется массивным сложением и пегматоидными, аллотриоморфными и микропорфиroidными структурами; в минеральном составе характерны вариации содержания альбита и его близость и переходы в альбит-олигоклаз, присутствие микроклина, иногда кварца и темноцветных - хлорита, эпидота, биотита, редко щелочных амфиболов и эгирина.

Класс автохтонных альбитовых пород представлен двумя группами: 1) крупнокристаллические, нередко порфиroidные породы, залегающие среди гранитоидов; 2) мелкозернистые гнейсовидные породы, залегающие в гнейсах или в виде останцов в лейкоциенитах и гранитах. Внутри этих групп следует различать породы с ненарушенным строением и с наложенными бластокатакlastическими структурами. С различиями в структуре пород связаны различия в их минеральном составе (см. табл. 2): в породах с ненарушенными магматическими и метаморфическими структурами обычно содержатся микроклин (в широковарьирующих количествах), иногда кварц; из темноцветных -

Т а б л и ц а I . Классификация щелочно-полевых пород

По зале- ганию	По мак- рострук- турам и тексту- рам	По микрострук- турам и текс- турам	По минеральному				
			Ао	Ми	Кв	Эп	
Автохтонные	Мелко- зерни- стые с полос- чатой и плоско- парал- лельны- ми гнейсо- выми тексту- рами	Мелко- зерни- стые грано- блас- товые; текс- туры полос- чатые и плос- копа- рал- лельные гнейсо- видные	Без нало- жения блас- тока- та- клаза	90-30	+30	+5	1-15
				60-85	5-25	+5	+5
				50-85	5-40	+	15-20
				55-35	3-15	25-30	+2
				60-85	+	+5	+15
				70-75	-	+	5-10
				55	-	+	2-10
				70-90	+	+	2
				55-90	-	+5	1-30
				50-90		10-30	1-20
	70-90						
	50-60		10-25				
	65-85		10-25				
	60-85		5-25	+5	1-15		
	60-85		+	5-20	5-20		
	5-10		80-90	+10	+5		
25-55		30-65	5-15	+10			
40-95		5-70	+	+			
+		85-80	+10	+5			
Крупно- кристал- личе- ские, иногда порфи- ровид- ные с массив- ными и линей- но-ори- ентиро- ванными текс- турами	Гипи- дио- морф- ные, алло- трио- морф- ные порфи- ровид- ные тексту- ры мас- сивные и ли- нейно- ориен- тиро- ванные	Без нало- жения блас- тока- та- клаза	60-95		+5	+25	
			55-70		20-25	+	
			60-90		1-30		
			70-90		+		
			80-90		+15		
			60-95		-	5-10	
Аллохтонные	Крупно- и среднекри- сталлические массивные. Структуры пегматоид- ные аллотриоморфные, иногда мелкопорфиро- видные, текстуры массивные		80	5-10	-	5-10	
			+	90-95	-	3-5	
			40-95	5-70	+	+	
			30-50	20-50	+20	+10	

по минеральному составу, строению и залеганию

с о с т а в у . %									Количество темноцвет- ных минера- лов
Хл	Эг	Ри	Ка	Гем	Ги	Би	Акт	Ди	
5-30									35-10
2-10					+15	+2			10-30
+15					+20	+15(+10)			30-40
1-10						2-15(1-10)			10-30
+20					+20		+20		30-20
-						25			30-25
-							30-40		40-45
+						2	1-5	5-10	10-20
5-40			+5	1-5					10-40
1-30			3-5	+2					10-30
	+20	+25	+25						10-30
	+10	5-20	2-3	+15					15-35
	+10	1-10	1-2						10-25
1-10					+20		+5		10
+5					+5	+5			10-20
+5					+5	+	+5		10
+10					+5	+5			10
+10					1-2	2-20	+		10-20
+5					+2	+	2		10
1-20			2-5						10-30
5-10			1-3	1-5					10
	1-5	2-10	2-3						10
	1-10	2-20	2-10	1-5					10
	1-3	1-10			+5				10
					5-10				10
									10
1-5					1-2	2-10	+		10
5-10	+5	+5			-	+5			10

Т а б л и ц а 2. Сопоставление признаков существенно альбитовых пород разного генезиса

Признаки	Метасоматические альбититы послемагматической стадии	Магматические альбитовые породы		Метаморфические альбитовые породы
		Аллохтонные	Автохтонные	
Минеральный состав	Альбит (№ 2-4), эгирин, щелочные амфиболы, хлорит, гидрослюда, эпидот, щелочноземельные карбонаты, рудные	Альбит (№ 6-10) или олигоклаз, микроклин, кварц, эгирин, щелочной амфибол, биотит, нефелин, мусковит, топаз, гранат	Альбит (№ 6-10) или олигоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит, эгирин, хлорит, эпидот, нефелин, топаз, гранат	Альбит (№ 6-10) или олигоклаз, кварц, микроклин, биотит, мусковит, нефелин, хлорит, эпидот, гранат
Структура	Гипидиоморфные, порфировидные, гранитовые, мелкозернистые гранобластовые и др., унаследованные от первичных пород. Обязательны элементы наложенная бластокатакlastических структур	Аплитовые, гипидиоморфные, порфировидные и др.	Гипидиоморфные, гранитовые, порфировидные и др.	Гранобластовые, иногда реликты бластопорфировых и микропегматOIDных структур
		Бластокатакlastические структуры отсутствуют		
⊗ Текстура	Массивные и полосчатые, унаследованные от первичных пород	Массивные	Массивные, линейные, реже полосчатые	Массивные, полосчатые, сланцевые
Морфология тел	Линзовидные гнездовые, жильные, неправильной формы тела	Интрузивные жильные тела или участки жильных тел	Согласные слоеобразные, линзовидные тела	Пластовые, линзовидные тела
Вмещающие породы	Различные гранитоидные породы, гнейсы; явления метасоматоза в них	Гранитоиды щелочного и лейкократового состава, метасоматоз во вмещающих породах отсутствует		Метаморфические вулканогенные и осадочные породы
Контакты	Метасоматические	Магматические интрузивные	Магматические, согласные с вмещающими сингенетическими породами	Стратиграфические
Связь с тектоническими структурами	Катаклаз, милонитизация и брекчирование	Трещинные зоны	Складчатые формы, единые с вмещающими породами	Складчатые формы, единые с вмещающими породами

биотит, щелочноземельные амфиболы и пироксены; в гранито-, сиени-то- и гнейсовидных альбитовых породах с наложенными бластокатакlastическими структурами отсутствуют микроклин и биотит, щелочноземельные амфиболы, пироксены и обычно роговые обманки, которые замещаются альбитом (№ 2-4), эгирином, щелочными амфиболами и кальцитом или эпидотом и хлоритом (вместо эгирина и щелочных амфиболов).

Различия в морфологии тел, условиях залегания, строении и минеральном составе альбитовых пород свидетельствуют о различиях в их генезисе. В альбититах, образованных вследствие метасоматоза, на фоне первичных структур отмечаются осложнения, связанные с бластокатакклазом, и парагенезис вторичных минералов, связанных с бластокатакклазом. Биотит, микроклин, плагиоклазы, более высокие, чем № 5, глиноземистые гранаты, топаз являются в метасоматических альбититах запрещенными минералами, так как в этом состоит суть процесса альбититизации.

Альбит в процессе метасоматоза образуется преимущественно по плагиоклазам и микроклину с полным сохранением их форм и нередко тонкой внутренней структуры. Эгирин, щелочные амфиболы, гидрослюдисто-хлоритовые и эпидотовые минералы развиваются за счет темноцветных минералов, главным образом биотита, формы выделения которого обычно нередко наследуются хлоритом. Преимущественное псевдоморфное развитие минералов при альбитизации обуславливает наследование альбититами текстурно-структурных мотивов материнских пород и отсутствие зональности. Образование альбититов представляет, вероятно, случай метасоматоза с образованием одной зоны. В теории метасоматоза это возможно, когда состав растворов зависит от состава пород по всем компонентам, кроме одного [7, 9].

Состав и строение метасоматических альбититов определяются характером исходных пород: в мелкозернистых метаморфических породах (гнейсах, роговиках, сланцах) образуются мелкозернистые альбититы с гранобластовыми структурами и полосатыми текстурами; в крупнокристаллических магматических породах (лейкосиенитах, гранитах) — крупнозернистые альбититы. В лейкократовых породах возникают лейкократовые альбититы, а в породах, обогащенных темноцветными и железорудными минералами — соответственно альбититы, обогащенные темноцветными и железорудными минералами. Явная зависимость состава и строения альбититов от состава и строения материнских пород позволяет классифицировать их по этому призна-

ку и выделять апосиенитовые, апогранитовые, апогнейсовые и другие разности [14].

Химический состав альбититов, в частности содержание инертных компонентов SiO_2 , Al_2O_3 и других, близок к соответствующим родоначальным породам и отличается лишь высоким содержанием K_2O при очень низком содержании CaO .

Анализ минеральных преобразований пород в альбититы показал, что растворы, воздействующие на породы, имели содовый состав и обладали щелочными и окислительными свойствами; в отдельных случаях, возможно, наблюдались отклонения до нейтральных или слабоокислых и восстановительных условий (пиритоносные альбититы).

Большое сходство с альбититами существенно альбититовых метаморфических, магматических и даже осадочных пород, однако есть и различия. Осадочные альбитовые породы — альбитолиты образуют, по данным С.Д.Левиной [11], прослой среди нижнепермских красноватых отложений северного Кавказа и состоят на 60–90% из альбита, калиевого полевого шпата (до 6–7%), опала и халцедона (от 2 до 20%), железистого доломита (от 1 до 20%) и органического вещества (до 7%).

Метаморфические породы — альбитовые гнейсы, альбитовые разности метавулканитов — весьма сходны с апогнейсовыми альбититами. От альбититов они отличаются изофациальностью минерального состава с вмещающими породами; среди слагающих их минералов обычно встречаются микроклин, биотит глиноземистый, гранат, запрещенные для альбититов. Строение их характеризуется однотипностью текстурно-структурных мотивов с вмещающими породами и отсутствием бластокатаклаза; контакты с вмещающими породами в отличие от метасоматических альбититов нормальные стратиграфические.

Магматические альбитовые породы (альбитовые сиениты, граносиениты, граниты) широко известны. Они сходны с апосиенитовыми и апогранитовыми альбититами по преобладанию в них альбита и родственными текстурно-структурным характеристикам, однако отличаются от них изофациальностью минерального состава с вмещающими породами, присутствием калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, иногда граната, топаза, отсутствием бластокатаклаза и нормальными переходами во вмещающие породы.

В табл. 2 приведены структурно-текстурные признаки, данные по морфологии тел и минеральный состав метасоматических, магматических и метаморфических альбитовых пород. Учитывая различие

этих и некоторых других признаков, нетрудно классифицировать встречающиеся существенно альбитовые породы различного генезиса. Большое значение при этом имеют вмещающие породы. Метасоматические альбититы образуются замещением различных пород. Магматические альбитовые породы размещаются среди щелочных и лейкократовых гранитоидов, явления метасоматоза в которых не проявляются.

Таким образом, при изучении альбититов и конвергентных пород следует опираться на их классификацию, учитывающую комплекс признаков строения, состава и форм залегания как альбититов, так и вмещающих их пород. Необходимость различать указанные разновидности альбитовых пород диктуется тем, что к ним, как показывают работы многих исследователей, приурочены различные рудные месторождения.

К микроклин- и кварц-микроклин-альбитовым породам гранитоидных комплексов ("апогранитам") обычно приурочиваются месторождения тантала, ниобия, бериллия, редких земель, олова, вольфрама [3, 4, 8, 10 и др.].

Эгирин-нефелин-альбитовые породы (мариуполиты, канадиты), связанные с нефелин-сиенитовыми комплексами, характеризуются циркониевой и цирконий-ниобиевой минерализацией [15].

Альбититы, в которых полевошпатовый минерал представлен исключительно альбитом, и возникающие метасоматически по различным магматическим и метаморфическим породам, характеризуются преимущественно редкометальной минерализацией [1, 2, 4, 10]. Таким образом, выявление альбитовых пород того или иного типа позволяет предполагать и планировать поиски соответствующих месторождений полезных ископаемых.

1. Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - В кн.: Пробл. метаморфо-генного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1969, с. 6-25.

2. Белевцев Я.Н. Металлогения Украинского щита и метаморфо-генное рудообразование. - В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1976, с. 45-47.

3. Буус А.А., Северов Э.А., Ситник А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 270 с.

4. Буус А.А. Альбититовые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 41-62.

5. Геологический словарь. - М.: Госгеолтехиздат, 1955, с. 33.

6. Жариков В.А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, 85, № 3, с. 421.

7. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. - В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119-195.
8. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. - М.: Недра, 1975, - 310 с.
9. Коржинский Д.С. Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности. - Докл. АН СССР, 1951, 77, № 2, с. 305-308.
10. Кудрин В.С., Кудрина М.А. Особенности состава, строения и размещения руд в щелочных редкометалльных метасоматитах. - В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных со щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., 1972, с. 92-104.
11. Левина С.Д. Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи нижней перми на Северном Кавказе. - Докл. АН СССР, 1956, 106, № 11, с. 31-43.
12. Петрографический словарь. - М.: Госгеолтехиздат. 1963. - 477 с.
13. Северов Э.А. О некоторых случаях альбитизации гранитов. - Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, 1961, вып. 5, с. 136-143.
14. Стрыгин А.И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности. - Геол. журн., 1970, 30, вып. 2, с. 103-115.
15. Царовский И.Д. Мардуполитизация и связанные с ней процессы оруденения. - В кн.: Материалы П Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958, с. 78-82.

УДК 553.078:552.4(477.62)

Е.Б.Глевасский, С.Г.Кривдик
ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ
ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА (ПРИАЗОВЬЕ)

В 1969 г. в связи с выявлением Черниговского карбонатитового массива Приазовская редкометалльная металлогеническая провинция пополнилась новым рудным объектом, генетически и пространственно связанным с неизвестной ранее в Приазовье щелочно-ультраосновной формацией [7]. Рассматриваемая провинция, как известно, объединяет рудопроявления и месторождения различных генетических типов и металлогенических эпох. Древнейшими среди них являются нижнепротерозойские пегматиты Елисеевского, Сорокинского и других рудных полей. Среднепротерозойская металлогеническая эпоха определяется образованиями Приазовского щелочного комплекса, а наиболее молодые девонские щелочные вулканиты, обнаруженные в зоне сочленения кристаллического массива с Донбассом, характеризуют палеозойский этап развития провинции. Не останавливаясь на характеристике отдельных объектов провинции, приведенной в исследованиях [6,8],

следует подчеркнуть, что Черниговский карбонатитовый массив (комплекс) и ряд массивов Приазовского щелочного комплекса объединяет не только геохимическая и петрологическая общность; но и геотектоническая позиция — приуроченность к древнейшему этапу активизации Восточной части Украинского щита.

Рассмотренные особенности структуры, состава и генезиса Черниговского массива [2,3] в целом типичны для массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [1]. Типичны для карбонатитовых комплексов и геохимические особенности Черниговского массива, определяющиеся специализацией на фосфор, редкие элементы (*Nb*, *Ta*, *Zr*, *Sr*), *TR_{Св}* и в меньшей мере — *Fe*. Кроме традиционных полезных компонентов карбонатитовых комплексов, некоторый практический интерес может представить *Ti* и, возможно, *Mo*. Рассмотрим особенности распределения названных элементов в породах массива.

Ф о с ф о р. Основной минерал-концентратор *P* — апатит. Он содержится во всех породах карбонатитового комплекса, являясь породообразующим (чаще всего) либо акцессорным минералом. Практически во всех породах комплекса в ряде случаев отмечались повышенные (до 5%) или высокие (более 5–10%) содержания апатита. В связи с карбонатитами иногда встречаются существенно апатитовые (до 70%) породы, обычно с силикатами (оливином, флогопитом и др.) или магнетитом — фоскориты (камафориты). Однако основная масса апатита концентрируется в собственно карбонатитах. Среднее содержание апатита в карбонатитах (с учетом фосфоритов) около 10 вес. %. При этом колебания апатита в карбонатитах в общем не зависят от их петрографических типов, отличаясь лишь локальными особенностями распределения [3]. Таким образом, карбонатиты Черниговского массива по сравнению с большинством других массивов характеризуются повышенными содержаниями апатита и подобны обогащенным апатитом карбонатитам таких апатитовых месторождений, как Якупиранга, Палабора, Дорова, Малави [4] и др.

Н и о б и й и т а н т а л являются типичными элементами карбонатитов и щелочных пород. Минералы этих элементов в породах комплекса представлены акцессорными пирохлором, гатчетолитом, колумбитом, цериевым фергусонитом и эшнитом. При этом в ранних севитах, реже в альвикитах, главными минералами ниобия и тантала являются пирохлор и гатчетолит, а в более поздних и наиболее распространенных бефорситах — колумбит и фергусонит. Наиболее высокие отношения *Ta* : *Nb*, равные 1:2,5, зафиксированы в гатчетолитах

из альвикитов и севитов; содержание Ta_2O_5 в таких гатчетолитах достигает 12%. Значительная часть ниобия рассеяна в виде изоморфной примеси в пороодообразующих минералах: сфене (около 1%), ильмените (до 0,5%), роговых обманках (до 0,2%), флогопитах (до 0,2%) и др.

Ц и р к о н и й распределен в породах комплекса неравномерно. Наиболее высокие его содержания (до 0,6%) наблюдаются в нефелиновых сиенитах – канадитах; спорадически он концентрируется и в карбонатитах, главным образом в альвикитах (до 0,1%) и севитах (до 0,3%), а также во включенных в них ультрабазитах (нодули) – до 0,1%. Минералы циркония представлены цирконом и бадделейтом. Первый встречается во всех разновидностях пород, второй – только в бефорситах, фоскоритах и кимберлитовых карбонатитах.

Р е д к и е з е м л и цериевой группы в повышенных по сравнению с кларковым количествах наблюдаются практически во всех породах комплекса, однако высокие их содержания встречаются локально и спорадически. Они зафиксированы в бефорситах, оливинит-мельтейгитах и пироксенит-твейтозитах. Основная масса редких земель концентрируется в карбонатитах (особенно в бефорситах). Они образуют как собственные минералы (ортит, цериевый фергусонит, анкилит, карбоцернаит, эшинит и др.), так и изоморфно входят в состав кальциевых минералов, среди которых главными концентратами их являются апатит (до 5,1%), кальцит (до 0,51%), доломит (до 0,25%), сфен (до 0,4%) и др.

С т р о н ц и й и б а р и й – типичные элементы-примеси карбонатитов. Карбонатиты и щелочные породы Черниговского массива характеризуются сравнительно высокими содержаниями стронция и низкими – бария. Максимальные содержания стронция (4,15%) зафиксированы в бефорситах. Несмотря на присутствие собственных минералов барий и стронций главным образом рассеяны в пороодообразующих минералах – кальците (до 8% SrO), доломите (до 4,4% SrO), апатите (до 2,37% SrO), микроклине (до 0,84% BaO) и слюдах (до 0,7% BaO).

Ж е л е з о. Генетически связанные с карбонатитами апатит-магнетитовые породы (фоскориты), образования типа редберг и некоторые разновидности рудных ультрабазитов нередко являются фосфатно-железородными месторождениями (Ковдор, Фен, Ессей и др.). В бефорситах Черниговского массива отмечены повышенные (до 20%) содержания крупнозернистого, легко обогащаемого магнетита. В этих карбонатитах иногда встречаются также сегрегации (до 0,5 м по

керну) существенно магнетитовых (до 80%) и апатит-магнетитовых пород - фоскоритов. Источником магнетита могут служить и рудные пироксениты (около 20% магнетита).

Т и т а н . В магнетит-ильменитовых щелочных пироксенитах Черниговского массива содержание ильменита достигает 20% (среднее около 10 вес. %).

М о л и б д е н . Вкрапленность молибденита типична в экзо- и эндоконтактных участках жильных щелочных сиенитов и нордмаркитов.

Возраст рудной минерализации карбонатитового комплекса установлен непосредственно по рудным (акцессорным) - циркон, монацит -- либо породообразующим минералам и составляет в среднем 2020 млн. лет (33 определения *K-Ar* и *U-Th-Pb*-методами, интервал колебания значений которых 1820-2190 млн.лет). Этот период времени определяет нижний возрастной предел консолидации восточной части Украинского щита, поскольку массивы платформенных щелочных формаций Приазовского щелочного комплекса (гранитоидной и габброидной) сформировались позднее. По данным разных авторов, возрастной интервал становления их находится в пределах 1300-1600 млн. лет [3] и 1500-1900 млн. лет [5]. Несмотря на то что изотопный возраст образований карбонатитового комплекса и пегматитов (Елисеевское, Сорокинское поля и др.) практически совпадает (в пределах точности метода), более позднее формирование Черниговского массива сомнений не вызывает. Это доказывается тем, что формирование пегматитов генетически связано с завершающими этапами становления орогенной гранитоидной формации Западного Приазовья - периодом затухания процессов ультраметаморфизма, а внедрение образований карбонатитового комплекса, представленного мантийными дифференциатами, знаменует принципиально новый платформенный этап развития Приазовья. Хотя непосредственных взаимоотношений редкометалльных пегматитов и пород Черниговского массива не наблюдалось, имеются данные, свидетельствующие о более позднем внедрении последних. Так, известны [10] пересечения пегматитов Елисеевского поля дайками ультрабазитов, в экзоконтактах которых наблюдается биотитизация и альбитизация пегматитов. Подобные экзоконтактные изменения типичны и для магматитов Черниговского массива. Это свидетельствует, вероятно, о более широком (не только в пределах Черниговского массива) распространении в Приазовье образований щелочно-ультраосновной формации и более позднем по сравнению с пегматитами времени их внедрения.

Таким образом, можно отметить следующие металлогенические эпохи в формировании Приазовской редкометальной провинции:

1) нижнепротерозойскую металлогеническую эпоху завершающих этапов становления орогенной гранитоидной формации, представленную массивами ортитовых гранитов и рядом пегматитовых полей с акцессорной редкометальной минерализацией;

2) металлогенические эпохи активизации восточной части Украинского щита, связанные с формированием платформенных плутонических комплексов: а) поздненижнепротерозойскую (Черниговский карбонатитовый массив щелочно-ультраосновой формации); б) среднепротерозойскую – ряд массивов Приазовского щелочного комплекса (щелочные гранитоидная и габброидная формации); в) палеозойскую – вулканы щелочно-базальтовой формации зоны сочленения кристаллического массива с Донбассом.

1. Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Карбонатитовые месторождения редких элементов. – В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., 1969, т. 3, с. 215-257.

2. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья. – Геол. журн., 1977, 37, вып. 6, с. 95-100.

3. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья. – Геол. журн., 1978, 38, вып. 2, с. 83-96.

4. Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. – В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 329-355.

5. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. – М.-Л.: Наука, 1965. – 203 с.

6. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. – Киев: Наук. думка, 1975. – 560 с.

7. Лапицкий Э.М., Качанов Е.Н., Миткеев М.В., Никонов А.И. Карбонатиты Северо-Западного Приазовья. – Геол. журн., 1974, 34, вып. 2, с. 144-145.

8. Металлогения Украины и Молдавии. – Киев: Наук. думка, 1974. – 498 с.

9. Царовский И.Л. Нефелиновые сиениты Среднего Приднепровья и Приазовья. – В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.; Л.: Наука, 1964, с. 272-276.

10. Эйноор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. – Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1971. – 184 с.

УДК 546.79(210)

А.М. Жукова

УРАНОНОСНОСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА

И СВЯЗЬ ЕЕ С ПРОЦЕССАМИ МЕТАМОРФИЗМА И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

К настоящему времени накоплен обширный материал по кларковым содержаниям урана в породах Украинского щита [1-4, 6-9]. Несмотря на некоторые расхождения в данных разных авторов, установлены об-

щие закономерности распределения урана в геологических образованиях этого региона.

Кларк урана для Украинского щита в целом составляет $4,1 \cdot 10^{-4}\%$. При этом в ультраметаморфических и интрузивных образованиях содержание его выше ($4,4 \cdot 10^{-4}\%$), чем в группе осадочных и вулканогенных формаций ($3,1 \cdot 10^{-4}\%$). Это различие для образований геосинклинального этапа сравнительно невелико ($4,1 \cdot 10^{-4}\%$ — в ультраметаморфических и $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ — в вулканогенных и осадочных), а в формациях платформенного ряда оно становится ощутимым. Кларки урана составляют здесь соответственно $6,1 \cdot 10^{-4}$ и $2,3 \cdot 10^{-4}\%$. Свыше 80% всего кларкового урана Украинского щита сосредотачивается в ультраметаморфических и интрузивных формациях. Если в геосинклинальных образованиях значительное содержание урана в них (~60%) обусловлено большой распространенностью этих пород в пределах щита, то образования платформенного этапа, занимая намного меньшие площади (~14%), концентрируют свыше 20% кларкового урана, что превышает общее количество его для метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород в целом (14,9%).

Примерно 40–45% территории Украинского щита занимают породы с концентрацией урана менее кларка в земной коре и равного ему*. Это главным образом образования архейского возраста, представленные как метаморфическими (гнейсы днепровской серии), так и ультраметаморфическими породами (чарнокиты, плагиограниты и плагиомигматиты). Из платформенных образований сюда относятся лишь породы анортозитовой подформации гранитов рапакиви.

Остальная территория щита (центральная часть и крайние его фланги) сложена породами с концентрацией урана выше кларка земной коры. Это преимущественно протерозойские ультраметаморфические (менее интрузивные) образования как геосинклинального, так и платформенного этапов развития.

Распределение кларков урана в породах Украинского щита согласуется с развитыми в его пределах метаморфическими фациями [4, 10]. Так, в его западной части в направлении с юга на север интенсивность метаморфизма постепенно уменьшается, что выражается в соответствующем падении концентрации урана до минимальных значений в породах гранулитовой фации. В центральной части щита проявляется главным образом амфиболитовая фация метаморфизма и содержание урана в развитых здесь породах несколько повышается по

* Нами принят кларк земной коры, равный $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ [5].

сравнению с гранулитовой фацией. Низкая ураноносность пород Среднего Приднепровья, метаморфизованных в амфиболитовой фации, согласно [10], объясняется тем, что развитые здесь метаморфические породы образовались по вулканогенным толщам, изначально низкоураноносным.

Различными значениями содержания урана характеризуются ультраметаморфические образования: меньшими — неперемещенные гранитоиды, более высокими — реоморфические граниты.

С целью выяснения роли метаморфизма в направленной миграции урана проводились детальные исследования на отдельных участках Украинского щита. Изучались породы разной основы (хемогенной, терригенной и вулканогенной), состава и генезиса, метаморфизованные в гранулитовой (Мангуш, Побужье), амфиболитовой и зеленосланцевой (Криворожье и Белозерка) фациях, а также продукты их гранитизации. Отдельные разновидности пород охарактеризованы в большинстве случаев достаточно представительными сериями проб (многие десятки и сотни проб). Содержание урана определялось люминесцентным методом с таблеточным окончанием (чувствительность $5 \cdot 10^{-5}\%$).

Полученные аналитические данные (около 3000) показывают, что концентрация урана уменьшается по мере усиления метаморфизма. Наиболее отчетливо эта закономерность наблюдается в первично-терригенных образованиях, изначально содержащих наибольшее (по сравнению с другими породами) количество урана, и наименее отчетливо она проявляется в вулканогенных образованиях. Распределение урана в последнем случае подчиняется, как правило, другой закономерности: содержание урана в первично-вулканогенных образованиях заметно увеличивается от основных к кислым [8].

Таким образом, региональный прогрессивный метаморфизм приводит к значительной миграции урана. Практически любая осадочная или вулканогенная порода, вовлеченная в процесс метаморфизма, может являться источником рудного вещества. Однако в основном это касается осадочных образований. Общая потеря урана, обусловленная их метаморфизмом от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, по нашим расчетам, может достигать 90% для терригенных и 60% для хемогенных пород. При этом из терригенных образований большая часть урана (в среднем 70–60%) высвобождается при переходе породы из амфиболитовой в гранулитовую фацию; для хемогенных это количество составляет 50%. Из вулканогенных пород практически весь миграционно-способный уран высвобождается при переходе из зелено-

сланцевой в амфиболитовую фацию. Возможные причины такого поведения урана различных пород на разных ступенях метаморфизма будут рассмотрены ниже.

Здесь мы только отметим, что в процессе увеличения температуры и давления, а следовательно, вследствие нарастания степени метаморфизма роль пород в отношении генерации урана меняется. Количество высвобождающегося урана на разных ступенях метаморфизма будет зависеть от количественного соотношения терригенных, хемогенных и вулканогенных пород, вовлеченных в этот процесс.

Распределение урана в продуктах ультраметаморфизма характеризуется следующими закономерностями. В гранитоидах гранулитовой фации количество его, как правило, невысокое ($1,4 \cdot 10^{-4}\%$) и незначительно отличается от содержания в субстрате, по которому они образовались. Так, биотит-кордиерит-гранатовые мигматиты и граниты Приднестровья, образовавшиеся по гнейсам аналогичного минерального состава, содержат урана столько же, как гнейсы ($0,4 + 0,9 \cdot 10^{-4}\%$), а плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые мигматиты Приазовья одинаковы по содержанию урана с гнейсовой толщей этого района.

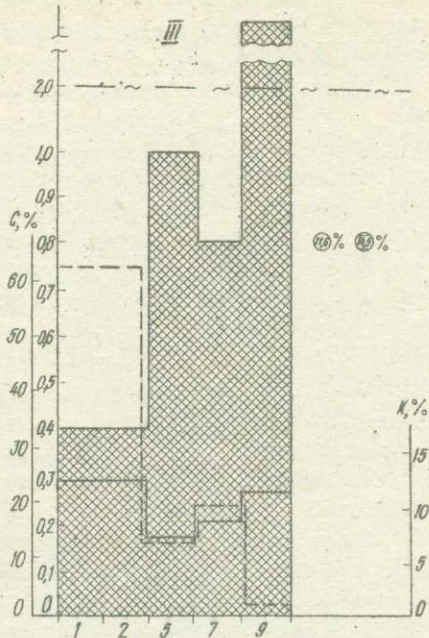
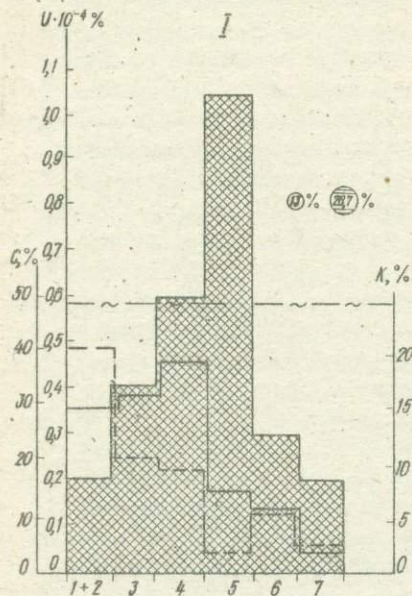
Концентрация урана в неперемещенных гранитах амфиболитовой фации заметно больше ($3,4 \cdot 10^{-4}\%$). Еще выше ($7,5 \cdot 10^{-4}\%$) она в перемещенных реоморфических гранитах и особенно высокая (выше $9,0 \cdot 10^{-4}\%$) в метасоматических образованиях.

Подвижность урана в процессе метаморфических образований первично-осадочных и вулканогенных толщ определяется прежде всего формами нахождения его в горных породах. Уран в породах находится в легкоподвижной (аутигенные минералы), малоподвижной (в составе темноцветных минералов) и неподвижной (ураносодержащие акцессории) формах.

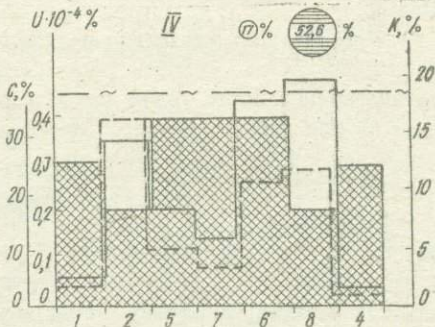
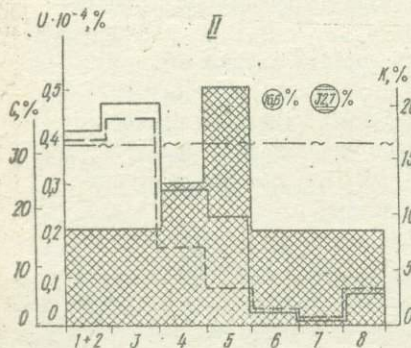
Региональный динамотермальный метаморфизм вызвал широкое извлечение урана, которое усиливается с углублением процессов метаморфизма. Вынос урана при высоких фациях метаморфизма достигает 50–90% первоначального. Наблюдается направленный процесс обеднения ураном пород гранулитовой фации, где основными носителями его остаются только акцессорные минералы.

Накопление урана связано с конечными стадиями ультраметаморфического процесса. Приуроченность повышенных концентраций урана к реоморфическим, как правило существенно микроклиновым гранитоидам обусловлена, вероятно, общим направлением развития сиалической коры региона, важным элементом которого явилась широкая гра-

$U \cdot 10^{-4} \%$



— ~ — 10 11 - - - - 12
 ——— 13 14 15



нитизация вулканогенно-осадочных толщ в протерозойское время. В ходе этого процесса уран поступал, очевидно, со щелочными растворами существенно кальевого, а затем существенно натриевого состава.

Закономерности распределения и концентрации урана, изложенные выше, имеют прямую связь с минеральными превращениями. На рисунке показаны особенности распределения урана в минералах пород высоких фаций метаморфизма хемогенной (железистые кварциты) и терригенной (гнейсы разного состава) основ. Следует обратить внимание на невысокую концентрацию урана в изученных минералах, определяемому низкой ураноносностью высокометаморфизованных пород [1,9].

Содержание урана, приходящегося на минералы легкой фракции железисто-кремнистых хемогенных пород, с усилением метаморфизма меняется незначительно (несколько снижается в гранулитовой фации) и составляет в процентах к общему содержанию в породе 16,6 и 13,0 для амфиболитовой фации.

Иная картина наблюдается в породах терригенной основы. В гнейсах амфиболитовой фации минералы легкой фракции (кварц и полевые шпаты) в целом содержат значительно больше урана, чем гнейсы гранулитовой фации (соответственно $0,2 \cdot 10^{-4}$ и $0,07 \cdot 10^{-4}\%$). Однако доля урана, приходящаяся на эти минералы, изменяется мало (12 и 17%), поскольку общее его содержание составляет в первом случае $2,0 \cdot 10^{-4}\%$, во втором — всего $0,45 \cdot 10^{-4}\%$.

Для темноцветных минералов хемогенных и терригенных пород в зависимости от степени метаморфизма распределение урана следующее. В хемогенных породах эта зависимость выражена слабо. Процент урана, приходящийся на темноцветные минералы, равен 32,7 (гранулитовая фация) и 28,7 (амфиболитовая фация) при содержании их соответственно в 51,6 и 42,1% породы. Ураноносность темноцветов метаморфических пород терригенной основы различная. В гранулитовой фации она соста-

Диagramмы распределения урана в минералах высокометаморфизованных пород: I — кварциты амфибол-магнетит-пироксеновые (амфиболитовая фация); II — кварциты магнетит-пироксеновые (гранулитовая фация); III — гнейсы гранат-биотитовые (амфиболитовая фация); IV — гнейсы и сланцы кристаллические амфибол-пироксеновые (гранулитовая фация).

I — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — гиперстен; 4 — магнетит; 5 — гранат; 6 — амфибол; 7 — биотит; 8 — диопсид-геденбертит; 9 — сульфиды; 10 — содержание урана в породе ($U \cdot 10^{-4}\%$); 11 — содержание урана в минерале ($U \cdot 10^{-4}\%$); 12 — содержание минерала в породе ($C, \%$); 13 — содержание урана породы, приходящегося на данный минерал ($K, \%$); 14 — процент урана породы, приходящийся на минералы легкой фракции; 15 — на темноцветные минералы.

влет 52,6%, в амфиболитовой - 14,5% по отношению к его содержанию в породе в целом. Количество темноцветных минералов в гранатобiotитовых гнейсах амфиболитовой фации заметно меньше (40%), чем в амфибол-пироксеновых гнейсах гранулитовой фации (65%).

1. Белевцев Я.Н., Жукова А.М. Особенности распределения и миграции урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. - Геол. журн., 1976, 36, вып. 5, с. 68-79.
2. Белевцев Я.Н., Комаров А.Н. Уран в метаморфических породах и процессах. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Киев: Наук. думка, 1970, с. 87-89.
3. Белевцев Я.Н., Бгоров Ю.П., Титов В.К. и др. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с. 91-117.
4. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембри. - Киев: Наук. думка, 1975. - 219 с.
5. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
6. Горлицкий В.А. Распределение малых элементов и проблема металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1970. - 162 с.
7. Жукова А.М. О средних содержаниях урана в докембрийских образованиях Украинского щита. - Геохимия, 1973, № 8, с. 1245-1253.
8. Жукова А.М., Бергман И.А., Жуков Г.В. Распределение урана в геологических формациях Украинского щита. - Геохимия, 1975, № 7, с. 1084-1096.
9. Жукова А.М., Венедиктов В.М., Жуков Г.В. Особенности распределения урана в породах высоких ступеней метаморфизма и ультраметаморфизма. - Геол. журн., 1974, № 1, с. 118-122.
10. Усенко И.С., Сиростан Р.И., Шербаков И.Б., Хмарук Т.Г. О метаморфизме Украинского щита. - Геол. журн., 1971, 31, вып. 2, с. 3-16.

УДК 550.422(477)

Ю.Г.Герасимов

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОЭЛЕМЕНТОВ В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Изучение кларковых содержаний радиоэлементов, проводимое в последние годы Сектором металлогении ИГЧМ АН УССР и ВСЕГЕИ, привело к накоплению большого количества достоверных анализов, из которых более 12 тыс. характеризуют протерозойские гранитоиды различных комплексов Украинского щита [3,5]. Осреднение анализов по геологическому возрасту и типам пород выявило ряд особенностей распределения урана и тория, связанных с геохимическими свойствами этих элементов: их литофильностью; близостью геохимических овоиств в вос-

становительной обстановке, когда оба элемента четырехвалентны, способны к изоморфным замещениям, малоподвижны; различиями их свойств в окислительных условиях, когда торий остается четырехвалентным и малоподвижным, а уран переходит в легкоподвижную шестивалентную форму и мигрирует независимо от тория [9].

В табл. I приведено среднее для щита содержание урана и тория в протерозойских гранитоидах, сгруппированных по возрасту и принадлежности к определенному комплексу, согласно стратиграфической схеме Г.И.Калыева и др. [7]. Если рассматривать эти данные, исходя из распространенных представлений о щелочных сиенитах и альбититах как конечных продуктах гранитизации [4,6,8,10], то следует ожидать, что каждая более молодая порода по сравнению с предыдущей будет обогащена более легкоплавкими минералами и литофильными элементами, в том числе ураном и торием. Этой концепции отвечают породы верхнепротерозойского пержанского комплекса: в них от мигматитов к гранитам и сиенитам последовательно возрастают содержания урана и тория.

Более четко эта тенденция проявляется в нижнепротерозойских гранитоидах днепровско-токовского комплекса, который отличается более высокими значениями торий-урановых отношений: для пержанских пород они колеблются от 2,6 до 4,2, для днепровско-токовских — от 6,3 до 9,8. Такие высокие значения торий-урановых отношений оближают днепровско-токовский комплекс с октябрьским щелочным комплексом Приазовья, описанным ниже, а также с архейскими гранитоидами, которые здесь не рассматриваются.

Для среднепротерозойского коростенского комплекса характерно небольшое уменьшение среднего содержания урана в сиенитах, по сравнению с гранитами рапакиви, а среднее содержание тория несколько возрастает. Эти изменения приводят к возрастанию торий-уранового отношения в сиенитах до 6,6 против 4,5 в гранитах рапакиви. Небольшое, но устойчивое увеличение содержания урана и тория отмечается в мелкозернистых гранитах, которые образуют жилы и более крупные тела среди гранитов рапакиви. Можно полагать, что мелкозернистые граниты представляют выплавку из гранитов рапакиви, обогащенную одинаково ураном и торием. Сиениты не могут быть выплавкой из гранитов, поскольку содержание урана в них ниже: они либо выплавились из иного, менее ураноносного субстрата, либо, как и граниты, возникли в процессе ультраметаморфизма из каких-то слабоураноносных пород.

Т а б л и ц а I. Фоновые содержания урана и тория в протерозойских гранитоидах различных комплексов Украинского щита

Геологический возраст, комплекс, порода	Уран		Торий		%
	Количество проб	Среднее содержание, г/т	Количество проб	Среднее содержание, г/т	
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (1600-1200 млн.лет)					
<u>Чержанский комплекс</u>					
Альбититы гнейсовидные	7	>9,6			
Сyenиты щелочные	36	>9,7	12	>50,0	5,2
Граниты микроклиновые	170	8,1	140	29,5	3,6
Мигматиты микроклиновые	14	3,6	14	9,4	2,6
СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (1900-1600 млн.лет)					
<u>Коростенский комплекс</u>					
Сyenиты и лейкосyenиты	64	3,5	13	23,0	6,6
Граниты мелкозернистые	70	5,8	57	26,3	4,5
Граниты рапакиви и рапакиви-подобные	913	4,0	662	19,2	4,8
<u>Октябрьский комплекс</u>					
<u>Приазовья</u>					
Нефелиновые сyenиты	10	1,5	5	14,6	10,0
Сyenиты и кварцевые сyenиты	147	1,2	123	8,8	7,3
Граносyenиты	207	1,4	192	10,8	7,8
Граниты	76	1,4	76	12,7	9,1
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (2600-1900 млн.лет)					
<u>Днепроовско-токовский комплекс</u>					
Альбит-микроклиновые породы	103	>9,6	177	>96,0	7,0
Граниты плаггиомикроклиновые	418	8,1	332	58,9	7,3
Мигматиты теневые	118	2,9	225	18,3	6,3
Граниты аплит-пегматидные	34	7,6	34	74,6	9,8
<u>Кировоградско-житомирский комплекс</u>					
Альбититы	517	>9,6	177	>16,0	1,2

Окончание табл. I

Геологический возраст, комплекс, порода	Уран		Торий		T _h U
	Количество проб	Среднее содержание, г/т	Количество проб	Среднее содержание, г/т	
Сиениты	575	6,9	232	15,9	2,3
Граниты двусидяные среднезернистые	617	6,2	431	26,8	4,3
Граниты биотитовые среднезернистые	915	4,9	780	23,2	4,7
Граниты биотитовые порфиroidные	3290	3,8	3365	27,6	7,3
Мигматиты микроклин-биотитовые	2431	3,0	2121	15,6	5,2
Граниты аплито-пегматOIDные	1396	3,2	1292	12,6	3,9

К среднему протерозою относится также октябрьский щелочной комплекс Приазовья. В нем увеличения средних содержаний урана и тория от гранитов к сиенитам не наблюдается, а сами содержания очень низкие: для урана они находятся в пределах 1,2–1,5 г/т, для тория – в пределах 8,8–14,6 г/т. Однако во всех породах комплекса значения торий-урановых отношений высокие – от 7,3 до 10,0. По-видимому, щелочные породы этого комплекса не являются производными гранитов. Вероятно, все разнообразие гранитоиды этого комплекса возникли параллельно путем гранитизации в глубоких зонах земной коры каких-то древних пород с очень низкими содержаниями радиоэлементов.

От перечисленных пород заметно отличаются нижнепротерозойские гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. Для них характерно четкое возрастание средних содержаний урана от мигматитов к гранитам, сиенитам и альбититам, которое сопровождается нечетко выраженным уменьшением средних содержаний тория в том же направлении. Сочетание этих противоположных тенденций обусловило уменьшение величины торий-уранового отношения от 7,3 в порфиroidных гранитах до 1,2 в альбититах. Выявленная картина распределения урана и тория не позволяет рассматривать данные сиениты и альбититы в качестве прямых магматических производных кировоградских или житомирских гранитов. Для щелочных пород этого комплекса более вероятен гидротермально-метасоматический ге-

незис, когда шестивалентный уран мог привноситься гидрокарбонатными растворами и фиксироваться в конечных продуктах метасоматоза, а четырехвалентный торий в этом процессе участвовать не мог [2, 11].

В табл. I видны также существенные различия между радиогеохимическими параметрами пород пержанского и октябрьского комплексов, отражающими также существенные различия в генезисе пород каждого из комплексов, о которых говорилось выше. Радиогеохимические данные не подтверждают мнение геологов [1], которые считают пержанские породы по возрасту и генезису аналогами октябрьских.

Рассмотрим с этих же позиций аплито-пегматоидные граниты. Их принято считать жильными производными нормальных гранитов, господствующих в соответствующем районе. В табл. I приведены радиогеохимические параметры аплито-пегматоидных гранитов, тяготеющих к двум комплексам - днепровско-токовскому и кировоградско-житомирскому. Первые содержат уран и торий примерно в тех же количествах, что и среднезернистые токовские граниты при таком же высоком значении торий-уранового отношения. По-видимому, аплито-пегматоидные и среднезернистые токовские граниты возникли путем выплавления из одного субстрата, но раскристаллизовались в разных условиях. Для кировоградско-житомирского комплекса характерны более низкие содержания урана и тория в аплито-пегматоидных гранитах, а также более низкие значения торий-уранового отношения, чем во всех остальных гранитоидах. Вероятно, эти аплито-пегматоидные граниты возникли из какого-то иного субстрата с более низким содержанием урана и тория.

Из рассмотренных выше гранитоидных комплексов три (пержанский, днепровско-токовский и октябрьский) сосредоточены в одном поле, радиогеохимические характеристики которых представлены в табл. I, два других комплекса имеют более широкое распространение. Породы коростенского комплекса образуют два разрозненных массива - собственно Коростенский и Корсунь-Новомиргородский. Породы кировоградско-житомирского комплекса создают три относительно обособленных поля - Волынское, Уманско-Белоцерковское и Кировоградское. Радиогеохимические параметры для пород этих пяти полей приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что в Коростенском массиве более четко проявляется тенденция уменьшения концентрации урана в сиенитах

Т а б л и ц а 2. Фоновые содержания урана и тория в гранитоидах различных полей коростенского и кировоградско-житомирского комплексов

Комплекс, массив и поле, порода	Уран		Торий		Tb U
	Количество проб	Среднее содержание, г/т	Количество проб	Среднее содержание, г/т	
Коростенский комплекс					
<u>Коростенский массив</u>					
Сиениты	21	2,6	6	20,0	7,7
Граниты мелкозернистые	70	5,8	57	26,3	4,5
Граниты рапакиви и рапаквивидподобные	236	4,9	199	21,7	4,4
<u>Корсунь-Новомиргородский массив</u>					
Сиениты	43	3,6	5	29,8	8,0
Граниты рапакиви и рапаквивидподобные	667	3,0	463	15,0	5,0
Кировоградско-Житомирский комплекс					
<u>Волынское поле</u>					
Альбититы	20	5,2	20	7,1	1,4
Сиениты	176	4,5	131	7,3	1,6
Граниты двуслюдяные	200	6,1	170	24,8	4,1
Граниты биотитовые	293	4,5	212	22,0	4,9
Мигматиты	595	3,8	537	10,5	2,8
<u>Уманско-Белоперковское поле</u>					
Лейкосиениты	23	7,9			
Граниты двуслюдяные	5	8,3	5	24,4	2,9
Граниты биотитовые	397	6,0	272	32,0	5,3
Мигматиты	157	2,7	125	15,0	5,0
<u>Кировоградское поле</u>					
Альбититы	399	>9,6	157	>20,0	1,3
Сиениты и лейкосиениты	365	9,0	156	34,5	3,9
Граниты двуслюдяные	289	6,1	158	26,8	4,4
Граниты биотитовые	3467	3,4	3126	22,0	6,5
Мигматиты	626	2,9	506	13,6	4,5

по сравнению с гранитами рапакиви. В то же время в сиенитах Корсунь-Новомиргородского массива намечается некоторое увеличение содержаний урана и тория по сравнению с гранитами рапакиви, хотя последние здесь менее ураноносны, чем в Коростенском массиве.

Из табл. 2 также видно, что характерное для всего кировоградско-житомирского комплекса возрастание ураноносности и уменьшение ториеносности пород от гранитов к сиенитам и альбититам проявляется в каждом из трех полей по-разному.

В пределах Волынского поля ураноносность увеличивается слабо, а содержание тория уменьшается более заметно. Последнее обеспечивает последовательное уменьшение величины торий-уранового отношения от гранитов к сиенитам и альбититам.

В Уманско-Белодерковском поле обе тенденции проявляются довольно четко, но в пределах этого поля пока не выявлены альбититы и мало встречено сиенитов.

В Кировоградском поле четко проявляется тенденция последовательного увеличения содержаний урана от минимальных в мигматитах до максимальных в альбититах. Однако уменьшение содержания тория наблюдается только в альбититах, в сиенитах отмечается некоторое увеличение среднего его содержания по сравнению с биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Тем не менее от биотитовых гранитов до альбититов последовательно уменьшаются величины торий-урановых отношений.

Представляют интерес среднезернистые двуслюдяные граниты (житомирские), залегающие во всех трех полях этого комплекса. Их ураноносность всегда выше, чем биотитовых гранитов, а ториеносность их практически одинакова. Поэтому торий-урановое отношение для двуслюдяных гранитов всегда меньше, чем для биотитовых. Эти параметры сближают двуслюдяные граниты с гидротермально-метасоматическими образованиями рассматриваемого комплекса. Возможно, двуслюдяные граниты представляют образования типа грейзенов.

Таким образом, различия между радиогеохимическими параметрами протерозойских гранитоидных комплексов Украинского щита обусловлены, во-первых, различным генезисом петрографически сходных пород в разных комплексах, во-вторых, индивидуальными геохимическими особенностями исходных пород субстрата.

И. Бабков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 139-148.

2. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Киев : Наук. думка, 1972.- 230 с.

3. Белевцев Я.Н., Егоров Ю.П., Титов В.К. и др. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с. 96-117.

4. Белевцев Я.Н. Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 5-24.

5. Герасимов Ю.Г., Горлицкий Б.А., Титов В.К. Уран в геологических формациях Украинского щита. - Геохимия и рудообразование, 1978, вып. 7, с. 24-42.

6. Горшников Б.И. Условия образования метаморфогенных месторождений при развитии подвижных зон земной коры. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1977, с. 31-48.

7. Каляев Г.И., Крутиковська З.О., Жуков Г.В. та ін. Тектоніка Українського щита. - Київ : Наук. думка, 1972.- 290 с.

8. Комаров А.Н. Характер миграции малых и рудогенных элементов при процессах гранитизации, дислокационного метаморфизма и натриевого метасоматоза. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 6, с. 73-78.

9. Основные черты геохимии урана / Под ред. А.П.Виноградова. - М. : Изд-во АН СССР, 1963.- 362 с.

10. Сморгичов И.Е. Роль магматических процессов в образовании гидротермальных урановых месторождений. - В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М. : Наука, 1966, с. 119-146.

11. Тутаринов А.И. Происхождение урановых месторождений. - В кн.: Очерки соврем. геохимии и аналит. химии. М. : Наука, 1972, с. 263-271.

УДК 552.12:553.3/9

Б.А.Горлицкий, Л.С.Финкель
СИСТЕМА МАТЕМАТИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цель данной работы - осветить на примере разработок лаборатории системных методов металлогении и геохимии Сектора металлогении ИГФМ АН УССР задачи, состояние и ближайшие перспективы системного математического обеспечения металлогенических исследований.

Информация, используемая в металлогенических исследованиях, характеризуется сложной структурой, большими объемами, многомерностью и неопределенностью функциональных связей изучаемых свойств геологических объектов. Для уменьшения элемента субъективизма при решении задач прогнозно-металлогенических исследований и более полного использования исходной геологической информации требуется разработка и внедрение в практику работ специализированного системного математического обеспечения.

Функции математического обеспечения металлогенических исследований следующие:

- 1) описание геологической информации для выявления неочевидных количественных соотношений геологических объектов и процессов;
- 2) интерпретация выявленных соотношений и формализация геологических гипотез с построением моделей геологических процессов;
- 3) проверка гипотез и выбор направления дальнейших исследований;
- 4) автоматизация отдельных элементов научного процесса и вычислительных процедур при интерпретации показаний аналитических установок.

Трудоемкость работ по обеспечению всех этих функций (сложные математические вычисления, переработка больших объемов информации, многократная ее перекомпоновка, доукомплектация и др.) вызвала потребность в создании на базе ЭВМ специальных кибернетических средств.

В рамках металлогенических исследований в отделе геологии и металлогении докембрия Сектора металлогении ИГФМ АН УССР в 1971-1975 гг. была разработана специализированная система обработки геолого-геохимической количественной информации АСОД "Комплекс" на ЭВМ "Днепр-2".

Идеология, общая схема и основные элементы АСОД "Комплекс" достаточно полно освещались в ранее опубликованных работах [1-4]. Остановимся на краткой характеристике ее основных особенностей.

В имеющихся системах обработки геологических данных основное внимание уделялось обеспечению унификации геологической информации и подбору библиотеки программ их математической обработки. В системе "Комплекс" был сделан еще один шаг: осознан и обеспечен системными средствами этап математической интерпретации геологических задач. Это позволило в режиме диалога "геолог - система обработки информации" анализировать геологические задачи в логических терминах и строить в рамках системы схемы обработки, использующие математический аппарат при решении геологических задач адекватно геологической сути этих задач.

АСОД располагает достаточно широким набором программ, организующих, упорядочивающих, преобразующих и редактирующих исходную информацию (с вычеркиванием и дописыванием строк и столбцов матриц, объединением массивов, кодированием значений признаков и т.д.).

"Комплекс" содержит около 30 программ, реализующих некоторые из возможных алгоритмов распознавания образов, группирования (кластер-анализ), факторного анализа, анализа многомерных и одномерных случайных величин, проверки статистических гипотез относительно одно- и многомерных величин, метризации, вычисления набора средних показателей, ранжирования признаков, различных типов петрохимических пересчетов, ряд рисующих программ и др.

Система внедрена в практику исследований в ИГФМ АН УССР и используется при проведении поисково-разведочных работ в организациях Мингео УССР и ряде экспедиций ВПО "Союзгеологоразведка".

АСОД "Комплекс" явилась действующим макетом системного математического обеспечения металлогенических исследований. С учетом опыта ее эксплуатации в 1976-1979 гг. на базе ЕС ЭВМ была создана АСОД "Комплекс-2", технологически связанная с разработками подсистем управления ВПО "Союзгеологоразведка" Мингео СССР.

АСОД "Комплекс-2" содержит следующее:

1. Средства создания информационной базы задачи (ИБЗ) и манипулирования ее содержанием. ИБЗ является средством хранения исходных и вычисленных таблиц геолого-геохимической информации и определяет технические возможности системы по объемам обрабатываемой информации. Эта информация хранится на диске (дисках) и служит в некотором смысле оперативной базой данных, предназначенной для информационного обеспечения на период решения задачи (до года). ИБЗ создается непосредственным вводом таблиц, подготовленных на перфокартах или перфолентах, или вычленением информации из банка данных. Предусмотрена технология, имеется набор модулей, позволяющих соответствующим образом переорганизовывать информацию. Размеры информационной базы задачи определяются количеством и размером файлов, отведенных под ИБЗ. Файлы могут быть расположены на одном или нескольких дисках.

2. Библиотеку вычислительных модулей, из которых автоматически строятся процедуры обработки (например, вариант факторного анализа, проверки выбранной статистической гипотезы и др.).

В "Комплексе-2" алгоритмическая база, обеспеченная в первом варианте "Комплекса", расширена в соответствии с выявленными в ходе его эксплуатации потребностями. Расширены группы алгоритмов факторного и кластерного анализов. Разработан алгоритм схемы регрессионного анализа, который последовательно включает в уравнение регрессии "наиболее существенные" признаки и исключает из не-

го признаки, оказывающиеся "лишними" на каждом новом шаге оценивания. Эта схема позволяет использовать методы регрессионного анализа при оценке плотностей и функций распределения и, соответственно, для целей кластеризации и распознавания образцов.

Традиционный набор алгоритмов проверки статистических гипотез пополнен схемами проверки "случайности" или "неслучайности" набора показателей, являющихся объектом статистической обработки. В связи с этим система реализует алгоритмы генерации "случайных" таблиц, моделирующих исходную.

Для практики существенно пополнение средств преобразования таблиц исходной информации алгоритмами, позволяющими преобразовывать информацию по аналитически заданным условиям.

3. Мощный алголоподобный алгоритмический язык, позволяющий выражать граф обработки из имен процедур и обращений к средствам ИБЗ. В язык включены несколько типов циклов условных выражений и условных операторов, цель которых упростить создание и каталогизацию графов обработки.

4. Средства (язык макрорасширения и соответствующий макрогенератор), позволяющие описывать классы графов обработки, обобщая и упрощая доступ к схемам решения геохимических задач. Это позволяет фиксировать опыт решения геолого-геохимических задач и разрабатывать по мере эксплуатации язык пользователя, приближенный к языку геолога. Вычисление на ЭВМ можно прерывать (в языке имеется соответствующая конструкция), а затем продолжать. Все операции по сохранению, восстановлению информации и пунктов графа обработки производятся автоматически. При выполнении графа обработки любой сложности память в ИБЗ и оперативной базе распределяется автоматически (без участия программиста, создающего вычислительные модули). Это существенно для пополнения системы и прежде всего для производственной эксплуатации.

Дальнейшее развитие математического обеспечения металлогенических исследований связано с необходимостью решения следующих задач:

1) разработка проблем формализации элементов геолого-геохимических карт, привлекаемых к решению металлогенических и прогнозно-поисковых задач;

2) обеспечение использования этих элементов средствами языка и процедур обработки в АСОД;

3) расширение арсенала математических методов, используемых для обработки геологической информации.

1. Горлицкий Б.А., Финкель Л.С. Анализ массовой геохимической информации в автоматической системе обработки "Комплекс". - В кн.: Математические методы при геохимических исследованиях. Свердловск, 1973, с. 60-63.

2. Горлицкий Б.А., Финкель Л.С. Язык описания АСОД. - В кн.: Применение математических методов и ЭВМ в геологии. Алма-Ата : ОНТИ Каз. Ин-та мин. сырья, 1974, с. 75-77.

3. Горлицкий Б.А., Тепикин В.Е., Финкель Л.С. Применение методов кибернетики в прикладной геохимии. - В кн.: Вопр. прикл. геохимии и петрофизики. Киев : Вища школа, 1975, с. 146-151.

4. Финкель Л.С. Комплекс программ обработки геологической информации - уровень организации вычислений. - Алгоритмы и программы, 1978, вып. 3, с. 32-46.

УДК 551.24 (477)

С.С.Быстревская, Н.П.Семенов, Л.В.Копылова, Л.В.Егорова
ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ
ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (на примере Украинского щита)

Арсенал геологических методов исследования существенно обогатился в последнее десятилетие методами сверхдального дистанционного изучения нашей планеты. Фотосъемки земной поверхности с искусственных спутников Земли, пилотируемых космических кораблей и орбитальных научных станций явились источником новой обширной информации о геологическом строении Земли. Особенно важно, что геологи получили качественно новую геологическую информацию, позволяющую говорить о космических методах в геологии, как о качественно новой ступени в познания планеты Земля.

В отличие от аэрофотоснимков (АФС), содержащих много данных о земной поверхности, но несущих слишком мало информации о ее глубинном строении, космические снимки (КС) характеризуются рядом очень ценных качеств:

- большой обзорностью изображения, возможностью в единых условиях съемки изучить целые геологические регионы, следовательно, расшифровать их строение с единых позиций;

- естественной, а не субъективной генерализацией изображения природных объектов, благодаря естественной генерализации элементов ландшафта, уменьшению искажения изображения за рельеф местности, отсутствию маскирующего влияния почвы и растительности; например, в областях регионального метаморфизма на космиче-

ских снимках "снимается" сложная мелкая складчатость фундамента, а выделяются только крупные пликвативные и сводовые структуры;

- возможностью многократного получения изображения одного региона или одной геологической структуры в разное время года и суток при равных технических условиях съемки;

- эффектом "телескопирования" или "рентгеноскопичности" - свойством отражаться на космических снимках (особенно на спектрально-зональных и синтезированных) глубинных структур, скрытых, плохо проявленных на современной земной поверхности природных объектов. Благодаря этому свойству на КС выявляются новые категории геологических объектов, не обнаруженных ранее на земной поверхности даже при детальных геологических исследованиях. К таким объектам относятся "скрытые" глубинные зоны разломов, кольцевые структуры различного генезиса, не вскрытые контакты интрузивных тел и вулкано-тектонические структуры, погребенные под чехлом платформенных образований сводовокупольные структуры в кристаллическом фундаменте платформы, наложенные структуры тектономагматической активизации, крупные естественные генетические ассоциации пород и др.

Из перечисленных свойств КС вытекают особенности их дешифрирования, отличающиеся от дешифрирования АФС. Методика дешифрирования КС применительно к ландшафтно-геологическим условиям различных регионов, в том числе докембрийских щитов, в настоящее время только разрабатывается. Остановимся на некоторых главных ее чертах, чтобы было понятно дальнейшее изложение результатов дешифрирования КС по территории Украинского щита (УЩ).

При работе с КС по сравнению с АФС сокращается общее количество используемых дешифровочных признаков, существенно меняется их относительная роль, а также порядок объектов, выделяемых по этим признакам. Роль п р я м ы х признаков, свойственных самим геологическим образованиям, значительно повышается. Ведущими становятся признаки, связанные с формой, размерами, условиями залегания и пространственными взаимоотношениями геологических объектов, что определяется, прежде всего, возможностью их изображения целиком и проявляется в т и п е ландшафта.

В качестве к о с в е н н ы х признаков выступают изображения отдельных компонентов ландшафта, таких как рельеф, эрозионная сеть, растительность. Значительно возрастает роль типов рельефа

и их комплексов, в то время как формы микрорельефа на КС не изображаются совсем, а формы мезорельефа имеют значительно меньшее значение, чем при дешифрировании АФС. Типы рельефа часто служат индикаторами крупных структурных форм и литолого-петрографических комплексов, а характер границ отдельных типов рельефа указывает на их взаимоотношения. Второй важный индикатор геологических объектов на КС — эрозионная сеть. На КС дешифрируются только крупные ее элементы, связанные с региональными чертами геологического строения.

Специфика структурно-геоморфологического дешифрирования КС закрытых территорий (докембрийских платформ и их щитов), особенно районов интенсивного сельскохозяйственного и горнопромышленного освоения, каким является УЩ, заключается в сложности геологической интерпретации выделяемых фотоаномалий из-за значительной нарушенности естественного ландшафта. Так, на мелкомасштабных КС центральной части УЩ четко выделяются горнопромышленные районы по резко осветленному тону фотоизображения, связанному с высокими отражательными характеристиками лишенных растительности поверхностных горных выработок и отвалов пород. В то же время на снимках таких районов маскируется их геологическое содержание, обычно выражающееся в виде различных компонентов ландшафта.

Кроме того, расположение УЩ в бореальной и суббореальной ландшафтных зонах, широкое участие в разрезах платформенных отложений аккумулятивных образований, в том числе ледниковых, требует строго дифференцированного подхода к анализу выделяемых на КС фотоаномалий и линеаментов.

Для увеличения достоверности геологического дешифрирования КС необходима комплексная интерпретация по одному региону различных материалов дистанционных съемок — многозональных разносезонных космических снимков различных масштабов, высотных аэроснимков, радиолокационных (РЛС) и крупномасштабных аэроснимков.

Структурные элементы, дешифрируемые на КС разных масштабов и АФС, связаны со структурами различных горизонтов земной коры и не всегда совпадают друг с другом. Отсюда понятие "метод масштабной фильтрации линеаментов". Нами использовались многозональные фото-сканерные снимки глобального масштаба с советских искусственных спутников Земли типа "Метеор"; многозональные космические снимки масштаба 1:1 000 000, полученные с американских искусствен-

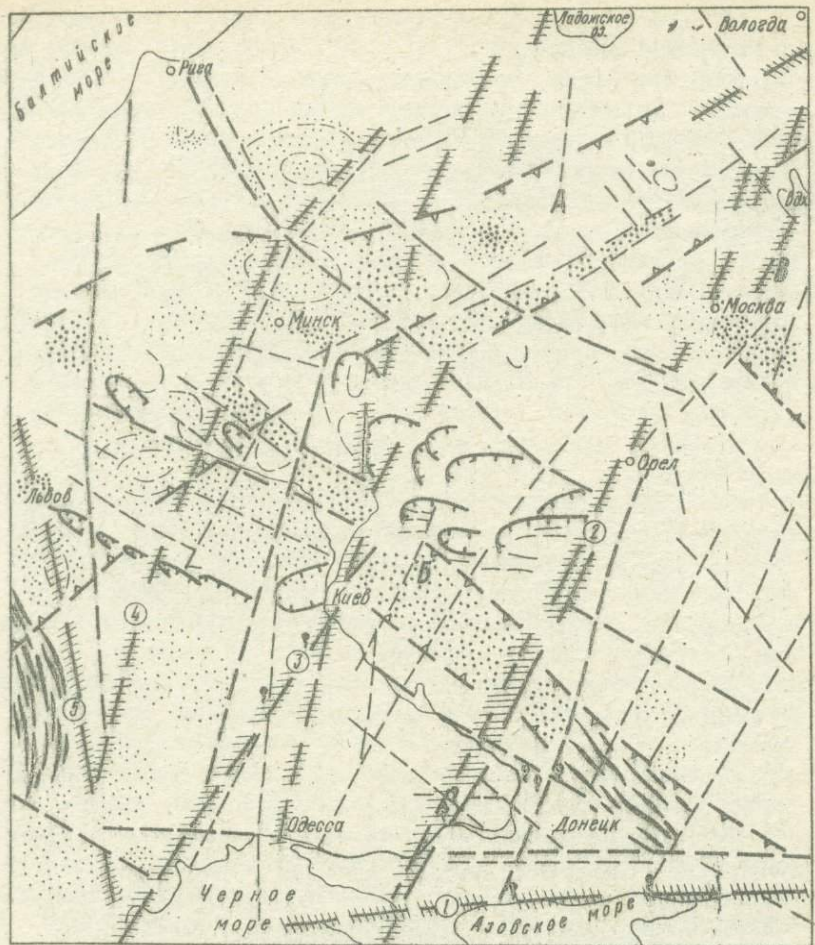
ных спутников "Ландсэт-1" и "Ландсэт-2", с пространственным разрешением около 70-80 м, и традиционные крупномасштабные аэроснимки.

Изучались плановые, трансформированные и перспективные снимки, причем нетрансформированные телевизионные КС в ряде случаев оказываются более информативными в геологическом отношении, чем плановые. Наиболее информативными, т.е. оптимальными по детальности и четкости изображения всех элементов геологического строения, оказались КС, полученные в четырех зонах видимого и ближнего ИК спектра: 500-600, 600-700, 700-800 и 800-1100 нм. При этом учитывался эффект "сезонного мерцания" природных объектов на космических снимках различных сезонов съемки.

Третьей важной особенностью дешифрирования КС сравнительно с АФС следует назвать "глубинность" метода дешифрирования КС, т.е. выявление на снимках глубинных геологических структур, почти не проявленных на современной дневной поверхности (т.е. новых категорий геологических объектов, о которых говорилось выше). Так, в пределах территории Ущ выявляется, по приближенным подсчетам, в результате дешифрирования КС около 25% новых линеаментов - естественно обнаруживаемых на снимках линейных образований, видимых по линейно ориентированным участкам определенной фототональности и фоторисунка, подчеркиваемым линейными элементами ландшафта. В основном они соответствуют разрывным нарушениям, хотя иногда отмечаются зоны поднятий поверхности фундамента и др.

Остальные 75% отдешифрированных линеаментов подтверждаются имеющимися геолого-геофизическими материалами, совпадая почти полностью с выделенными на современных геологических и тектонических картах структурами или требуя частичной дополнительной переинтерпретации материалов традиционных геологических и геофизических методов исследования. Таким образом, на КС отражается глубинное строение земной коры: дается представление об определенных геологических структурах, их формах, размерах, пространственном размещении и динамике развития. Это позволяет использовать материалы дистанционных съемок для палеотектонической реконструкции регионов, являющейся основой металлогенического анализа.

Ниже мы кратко остановимся на главных чертах тектонического строения Ущ, установленных нами по результатам дешифрирования материалов дистанционных съемок.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис. 1. Схема размещения основных глубинных структур в пределах юго-западной части Восточно-Европейской платформы, по данным дешифрирования фотосканерных космических снимков типа "Метеор":
 1 - трансрегиональные глубинные разломы, определившие формирование геологических регионов; 2 - региональные разломы, разграничивающие разные структурные области; 3 - прочие крупные разломы; 4 - границы авлакогенов (А - Волынский, Б - Днепровско-Донецкий); 5 - надвиговые структуры; 6 - контуры кольцевых и куполовидных структур различного генезиса; 7 - впадины в фундаменте Восточно-Европейской платформы; 8 - складчатая область Карпат и Донецкого кряжа; 9 - отдешифрованные структурные линии различного содержания; 10 - выходы термальных минеральных источников.

На фотосканерных космических снимках типа "Метеор" самых высоких уровней генерализации (10^7 - 10^8) дешифрируются крупные линейные элементы, отвечающие глобальным структурам. На рис. 1 это линейные элементы 1-5, простирающиеся на значительной части Восточно-Европейской платформы и отвечающие трансрегиональным зонам - Сивашско-Каркинитской, Криворожско-Кременчугской, Одесско-Тальновско-Каневской, Шедетовско-Коренцкой и Висленско-Днестровской. Крайняя северо-западная часть Ущ попадает в пределы так называемого Волынского подвижного пояса - крупнейшей тектонической структуры Восточно-Европейской платформы, проявляющейся на телевизионных космических снимках мозаично-пятнистым рисунком фотоизображения и более темным, чем окружающая территория, фототонном. Эта структурная зона (см. рис. 1, линейный элемент А) в виде широкой (мощностью свыше 300 км) полосы, пересекающей платформу в северо-восточном направлении, хорошо отражается в геофизических полях, особенно в магнитном [2].

На КС выделяется густая сеть разрывных нарушений различных рангов и возрастных групп. Интерпретация снимков разных уровней генерализации и их оптико-электронная обработка позволяют разделять глубинные и приповерхностные зоны разломов, унаследованные и новообразованные, выраженные во внутренней структуре фундамента или проявленные только в структуре его платформенного чехла и т.д. Так, известная Кировоградская зона разломов по интерпретации КС уверенно относится к зонам глубинного заложения. Значительно уточняется по КС ее морфология и пространственное положение: севернее Кировограда и южнее Бобринца она разветвляется на ряд различных структур подобно структуре "конского хвоста" (см. рис. 2). Севернее Кировограда одна из ветвей зоны прослеживается в субмеридиональном направлении через восточную окраину пос. Александровка, далее пересекает р. Тясмин в районе с. Замятница и теряется в акватории Кременчугского водохранилища. Вторая крупная ветвь Кировоградской зоны - Кировоградско-Черкасская трассируется в север-северо-западном направлении через с. Лелековка далее по восточной периферии Корсунь-Новомиргородского плутона и прослеживается в пределы Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ).

Важной особенностью космических фотоснимков является отображение на них безградиентных разломов, которые почти не фиксируются традиционными геолого-геофизическими методами. Намечается некоторая закономерность проявления разломов различных простира-

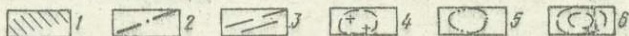
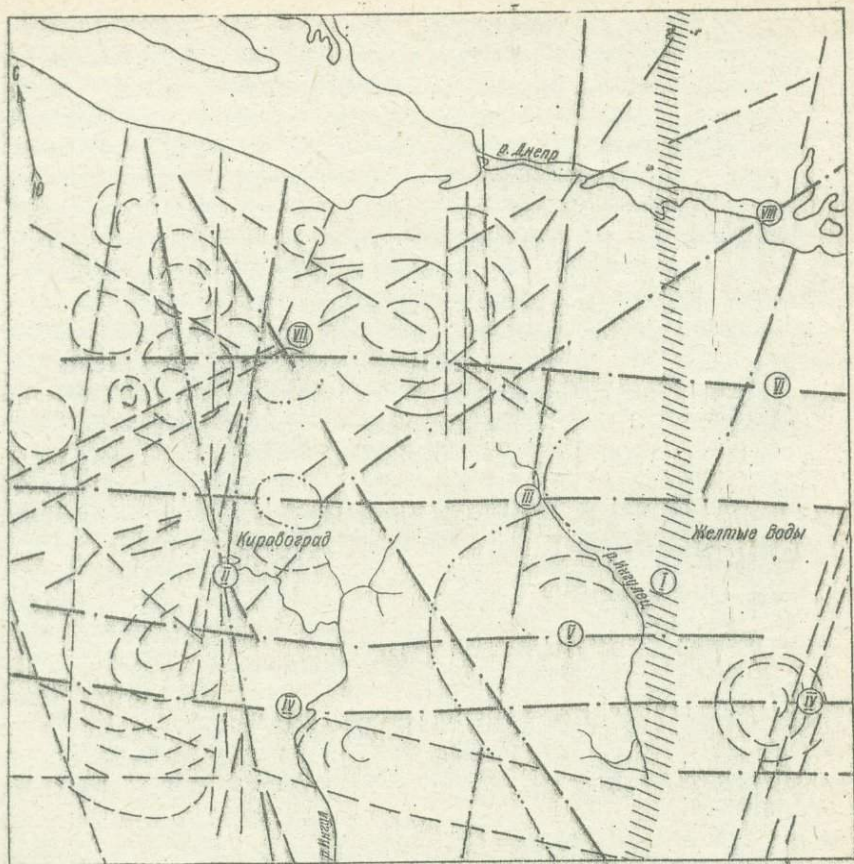


Рис. 2. Схема основных структурных элементов, дешифрируемых на многоспектральном космическом снимке, полученном с ИСЗ "Ландсэт-2":

1 - линейные элементы, соответствующие зонам глубинных трансрегиональных разломов (1 - зона Криворожско-Кременчугского глубинного разлома); 2 - региональные разломы, разграничивающие тектонические блоки (П - Кировоградский; Ш - Лелековско-Желтоводский; IV - Новоукраинско-Долинский; V - Ингуло-Каменский; VI - Александрийский; VII - Влизаветградский; VIII - Октябрьский); 3 - разломы средней протяженности и неглубокого заложения; 4 - кольцевые структуры неясного генезиса; 5 - кольцевые структуры в пределах интрузивных тел; 6 - господствующие простирания в пределах крупных кольцевых структур.

ний на снимках, выполненных в разных зонах МСС, что открывает большие возможности выявления разновозрастных рудоподводящих и рудоконтролирующих нарушений. Поскольку глубинные разломы контролируют большую часть разновозрастных магматических проявлений, становится очевидным большое значение для металлогенического изучения региона анализа его тектоники, по космическим снимкам.

Одна из наиболее отчетливо дешифрируемых на региональных КС разломных зон — Криворожско-Кременчугская. Дешифровочные признаки вдоль ее простирания изменчивы, но в целом они группируются в весьма широкую субмеридиональную полосу. По геоморфологическим признакам дешифрируется разломная зона на участке между г. Кривой Рог и с. Желтое. В качестве этих признаков выступают как отрицательные, так и положительные формы рельефа. С одной стороны это протяженный участок долины р. Желтой между селами Желтое и Анновка, с другой — узкие водораздельные пространства между рр. Ингульцом и Саксаганью, а также между притоками Ингульца и Днепра севернее с. Желтое. Приуроченность долины р. Желтой к Криворожско-Кременчугской зоне установлена в пределах крупного поперечного к простиранию зоны блока, обладающего устойчивой тенденцией к опережающим поднятиям по отношению к окружающим блоковым структурам.

На южном и северо-восточном склонах щита, несущих комплекс более молодых форм рельефа, в качестве основного дешифровочного признака выступает ландшафтный. Полоса осветленного фотобна обусловлена геохимическими аномалиями, отвечающими Криворожско-Кременчугской зоне, в пределах которой широко развиты железистые породы, в значительной степени определяющие специфичность растительности.

На крупномасштабных АФС глубинные зоны, подобные Криворожско-Кременчугской, прослеживаются по отдельным разрывам, кулисообразно концентрирующимся в системы определенного направления. Так, в районе балки Визирки один из дизъюнктивов зоны Криворожско-Кременчугского разлома дешифрируется по цепочке линейно-вытянутых эрозионных понижений с выдержанным ССВ простиранием ($5-8^{\circ}$). Промозны и мелкие депрессии, образующие единую эшелонированную линейную систему, пересекают междубалочный водораздел на широте с. Зеленого и прослеживаются на водоразделе между балками Визиркой и Березневатой. Протяженность дешифрируемых дизъюнктивов колеблется от 2,5 до 4 км. Многие из них сопровождаются телами амфиболитов и связанных с ними амфиболовых гнейсов и эпи-

диабазов, выявленных бурением в поле развития микроклини-плагиоклазовых гранитов. Суммарная ширина полосы субмеридиональных разрывов с простиранием СВВ 5-11° достигает 8 км и, по-видимому, указывает на довольно значительную ширину зоны Криворожско-Кременчугского разлома западнее его основного сместителя, срезающего западное крыло Криворожского синклинория. Не исключается тесная генетическая связь между активизацией глубинного разлома в фанерозое и широким развитием в поле микроклини-плагиоклазовых гранитов мелких тел интрузивных ультраосновных пород.

Летние космические снимки, выполненные в шестой зоне многоспектральной съемки (МСС) системой "Ландсэт-2" в 1975 г., отличаются довольно высокой информативностью при дешифрировании ряда субмеридиональных и субширотных зон разломов. Следует отметить субмеридиональные разломы Западно-Ингулецкой зоны, простирающиеся параллельно Криворожско-Кременчугской глубинной зоне. Основной признак их дешифрируемости - концентрация в одну линейную систему темноокрашенных элементарных площадок земной поверхности, которые по простиранию чередуются с более светлыми по фототону спрямленными отрезками речных долин длиной 5-10 км. Один из таких разломов дешифрируется на АФС по линии шт Петрово - верховья Белокошарского водохранилища (на р. Боковеньке); второй - по линии сел Новый Стародуб (на Ингульце) - Спасово - Варваровка - Братолыбовка.

Уверенно дешифрируются на АФС и КС субширотные разломы. Так, обусловленное простиранием Криворожско-Кременчугского разлома субмеридиональное направление долины р. Желтой южнее с. Анновка изменяется на юго-западное. На этом участке, по результатам структурно-геоморфологического дешифрирования крупномасштабных АФС и РДС, а также по данным магниторазведки, намечается субширотный Зеленовско-Сухосаксаганский разлом. Он контролирует субширотное направление приустьевое участка долины р. Зеленой, смену направления долины р. Желтой, спрямленные участки ряда эрозионных форм бассейна р. Саксагань. На противоположных крыльях этого разлома прослежено различное простирание в мигматитах.

На КС по плотности фотозображения отчетливо дешифрируются Делековско-Желтоводский, Новоукраинско-Долинский и Бобринецкий субширотные разломы (см. рис. 2). На участках пересечения этими разломами субмеридиональных разломных зон происходит возрастание горизонтальной мощности зон разломов обоих направлений за счет

увеличения количества мелких разрывов, сопровождающих разломную зону в приповерхностных горизонтах земной коры.

По заметному контрасту светлого и темного фототонов выделяется темноокрашенная на снимках, выполненных в местной зоне МСС системой "Ландсат", линейная фотоаномалия СВВ простирания шириной от 15 до 20 км, прослеживаемая от Новой Праги через г. Александрия до с. Мишуриин Рог на берегу Днепродзержинского водохранилища. Полоса этой фотоаномалии на всем своем протяжении контролирует границу между разновысокими ступенями рельефа и соответствует сильно выположенному уступу, юго-восточнее которого абсолютные отметки водоразделов ниже 200 м, а на противоположном крыле этой предполагаемой разломной зоны преобладающее большинство отметок водоразделов превышает 200 м.

На космических снимках регионального масштаба относительно слабой дешифрируемостью на черно-белых фотоизображениях отличается Девладовский глубинный разлом. Причина такого явления, по-видимому, заключена в особенном характере движений блоков, разграничиваемых этим разломом. По имеющимся у нас фактическим материалам, вертикальные движения по Девладовскому разлому активизировались с конца эоцена. Об этом свидетельствует следующее:

а) интенсивное дезинтегрирование пород на участке, примыкающем к Криворожско-Кременчугскому синклинию в районе пос. Веселые Терны, и унаследование этой ослабленной зоны субширотным притоком Восточно-Криворожской раннепалеогеновой долины, морфометрические показатели которого не уступают таковым основной долины;

б) контролирование в среднем сармате и понте границ береговых линий морских бассейнов, трансгрессировавших со стороны Причерноморской впадины;

в) приуроченность к зоне разлома перегиба в современной поверхности, отличающейся различными величинами наклона на его противоположных крыльях;

г) изменение ширины долины и бассейна р. Саксагань в пределах зоны.

Особенностью перечисленных выше признаков дифференцированных блоковых движений по Девладовскому разлому является их непостоянство при прослеживании с запада на восток, что, несомненно, связано с пересечением разломом структурно-фациальных комплексов, неоднородно реагирующих на напряжения в земной коре.

Длительность процесса кайнозойской активизации Девладовского разлома и незначительная суммарная амплитуда перемещений по нему (15–20 м) предопределили компенсирование этих движений экзогенными процессами.

Учитывая весьма значительную ширину зону разлома, дешифрируемой по РЛС (порядка 10–12 км), и сказанное выше, можно сделать вывод, что причины слабой дешифрируемости разлома на КС среднего масштаба заключаются в отсутствии скачкообразных морфофиксирующих вертикальных движений по протяженным разрывам и наличию множества мелких ослабленных участков, унаследованных овражно-балочными элементами гидросети, не отражающихся на снимках в связи с недостаточным их пространственным разрешением. Оговоримся, что на синтезированных КС Девладовский разлом проявляется отлично.

Дешифрирование многозональных фотосканерных снимков позволило увидеть проходящие через УЦ трансрегиональные зоны длительной активизации, входящие в трансконтинентальную систему разломов. Так, на рис. 2 отчетливо выделяется зона "чешуйчатого строения", названная нами Днепро-Лабской, прослеживаемая в субширотном направлении от р. Днепра на востоке до верховьев р. Лабы в пределах Чешского массива. На увеличенных фрагментах телевизионных космических снимков видны контуры отдельных чешуй, надвинутых друг на друга в западном направлении и смещенных часто одна относительно другой по системе поперечных разломов.

На КС регионального масштаба удается проследить характер сочленения УЦ с сопредельными структурами. Обособление УЦ как юго-западной части Восточно-Европейской платформы происходило в несколько этапов, отражающих стадийность формирования окружающих его впадин.

Наиболее устойчивой во времени была граница УЦ с ДДВ, испытывавшая на фоне разномасштабных вертикальных движений северовосточного склона щита в фанерозое весьма незначительные пространственные перемещения. На КС эта граница, имеющая тектоническую природу, отчетливо прослеживается по ориентированным в юго-восточном направлении отрицательным и положительным элементам орографии, наиболее крупными из которых являются соответствующие отрезки долин рек Самары, Кильчени, Ворсклы и Хорола. Учитывая сбросовый характер этого тектонического шва, можно с большой степенью уверенности предположить, что отвечающая ему аномалия магнитного поля должна располагаться несколько северовосточнее,

т.е. в сторону осевой части ДДВ [5]. Северо-западнее долины р.Хорола этот тектонический шов по серии ортогональных разломов смещается в северном направлении и приобретает в плане ступенчатый рисунок.

По дешифрируемым на снимке признакам горизонтальные смещения участка северо-восточного склона Ущ, расположенного между долинами рек Хорола и Трубежа, составляют 25-40 км. Максимальные амплитуды перемещений, по данным дешифрирования, установлены на юго-востоке этого участка. Сдвиговым деформациям северо-восточного склона Ущ соответствуют градиенты погружения фундамента вблизи грабена, по данным В.А.Крутиховской [4]. Их значения возрастают от 27 в западной части до 70 м/км на востоке.

Таким образом, можно объяснить формирование относительно пологонаклонной ступени северо-восточного склона Ущ в процессе его правосторонних горизонтальных перемещений по ортогональным разломам (особенно западнее Криворожско-Кременчугского глубинного разлома). Амплитуда горизонтальных перемещений вдоль зоны этого разлома около 20 км.

На современном этапе геолого-геофизической изученности подтверждение намечаемой тектонической границы северо-восточного склона Ущ связано с известными трудностями. По имеющимся материалам космических съемок, тектонический шов, определяющий эту границу, прослеживается до пересечения с крупным нарушением северо-западного простирания в районе с.Гоголев (севернее с.Борисполь).

Менее отчетливо дешифрируется на КС зона, контролирующая юго-западную границу северо-восточного склона Ущ. Она приурочена к Тясминскому разлому, в пределах которого долина р.Тясмина на протяжении 60 км наиболее широкая, спрямленная, а комплекс водно-ледниковых и аллювиальных отложений тяготеет преимущественно к ее левому склону, что подчеркивает неидентичность режимов вертикальных движений противоположных крыльев разлома во время формирования современного рельефа.

Лучшая дешифрируемость тектонического шва, отделяющего собственно склон щита от ДДВ грабена, по сравнению с разломом, разграничивающим Ущ и его северо-восточный склон, объясняется, в первую очередь, разницей в амплитудах вертикальных смещений по этим разломам и вовлечением пород осадочного чехла вблизи грабена в тектогенез на последних стадиях формирования ДДВ.

По материалам дистанционных съемок устанавливается в пределах Украинского щита широкое развитие кольцевых космогеологических структур различного генезиса, выделяемых геологами до недавнего времени в пределах кратогенов исключительно редко. В значительной части кольцевые структуры на щите представляют собой ядра древнейшей консолидации земной коры, т.е. древние овалы формы делимости Земли. В настоящее время это крупные сводовые структуры фундамента, характеризующиеся, как правило, унаследованной во времени тенденцией к воздыманию.

Примерами таких структур могут быть Елисейевский купол в Приазовье, Саксаганский, Бокванский, Зеленовский купола в Приднестровье, Емилчинский купол в южном Полесье и др. Сравнение результатов дешифрирования снимков с материалами магнитной и гравитационной съемки показывает, что такие унаследованно развивавшиеся в одном направлении структуры, проявляющиеся в рельефе кристаллического фундамента, обычно отражаются и в строении поверхности Мох, т.е. изменение мощности земной коры подчинено весьма древнему структурному плану. Если вспомнить, что для многих рудных полей характерно закономерное их расположение относительно форм рельефа кристаллического фундамента и флексуорообразных перегибов чехла, то становится ясно огромное значение космогеотектонического анализа территории для определения перспектив ее металлоносности.

На снимках, выполненных устройством МСС системы "Ландсэт" (пятая зона спектра) в зимних условиях съемки, отчетливо дешифрируется кольцевая морфоструктура в Сурском районе Большого Кривого Рога. Она проявляется несоответствующим региональному наклону топографической поверхности центростремительно-радиальным плановым рисунком гидросети, возрастанием извилистости русел рек и ручьев по мере приближения к центральной части намечаемой структуры, располагающейся между селами Сурско-Михайловка и Жданово. Даже на снимках масштаба 1:1 000 000 хорошо прослеживается расширение долины р. Мокрой Суры в направлении центральной части аномалии.

В рельефе поверхности фундамента этому участку Сурской космофотоаномалии соответствуют минимальные отметки, палеогеоморфологически не сочетающиеся с эрозионными формами, по которым происходил сток в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Их современное гипсометрическое положение намного ниже палеодолин, располагающихся севернее. Эта аномалия, пространственно связанная

с Сурским синклинирием, объясняется унаследованной тенденцией к опусканиям по серии дугообразных разломов, по крайней мере, начиная с позднеэоценового времени.

В пользу такого объяснения природы Сурской геоморфологической аномалии говорит и тот факт, что слагающие синклинирий метаморфизованные основные эффузивы и ультрабазиты, типичные для офиолитовой формации [57], по аналогии с ультраосновными образованиями Высокопольской полосы, являются довольно устойчивыми в процессе денудации и на участках интегрированных крупноглыбовых вертикальных тектонических движений поля их развития преимущественно обособляются в водораздельные пространства разных порядков.

Крупным полузамкнутым концентрически-зональным фоторисунком отображается на многоспектральных снимках "Ландсэт-2" Ново-Украинский антиклинорий (см. рис. 2). Прослеживается также латеральная ундуляция шарниров складок более высоких порядков, предопределенная огибанием ими мелких гранитоидных куполов. Общее осветление фототона севернее Кировограда обусловлено характером пространственных взаимоотношений гранитоидов антиклинория и Корсунь-Новомиргородского плутона.

Уверенно дешифрируется контур распространения гранитов Токовского массива на снимках системы "Ландсэт", выполненных в пятой зоне МСС. Выделяющийся по фотоплотностным характеристикам изображения овальный контур развития токовских гранитов почти полностью располагается на Правобережье Днепра и частично захватывает акваторию Каховского водохранилища. Аналоги токовских гранитов на Левобережье, оценивая их дешифрируемость на снимках МСС системы "Ландсэт", с поверхности разобцены вмещающими породами и не представляют единого структурного образования, подобного прослеживаемому на Правобережье.

На летних космических снимках отчетливо дешифрируется по фототону изометричный Саксаганский купол. Несколько прямолинейной северо-западная и северная границы купола, подчеркиваемые соответственно Саксаганской зоной разломов и глубинным Девладовским разломом. Тело самого купола разбито на несколько секторов разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний (в том числе глубинным Лиховско-Токовским разломом), прослеживающимися и за пределами купола. В центральной части купола, дренируемой р. Каменкой, выделяется мелкое понижение, имеющее в плане овальный рисунок и вытянутое

в субширотном направлении. Темный фототон, определяющий обособление понижения в структуре Саксаганского купола, объясняется, по-видимому, повышенной трещиноватостью слагающих купол гранитоидов, интенсивной циркуляцией трещинных вод, оказывающих воздействие на формирование микроландшафтных особенностей этого участка.

На северной периферии центральной части Ущ по субзамкнутому кольцевому рисунку гидросети при комплексном дешифрировании КС и АФС установлено значительное количество изометричных кольцевых структур. Такая пространственная концентрация этих структур связана, по нашему мнению, с относительно повышенной тектонической активностью в протерозое и фанерозое северо-восточной периферии Ущ и в преобладающих опусканиях с мезозоя до конца миоцена, сменявшихся в плиоцен-четвертичное время опережающими поднятиями. В какой-то степени характеризующим смену опусканий поднятиями этой части Ущ является показатель миграции здесь регионального водораздела, начиная с раннего палеогена. Современная линия водораздела между речными системами северного и южного направлений стока находится в нескольких десятках километров севернее по сравнению с хорошо зафиксированной в рельефе поверхности фундамента — раннепалеогеновой. Сохранение тенденции северной периферии среднеднепровской части Ущ к опережающим поднятиям на современном этапе развития вертикальных тектонических движений убедительно иллюстрирует "Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы" (1973 г.), на которой участок щита между Днепродзержинском и Черкассами показан как испытывающий поднятия со среднегодовой скоростью от 4 до 6 мм [1]. Общее субмеридиональное направление зоны повышенных значений среднегодовых современных вертикальных движений, распространяющейся в пределы ДДВ, согласно простиранию ряда ортогональных глубинных разломов.

В настоящее время недостаточно фактического материала для того, чтобы однозначно высказаться в пользу определенной точки зрения о генезисе дешифрируемых кольцевых структур, но повышенная тектоническая мобильность участка их концентрации в протерозое и фанерозое указывает на их эндогенную природу.

Усовершенствование технических возможностей сканирующих устройств позволит получить более информативные материалы о глубинной тектонике Ущ и в достаточной степени надежно провести разностороннюю систематизацию отдешифрированных космогеологических объектов.

1. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. - М. : ГУГК СМ СССР, 1973.
2. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Аномальное магнитное поле Украинской ССР и связь его с тектоникой. - В кн.: Материалы УШ конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизм. К. : Наук. думка, 1970, ч. 2, с. 3-8.
3. Крутиховская З.А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. - Киев : Наук. думка, 1971. - 199 с.
4. Крутиховская З.А., Силина И.М., Завойский В.Н. и др. Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1975. - 225 с.
5. Чебаненко И.И. Украинский щит и смежные районы. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М. : Наука, 1977, с. 90-97.

УДК 553.31Н(477)

Т.А.Скаржинская, В.Ю.Фоменко
**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
 КРЕМЕНЧУГСКОГО И ПРАВОБЕРЕЖНОГО РАЙОНОВ**

Кременчугский железорудный район, расположенный на северном склоне Ущ, является естественным продолжением Криворожского железорудного бассейна, образуя с ним единую структурно-фациальную зону. Суммарная протяженность этой зоны составляет около 250 км. Собственно Кременчугская полоса железорудных месторождений прослеживается на расстоянии 45 км при средней ширине 1,5-2,0 км, ограничиваясь на юге р.Днепром, на севере широтной излучиной р.Псла возле с.Броварка.

Трудами С.П.Родимонова, М.Н.Доброхотова, З.А.Крутиховской и других к семидесятым годам в Кременчугском районе выяснены главные черты геологического строения фундамента, позволившие целенаправленно проводить поисково-разведочные работы, которые завершились открытием месторождений железистых кварцитов на южном его фланге и богатых руд в контурах Галещинского участка.

За последнее десятилетие в районе накоплен большой фактический материал, полученный в основном по его северному флангу, изучение геологического строения и оценка перспектив которого проведена отделом проблем рудообразования Сектора металлогении АН УССР совместно с Днепропетровской группой отделов ИМР.

Площадь северного фланга объединяет последовательно расположенные с юга на север Зарудьенский участок, являющийся западной полосой Галещинского месторождения, а также Васильевский,

Харченковский, Мануйловский и Броварковский участки. Зарудьенский и Васильевский участки слагают восточный борт Кременчугского синклинория. Материалы геологического картирования трех крайних северных участков характеризуют главным образом западную их часть, условно принимаемую за западный борт этого синклинория [9].

Здесь, в северной половине Кременчугского района имеется наиболее полный разрез криворожской серии, представленной четырьмя свитами (снизу вверх): новокриворожской, скелеватской, саксаганской и гданцевской, аналогичными одноименным свитам Криворожского бассейна [2-5]. При этом восточный борт Кременчугского синклинория слагается скелеватской, саксаганской и гданцевской свитами. Контакт между двумя последними Т.А.Скаржинской и Г.Ф.Гузенко проведен по кровле четвертого железистого горизонта, а не пятого сланцевого, как ранее предполагалось [6], поскольку между этими горизонтами установлено явно выраженное стратиграфическое и нечетко проявленное структурное несогласие. Так, в контурах Брестовского и Белановского участков породы гданцевской свиты контактируют со средним подгоризонтом магнетитовых кварцитов и верхним подгоризонтом гематит-магнетитовых кварцитов третьего железистого горизонта саксаганской свиты, а на Галещинском месторождении с железистыми кварцитами четвертого железистого и сланцами третьего сланцевого горизонтов. О наличии регионального перерыва между четвертым железистым и перекрывающимися образованиями гданцевской свиты свидетельствует также присутствие среди обломочного материала гальки жильного кварца.

В связи с перемещением границы между гданцевской и саксаганской свитами в состав существенно кластогенных образований гданцевской свиты вошла толща железистых кварцитов, соответствующая пятому железистому горизонту стратиграфической схемы, разработанной свыше двух десятков лет назад М.Н.Доброхотовым [7]. Принадлежность железистых кварцитов к этой свите подтверждается наличием в перекрывающей и подстилающей толщах железисто-кремнистых образований типичных пород гданцевской свиты, представленных в первой из них метапесчаниками, безрудными кварцитами, углисто-кварц-серпичитовыми сланцами и доломитами, во второй — метаморфизованными базальными конгломератами, седиментационными брекчиями, метапесчаниками, слюдяными сланцами и доломитами. О несомненности такого построения свидетельствует постепенность переходов железисто-кремнистых образований гданцевской свиты в подстилающие

их породы — слюдяные сланцы и безрудные кварциты, а также несопоставимость ее разреза, в связи с особенностями состава и строения, с разрезом саксаганской свиты. Эта несопоставимость подчеркивается также различием в содержаниях, нередко и в самом наборе малых элементов в железисто-кремнистых и вмещающих их породах гданцевской и саксаганской свит. Парное сравнение близких по составу, но разных по возрасту пород показало, что в метапесчаниках, кварц-серицитовых и биотитовых сланцах гданцевской свиты значительно выше содержание кобальта, ванадия, марганца, хрома, титана, никеля, косвенно свидетельствующих о разных источниках сноса кластогенного материала, которыми, по-видимому, были для пород гданцевской свиты коры выветривания амфиболитов и ультрабазитов, для пород саксаганской свиты коры выветривания гранитоидов.

Не находят себе аналогов по содержанию элементов-примесей в разрезе саксаганской свиты и железистые кварциты гданцевской свиты. Так, в краснополосчатых кварцитах этой свиты выше содержание титана, свинца, но ниже марганца, стронция, германия, чем в однотипных кварцитах первого, второго, третьего и четвертого железистых горизонтов саксаганской свиты. В магнетит-карбонатных разностях кварцитов гданцевской свиты более низкие содержания практически всех элементов, находящихся в примесях, по сравнению с одноименными кварцитами саксаганской свиты, за исключением германия, содержание которого выше в кварцитах магнетит-куммингтонитового состава, слагающих основной объем железорудной толщи гданцевской свиты.

Исходя из этих данных, в разрезе ритмично сложенной саксаганской свиты нами выделяется три сланцевых и четыре железистых горизонта, а не пять парных железистых и сланцевых горизонтов, как принималось ранее [7]. Соответственно увеличился объем гданцевской свиты, важной особенностью строения которой является присутствие железистых кварцитов. Наличие среди кластогенных образований этой толщи железисто-кремнистых пород суммарной мощности до 350 м и протяженностью около 22 км, позволило выделить ее в самостоятельную среднюю подсвиту железисто-силикатных кварцитов, присутствие которых подчеркнет одну из главных особенностей этой свиты, а также упростит корреляцию разобщенных по площади останцов суперкрупных пород, содержащих железистые кварциты.

Учитывая эти обстоятельства, мы предлагаем разделить гданцевскую свиту не на две подовиты, как это принято в региональной

стратиграфической схеме докембрийских образований Ущ [6], а на три: ниже-, средне- и верхнегданцевскую подсветы. Поскольку подробная характеристика нижней и верхней подсветы имеется в отчетных материалах и в монографии М.Н. Доброхотова [7], ниже приводятся основные данные о составе и строении выделенной нами среднегданцевской подсветы.

В эту подсвету Т.А.Скаржинской и Г.Ф.Гузенко отнесены железисто-кремнистые образования, ранее числившиеся за пятым горизонтом железистых кварцитов (пятой подсветой), а также низы разреза пятого сланцевого горизонта, включающие пласты железистых кварцитов.

Геологическим картированием породы среднегданцевской подсветы проследиваются начиная с северной половины Белановского месторождения и далее к северу, по всей площади западной полосы Кременчугского железорудного района. Мощность подсветы колеблется от 80 до 350 м. Минимальные значения ее зафиксированы на южных профилях, где часть разреза подсветы срезана серией крупных продольных нарушений, максимальные — на северных, начиная с северной половины Зарудьенского участка.

Разрез подсветы вскрывается поисковыми профилями, отстоящими один от другого на 600–900 м, при отсутствии по большинству из них полного пересечения. Поскольку степень геологической изученности подсветы недостаточна, провести ее стратиграфическое расчленение и проследить с необходимой детальностью изменение разреза в плане не представляется возможным. Однако имеющиеся материалы свидетельствуют о сложности строения подсветы, вызванной резкой фацциальной изменчивостью слагающих ее пород, отдельные разновидности которых удобнее предварительно объединить в "пачки". Число пачек определяется основными разновидностями пород, среди которых имеются магнетитовые и магнетит-куммингтонитовые кварциты, породы промежуточного состава, относимые в зависимости от количественных соотношений между магнетитовыми, кварцевыми и сланцевыми слоями к сланце-кварцитам или кварцито-сланцам. При этом содержание магнетитового железа в сланце-кварцитах составляет 12–18%, в кварцито-сланцах — не более 10%. Сланцевые слои в них обычно куммингтонитового состава, куммингтонит практически всегда вторичен по сидероплезиту.

Магнетитовые кварциты образуют две маломощные пачки: одну в основании подсветы, другую — в средней ее части, площадь разви-

тия которых ограничена южной частью Зарудьенского участка, где они прослеживаются на расстоянии 2,5 км. Мощность нижней пачки изменяется от 18 до 65 м, верхней — не превышает 10–15 м. В их разрезе находятся магнетитовые серо- и краснополосчатые разновидности кварцитов, обособляющиеся в пласты мощностью от 6 до 20–25 м. Содержание магнетитового железа в этих кварцитах от 26 до 34%, несмотря на нередкую их карбонатизацию, оталькование и хлоритизацию в зонах тектонических нарушений.

Магнетит-куммингтонитовые кварциты в разрезе среднегданцевской подсвиты образуют несколько обособленных, линзовидной формы, пачек мощностью от 20 до 50 м, фациально переходящих по простиранию в сланце-кварциты. Содержание магнетита в последних непостоянно, что сказалось на резких колебаниях количества железа, связанного в магнетите, от 12 до 24%. Примечательно, что во многих случаях куммингтонитовые слои в сланце-кварцитах изобилуют тонкокристаллическим магнетитом, замещающим амфибол. Такой магнетит представляет вторую его генерацию (к первой принадлежит осадочно-метаморфическая разновидность).

Значительную часть разреза среднегданцевской подсвиты составляют магнетит-куммингтонитовые сланцы с прослоями безрудных кварцитов, фациально сменяющихся по латерали сланце-кварцитами, слагающими нижнюю и верхнюю части ее разреза. Мощность пластов этих пород колеблется от 20 до 50 м. Содержание магнетитового железа в них не превышает 5–11%.

Особый генетический смысл приобретает светло-розовые и серые безрудные кварциты, залегающие среди железистых сланцев, куммингтонитовых кварцитов и сланце-кварцитов среднегданцевской подсвиты и состоящие из первично кластогенного кварца. Помимо петрографических признаков (окатанность, регенерация зерен и др.), определивших принадлежность кварца к терригенным образованиям, имеются данные термобарометрических исследований, которыми в кварце обнаружено большое количество многофазовых включений (твердая фаза — раствор — газ) не характерных для хемогенно-осадочного кварца, слагающего основной объем кварцитов саксаганской свиты Кременчугского района. Согласно данным С.И. Терещенко, выполнившей по нашей просьбе эти определения, источником кварцевого материала являлись, по-видимому, гранитоиды, что в какой-то мере подтверждается находками в зернах такого кварца включений тонкокристаллического циркона. Исходя из этих данных

становится очевидным, что кварц безрудных кварцитов представлен двумя генетическими разновидностями: хемогенно-осадочной и терригенной.

Подчиненное значение в разрезе подсвита имеют сланцы, образующие хорошо прослеживающийся по простиранию пласт в средней ее части. Мощность пласта 12-40 м. Среди сланцев различаются кварцсодержащие биотитовые, магнетит-биотитовые, гранат-биотитовые, углисто-серицитовые, серицит-биотитовые. Большинство из них тонковерстного сложения, вплоть до афенитовых.

На XIX профиле в средней части разреза подсвита встречается мощная пачка метапесчаников, структурное положение которой неопределенно. Предполагается, что метапесчаники выполняют ядро антиклинальной складки и по возрасту принадлежат к подстилающей ниже гданцевской подсвите, хотя не исключено, что эти метапесчаники входят в состав среднегданцевской подсвита и фиксируют собой лишь смену осадочных фаций по профилю.

Таким образом, в Кременчугском районе разрез гданцевской свиты своеобразен в связи с нахождением в ее составе железистых пород,

Присутствие железистых кварцитов в разрезе гданцевской свиты важно как в теоретическом, так и в практическом аспекте. Теоретическое значение наличия железистых кварцитов в этой свите состоит в том, что процесс железорудного осадконакопления происходил не только в саксаганское время, но и в период формирования существенно кластогенной толщи. Отсюда следует вывод о возможности промышленных проявлений железистых кварцитов в гданцевской свите, что определяет ее практическое значение,

Полученные данные были учтены при составлении геологической карты и стратиграфической колонки Кременчугского района, впервые выполненной с использованием стратиграфической терминологии и номенклатуры общепринятой для докембрийских образований УЩ. Эти принципиально новые материалы рекомендованы производственным геологическим организациям как основа для проектирования геолого-поисковых и разведочных работ.

В разрезе криворожской серии западного крыла Кременчугского синклиналии (участки Харченковский, Мануйловский, Броварковский) находятся породы новокриворожской, скелеватской и саксаганской свит. Первая из них сложена метасоматически измененными амфиболитами с повышенным содержанием TiO_2 , не свойственного этим по-

родам восточного крыла синклинирной структуры. Различия между пространственно разобщенными амфиболитами проявляется также в степени и характере метасоматических преобразований. Амфиболиты западного борта синклиниория более изменены, в них появляется адатит, антофиллит, мусковит, отсутствующие в амфиболитах восточного его крыла. Не обнаружено явного сходства и в разрезах саксаганской свиты прибортовых участков северного фланга Кременчугского синклиниория. Все это косвенно свидетельствует о неправомочности точки зрения, согласно которой кристаллические образования северо-западного района рассматриваются как часть эродированного восточного крыла Кременчугского синклиниория, приподнятого по разломам 77/.

Оксаганская свита вновь выделенных участков представлена неполным разрезом первого сланцевого, первого и второго железистых горизонтов. Сокращение объема этих горизонтов связано с проявлением на востоке Харченковского разлома, почти полностью срезавшего породы второго и частично первого железистых горизонтов, а также с процессом гранитизации, уничтожившим в западном обрамлении значительную часть первого сланцевого горизонта. Мощная толща (200-700 м) железистых кварцитов, прослеживающаяся на протяжении 14 км, отнесена к первому железистому горизонту. В ней впервые выделены и охарактеризованы минералогические разновидности кварцитов, в основном представленных магнетитовыми легкообогатимыми разностями.

Большая мощность и протяженность первого горизонта железистых кварцитов и высокое качество руд определяют перспективность этих участков для дальнейшего проведения разведочных работ.

В целом перспективы Кременчугского района на богатые железные руды и легкообогатимые кварциты определяются распространением железослюдко-магнетитовых и магнетитовых разновидностей кварцитов железистых горизонтов главным образом саксаганской свиты. Именно им присущи высокие содержания железа, связанного с рудными минералами, и незначительные количества силикатов. В северо-восточной, еще не разведанной площади Кременчугского района, практический интерес для поисково-разведочных работ представляют второй (PR_1, SX_1^3) и третий (PR_1, SX_3^6) горизонты железистых кварцитов, в разрезе которых преобладают неокисленные магнетитовые кварциты.

Правобережный железорудный район. Детальный анализ материалов, имеющихся в Криворожской ГРЭ, а также материалов Я.М.Грицкова [10] с контрольным просмотром и детальным описанием керна отдельных скважин, проведенный совместно научной группой отдела проблем рудообразования Сектора металлогении ИГФМ АН УССР и Центральной партией Криворожской ГРЭ (Батурина А.Г. и Воронкевич Н.К.), позволил предложить новое стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Правобережного района.

Анализ материалов показал, что не подлежит сомнению наличие в Правобережном районе железисто-кремнистой формации криворожской серии, прослеживающейся на отдельных железорудных участках вдоль главного Криворожского разлома. Спорным является стратиграфическое положение железисто-кремнистых пород, встречающихся западнее этого разлома. Эти железисто-кремнистые породы в Правобережном районе обнаружены на полосе шириной 20 км и длиной 75 км, протягивающейся от северного окончания Саксаганского района Криворожского железорудного района на север до р.Днепра. К ним относятся породы Каменно-Потожской, Онуфриевских, Ивановских, Лозоватских, Марьевских, Зибковских, Краснофедоровской, Ореховских, Пролетарской, Николаевской, Ленино-1, Ленино-2, Березневатских, Западно-Зелено-реченских, Зеленовских, Камчатских, Желтянской аномалий, аномалии хутора Петровского и месторождений Артемовского и Петровского. Аналогичные образования встречаются как южнее, так и севернее этого района западнее Криворожско-Кременчугской зоны, практически на всем ее протяжении. На левом берегу р.Днепра - это Песчанская магнитная аномалия (северное замыкание Онуфриевской антиклинали) и Омельниковский участок, южнее Петровского месторождения - это район Червоного шахтера, где западнее Криворожской полосы встречена гранитизированная толща, содержащая железистые кварциты.

Строение описываемого района сложноскладчатое. Его основной структурный план определяют куполовидные поднятия, сложенные плагиогранитами и плагиомигматитами, между которыми расположены узкие синклиналильные зоны. Их разрезы представлены нередко гранитизированными метаморфическими породами, среди которых встречаются и железисто-кремнистые образования.

Хотя среди гранитоидных пород Правобережного района и найдется тела жильной формы, относимые к кировоградско-житомирскому комплексу, но преобладают здесь все же серые среднезернистые плагиограниты и плагиомигматиты, нередко содержащие роговую обманку

и даже останцы амфиболитов (скв. 14725, Ореховский участок; скв. 15649, Краснофедоровский участок; скв. 13904, Пролетарский участок и др.), аналогичные встречающимся восточнее Криворожско-Кременчугской полосы.

Междупольные синклиналильные структуры имеют свой специфический набор пород. Они сложены гранитизированной толщей амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов (продуктов изменения при гранитизации амфиболитов), среди которых встречаются пачки железисто-кремнистых пород. С последними нередко ассоциируют пачки графитосодержащих гнейсов и карбонатных пород.

Односторонние разрезы показали, что железистые кварциты на участках Правобережного района слагают две пачки. Нижняя пачка хорошо прослеживается на Каменно-Потоковом, Ивановском, Николаевском, Ореховском участках и Петровском месторождении. На других участках можно, по-видимому, оставлять пачки безрудных кварцитов, залегающих среди амфиболитов стратиграфически ниже верхней пачки железистых кварцитов. Мощность описываемой пачки железистых пород весьма изменчива, но чаще составляет первые метры. Только на Ореховском участке встречен пласт железистых кварцитов, залегающих среди амфиболитов, мощностью до 100 м. На отдельных участках железистые кварциты перекрываются биотитовыми гнейсами мощностью 30-80 м.

Верхняя пачка железистых кварцитов в основном ассоциируется с перекрывающей ее толщей графитоносных гнейсов с телами карбонатных пород. От нижней пачки железистых кварцитов она отделяется толщей амфиболитов мощностью до 300 м. Нередко железистые породы верхней пачки подстилаются ультрабазитами или горизонтом кордиерит- и сидлиманитсодержащих гнейсов. На Петровском месторождении эти ультрабазиты преобразованы в серпентин-карбонатные породы, в которых отмечаются реликтовые оливин и пироксены.

Согласно стратиграфической схеме УРСМК (1970), графитоносные гнейсы с телами карбонатных пород, перекрывающие железистые кварциты, относятся к родионовской свите ингулецкой серии, представленной метаморфизованной первично-терригенно-осадочной толщей. Проведенные детальные петрографические описания и анализ большого количества описаний с приведенным минеральным составом, выполненных предыдущими исследователями, показал, что минеральный состав так называемых "графит-биотитовых" и "биотитовых" гнейсов чаще всего следующий: плагиоклаз 30-50%; роговая обманка 15-50%;

кварц 0-10%; биотит 5-30%; гранат 0-5%; графит. Следовательно, по минеральному составу эти породы соответствуют измененным амфиболитам, что подтверждается химическими анализами. Появление кварца и биотитизация роговой обманки — обычные явления при гранитизации амфиболитов. Часто упоминаемый при петрографических описаниях "графит", встречающийся в удлинённых образованиях в биотите, больше похож на выделения ильменита, образование которого в биотите при биотитизации роговой обманки закономерно. Это не исключает присутствия в ассоциации с карбонатными породами графит-содержащих гнейсов, но в то же время указывает на широкое развитие в перекрывающей верхней пачке железистых кварцитов толще изменённых при гранитизации амфиболитов. Это позволяет утверждать, что вся метаморфическая толща Правобережного района сложена преимущественно амфиболитами с пачками железисто-кремнистых пород и ассоциирующих с ними первично-осадочных пород.

Карбонатные породы в большинстве случаев залегают непосредственно на железистых. Однако встречаются они не на всех участках. Нередко железистые кварциты непосредственно перекрываются не карбонатными породами, а безрудными кварцитами, являющимися почти мономинеральными кварцевыми породами. Там, где находятся эти безрудные кварциты, карбонатные породы не залегают, и наоборот, т.е. наблюдается как бы фациальная смена карбонатных пород безрудными кварцитами, хотя и одни, и другие иногда отсутствуют в разрезах вообще. Анализ площадного распространения карбонатных пород и безрудных кварцитов, выполненный М.Н. Коржавым, позволил выделить два района, где распространены карбонатные породы: северный (участки Краснофедоровский, Ореховский, Пролетарский) и южный (месторождения Артемовское и Петровское). Площади распространения безрудных кварцитов не только разделяют эти два района, но и фактически ограничивают собой с запада районы распространения железисто-кремнистых пород вообще, вытягиваясь в субмеридиональном направлении вдоль Криворожско-Кременчугской зоны. Подобное площадное разделение площадей распространения карбонатных пород и безрудных кварцитов вполне согласуется со схемой Н.М. Страхова [12] положения карбонатных и кремнистых пород на фациальном профиле осадкообразования гумидной зоны. Как следует из анализа этой схемы, образование железисто-кремнистых пород происходило в шельфовой зоне. При этом континент находился на востоке. Образование относительно больших по мощности пачек безрудных кварци-

тов, вполне возможно представляющих собой продукт метаморфизма пород типа олок, происходило фактически на континентальном склоне, характеризующемся большими скоростями осадконакопления. Это подтверждается резким возрастанием на этих площадях мощности перекрывающей их толщи графитоносных гнейсов, достигающей до 2500 м (участок Ленино). Ф.П.Шепард [137], приводя данные Риделя (Riedel, 1959), пишет, что "Опаловая фаза аккумулируется в районах, характеризующихся большими скоростями осаждения, обуславливающими хорошую сохранность кремнистых скелетов. По-видимому, давление не оказывает значительного влияния на растворимость биогенного опала ...".

Район распространения железисто-кремнистых пород, встречающихся западнее Криворожско-Кременчугской полосы, может быть выделен в самостоятельную структурно-формационную зону. Он характеризуется своим набором геологических формаций и их метаморфизмом, не характерными для прилегающих районов, имеет четкие структурные ограничения с востока Криворожско-Кременчугским глубинным разломом, а с запада — внешним краем площадей распространения безрудных кварцитов. По-видимому, первоначально этот район представлял собой переходную зону от континентального типа коры к океаническому, как это следует из особенностей слагающих его геологических формаций. Это обусловило его большую тектоническую подвижность. В современной структуре Украинского щита этот район представляет собой фактически зону перехода от Приднепровского блока к Кировоградскому блоку. В этой зоне совместно представлены плагиограниты днепровского комплекса и граниты кировоградско-житомирского комплекса.

О большой тектонической подвижности района Правобережных магнитных аномалий на ранних этапах его геологического развития, по данным Е.Ш.Пиковского, могут свидетельствовать также особенности внутреннего строения магнетита встречающихся здесь железистых пород. С помощью химического травления в нем выявлены тонкие сетчатые структуры. При больших увеличениях видно, что они образованы линиями, представляющими собой цепочки облитженных ямок травления микронной величины. Располагаясь с промежутками от единиц микрон до 0,10–0,12 мм, такие линии образуют микроштриховку кристалла в шлифе. Ямки травления бывают также беспорядочно рассеяны по сечению; иногда они образуют скопления с неправильными очертаниями. В.Н.Сергеев [117] показал, что подобные структуры

образуются линейными и точечными микродислокациями при пластическом скольжении в магнетите. Нами подобные структуры были детально изучены в магнетитах железистых пород Тараташского комплекса Южного Урала, Приазовья и Побужья. Характерные особенности этих структур: 1) развитие их только в магнетитах железистых пород высоких фаций метаморфизма; 2) присутствие их в генерациях магнетита, связанных с прогрессивными этапами метаморфизма, и отсутствие в генерациях, связанных с этапами дифференциации; 3) ориентировка их в зерне магнетита параллельно плоскости (100), что видно непосредственно в эвгедральных кристаллах, либо по взаимному расположению этих структур с другими видами дислокаций и включений в магнетите, обычная ориентировка которых известна; 4) более раннее их образование по сравнению с двойниками давления и микротрещинами отдельности, располагающимися параллельно плоскостям (111) в магнетите.

Все это позволяет утверждать, что образование наблюдаемых сеток микродислокаций по плоскостям, параллельным (100), в магнетите соответствуют высокотемпературным пластическим деформациям при прогрессивном метаморфизме.

Химическим травлением в магнетитах железистых пород Правобережного района часто обнаруживается также зональность. К внутренним зонам магнетита нередко приурочена тонкая эмульсионевидная вкрапленность шпинели октаэдрической или округлой формы. Размер выделений 0,01–0,2 мм. Внешние зоны содержат мельчайшие веретенообразные выделения шпинели длиной 0,001–0,01 мм. Включения шпинели представляют собой структуры распада твердого раствора в магнетите. Наличие двух генераций этих включений и зональное строение зерен магнетита вместе с сетчатыми структурами микродислокаций овидетельствуют о сложной истории развития района на ранних этапах высокотемпературного прогрессивного метаморфизма. В магнетитах криворожской серии подобные внутренние структуры не установлены.

В заключение необходимо остановиться на возрасте железисто-кремнистой формации Правобережного района, распространенной западнее Криворожско-Кременчугской полосы. Вполне возможно, что несмотря на близость Криворожского бассейна, сравнивать ее следует не с железисто-кремнистой формацией криворожской серии, а с железисто-кремнистой формацией Приазовья. Для примера приведем разрезы Артемовского месторождения Правобережного района и Ма-

риупольского месторождения Приазовья. В нижней части обоих разрезов характерны метабазиты, в верхней — графитоносные гнейсы с пачками карбонатных пород. В верхних частях разреза Мардупольского месторождения широко развиты основные кристаллические сланцы и амфиболиты. Последние описаны нами в верхней части разреза Артемовского месторождения. Кроме того, амфиболиты, непосредственно переслаивающиеся с карбонатными породами, описаны нами в верхней части разреза Пролетарского участка по скв. 12951.

Интересные данные получены по изотопии углерода карбонатных пород верхней свиты Кривбасса и Приазовья (анализы выполнены в лаборатории Ф.И. Жукова).

Изотопные анализы углерода

Район	Номер скважины	Глубина отбора	Порода	Участок	С _{вал} , %	δC ¹³ , ‰
Кривбасс	15250	1176	Мрамор <i>Ar, gd</i>	Рудник им. Ленина	10,59	+6,6
	8121	-	"	"	8,44	+2,0
	16579	830	Кварц-карбонатная порода (галька в конгломерате <i>Ar, gd</i>)	Рудник им. Коминтерна	10,37	-2,1
Приазовье	49	345	Мрамор	Корсак	6,49	-2,9
	181	319	"	Куксунгур	10,88	-1,7

Как видно из таблицы, изотопный состав углерода карбонатных пород, встречаемых в гальках конгломератов криворожской серии, резко отличается от изотопного состава углерода мраморов верхней свиты Кривого Рога, но в то же время близок к изотопному составу углерода карбонатных пород железорудной толщи Приазовья. Это может свидетельствовать о наличии вблизи Криворожского бассейна более древних карбонатсодержащих толщ, аналогичных Приазовской.

Таким образом, в Правобережном районе нет основания для выделения трех свит. В крайнем случае здесь можно выделить две свиты, отделенные друг от друга ультрабазитами или горизонтами кордиерит- и силлиманитсодержащих гнейсов. В составе обеих свит встречаются железисто-кремнистые породы, с которыми в верхней свите ассоциируют графитсодержащие гнейсы и карбонатные породы. Нижнюю свиту нами предложено называть николаевской, а верхнюю —

артемовской, по названию участков, где они наиболее полно представлены. Вряд ли целесообразно более дробное разделение этих свит на горизонты и подгоризонты.

Железисто-кремнистые породы Правобережного района, несомненно, следует относить к породам осадочно-вулканогенной железорудной формации. Ассоциация железисто-кремнистых пород с карбонатными в вулканогенных железисто-кремнистых формациях докембрия — не редкость. Это, например, железисто-кремнистая формация типа Тимискаминг в районе озера Стип-Рок в Канаде.

1. Бадков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 139-154.

2. Белевцев Я.П. Криворожский железорудный бассейн. — М.: Госгеолтехиздат, 1951. — Т. 1. 177 с.

3. Белевцев Я.П., Рудницкий П.М., Сухинин А.Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1971, 32, вып. 2, с. 114-129.

4. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. — М.: Гостехиздат, 1957. — 279 с.

5. Геология криворожских железорудных месторождений. — Киев: Изд-во АН УССР, 1962. — Т. 1. 480 с.

6. Доброхотов М.Н. Объяснительная записка к геологической карте докембрия восточной части Украинского щита и зоны сочленения щита с Донбассом. — Киев, 1973. — 230 с.

7. Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. — М.: Недра, 1964. — 220 с.

8. Каляев Г.И., Снежко А.М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. — Геол. журн., 1973, 36, вып. 6, с. 16-29.

9. Крутиховская З.А., Силяна И.М., Шрамко П.П. и др. Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 229 с.

10. Половко Н.И., Грицков Я.М. Геология железисто-кремнистых формаций Правобережного района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 48-213.

11. Сергеев В.Н., Кузьмин А.М. О дислокациях в кристаллах магнетита из Дашкесанского железорудного месторождения и их роль в мартитизации. — Томск: Изд-во Томск. политехн. ин-та, 1965, с. 96-105.

12. Страхов Н.М. Основы теории латогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 2, с. 120, 574.

13. Шепард Ф.П. Морская геология. — Л.: Недра, 1969. — 455 с.

УДК 553.311.2 (477/478)

М.А.Ярошук

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

БЕЛОЦЕРКОВСКО-ОДЕССКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Расширение и расоредоточение минерально-сырьевой базы черной металлургии Украины определяло необходимость геолого-промыш-

ленной оценки новых районов Украинского щита, перспективных на развитие железных руд. Одним из таких районов является субмеридиональная Белоцерковско-Одесская зона западной части Ущ, где открыто и разведано несколько железорудных участков, в пределах которых развиты железные руды новых генетических типов.

При общем субмеридиональном положении Белоцерковско-Одесской зоны, свойственном саксаганидам Криворожья, в пределах зоны структурный план более сложный, определяемый сочетанием разрывных и складчатых структур главным образом северо-западного и субмеридионального, реже субширотного простирания. При этом наиболее сложный структурный план характерен для центральной части зоны, к северу и югу более устойчиво прослеживаются меридиональные структуры. Наличие различно эродированных блоков, в пределах которых вскрыты разные по возрасту и степени метаморфизма породы, усложняет геологическое строение зоны.

Перспективная оценка железорудных проявлений Белоцерковско-Одесской зоны прежде всего определяется их формационной природой, обуславливающей состав руд, а следовательно, их обогатимость, условия залегания и возможные запасы. Решению этих вопросов посвящены работы П.М. Рудницкого [11], М.Н. Доброхотова [13], В.М. Кравченко и др. [5], а также исследования сотрудников Сектора металлогении [1, 8, 10, 15]. Проведенные исследования позволили установить развитие в Белоцерковско-Одесской зоне метаморфизованных осадочно-вулканогенных железорудных формаций, а также метасоматической рудной магнезиально-скарновой формации и показать основные черты геологического строения и состава этих формаций.

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные железорудные формации

Впервые железорудные образования в пределах Белоцерковско-Одесской зоны были выявлены в 1968 г. при выяснении природы Володарских магнитных аномалий [11, 15, 16]. Установлено, что породы в пределах аномалий представлены высокометаморфизованными силикатно-магнетитовыми кварцитами и железистыми силикатными сланцами, образующими маломощные линзовидные останцы, согласно залегающие среди широкого поля ультраметаморфических пород.

В дальнейшем исследование многочисленных магнитных аномалий Белоцерковско-Одесской зоны показало достаточно широкое развитие железисто-кремнистых пород, аналогичных володарским, позволило

дополнить представление об их структурной приуроченности и формационной природе. Большинство исследователей рассматривало железисто-кремнистые породы как метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования архейского и нижнепротерозойского возраста. Представления о конкретной стратиграфической приуроченности железорудных пород достаточно спорны. Эти породы выделяются в объеме архейских днепровско-бугской, росинско-тикичской серий [3], либо побужского комплекса [6], а также среди пород нижнепротерозойских бугской, тетерево-бугской серий [2, 10], либо тикичского комплекса [6]. Отнесение железорудных пород к разным стратиграфическим комплексам оправдано различным их парагенезисом с другими породами этих комплексов, а также несколько отличным структурным положением. Архейские железорудные образования тесно ассоциируют (переслаиваются), главным образом, с чарнокитизированными кристаллическими сланцами основного состава, образуя среди них маломощные выклинивающиеся пролои. Особенностью нижнепротерозойских железистых пород при всей существующей спорности в отнесении их к определенным свитам является то, что подстилаются они кристаллическими сланцами основного состава и перекрываются довольно мощными пачками карбонатных пород, переслаивающихся с терригенными породами различной степени дезинтеграции. Железорудные пачки, тесно ассоциирующие с карбонатными породами, также образуют маломощные линзовидные останцы среди ультраметаморфических пород, но простирания их более разнообразны, чаще северо-западные, (42%) однако нередко меняются на субмеридиональные (на долю которых приходится 23% всех магнитных аномалий) и даже северо-восточные (21% магнитных аномалий).

Анализ возрастного и структурного положения метаморфизованных осадочно-вулканогенных железистых пород Белоцерковско-Одесской зоны, изучение их состава и сопоставление с известными типами осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых докембрийских формаций [12, 13, 18] позволяет высказать предположение о существовании нескольких типов формаций в пределах Белоцерковско-Одесской зоны. Первый тип представлен осадочно-вулканогенной эвгеосинклинальной формацией архейского возраста, сопоставимой с железисто-кремнистой формацией Киватинского типа Канадского щита, либо формацией конкско-верховцевского типа, развитой в Среднем Приднепровье Украинского щита. В этой формации железисто-кремнистые породы развиты очень ограниченно и ассоциируют с основными вулканитами

(кристаллическими сланцами); осадочные породы (в том числе карбонатные) для этой формации не характерны. Существование в нижнепротерозойской бугской серии железистых пород, образующих довольно выдержанный единый молдово-тарноватский горизонт на границе кошаро-александровской и хещавато-завальевской свит, является основанием к выделению в Белоцерковско-Одесской зоне карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой осадочно-вулканогенной формации. Эта формация сопоставима с формацией типа Тимискаминг, сменившей во времени Киватинскую формацию Канадского щита [18]. Карбонатно-метабазитовая железисто-кремнистая формация накапливалась, вероятно, в пределах суженных приразломных геосинклиналей, развивавшихся между выступами архейского фундамента. Такое структурное положение определило крутую складчатость, либо моноклиналиное залегание пород формации, их пестрый фациальный состав, разнообразие простираний, обусловленное характером пространственного взаимоотношения выступов фундамента и облекающих их геосинклинальных образований. Можно также допускать, что в направлении от центра Белоцерковско-Одесской зоны, где карбонатно-метабазитовая железисто-кремнистая формация наиболее развита, к югу в связи с углублением субмеридиональной геосинклинали и развитием процессов осадочной дифференциации происходит эволюционный переход формации типа Тимискаминг в железисто-сланцевую формацию криворожского типа. На развитие такой формации указывает наличие мощной гравиметровой и магнитной меридиональной Фрунзовской аномалии, в пределах которой немногочисленными скважинами вскрыты переслаивающиеся железистые кварциты и железистые сланцы апитот-амфиболитовой фации, сопоставимые с породами некоторых районов Криворожья. Дальнейшее накопление разведочных материалов позволит более убедительно обосновать выделение в Белоцерковско-Одесской зоне трех метаморфизованных осадочно-вулканогенных железорудных формаций, послуживших основой развития богатых железных руд магнетиально-скарновой железорудной формации.

Магнетиально-скарновая железорудная формация

В центральной части Белоцерковско-Одесской зоны при поисковом бурении на никель были установлены богатые магнетитовые руды, залегающие в кальцифирах [4]. Связь с кальцифирами, метасоматический характер процесса оруденения, парагенезис руд с магнетиально-силикатными породами, по составу отвечающими скарнам, поз-

вошли исследователям высказать предположение о развитии в Белоцерковско-Одесской зоне нового типа железорудной формации, сопоставимой с докембрийской скарновой формацией южной части Лданского щита [1, 57].

Структурное положение скарновой железорудной формации определяется шириной распространения, составом и структурным положением рудомещающих карбонатных пород. Руды, сопровождающие их магниезиальные скарны и другие метасоматиты образуют в кальцифирах крутопадающие тела мощностью 20-30, реже до 70-100 м, протяженностью до 1 км, прослеженные на глубину более 400 м. На некоторых участках (Гвоздавском, Молдовском) руды и метасоматиты приурочены непосредственно к зоне контакта кальцифиров и железистых кварцитов.

Форма скарново-рудных тел отражает неоднородность карбонатных толщ, их переслаивание с другими породами, дизъюнктивную тектонику, а также направление флюидного рудообразующего потока. На участках развития скарново-рудного процесса нередко фиксируются интенсивные тектонические подвижки, сопровождающиеся образованием различных тектонитов, активным внедрением гранитных жил и диабазовых даек. По элементам залегания тектонитов, расположению в них порфириобласт новообразованных полевых шпатов, направлению новообразований директивного кварца часто устанавливается меридиональное направление развития этих пород. Особенно отчетливо меридиональное линзовидное залегание, вероятно, обусловленное приуроченностью к зонам разломов, устанавливается для безрудных кварцитов (Грушковский, Добрянский, Байталинский, Первомайский участки), сульфидизированных, биотитизированных и амфиболизированных метасоматических пород (Емиловокий, Бакшинский, Павловский, Кохановский участки), также связанных со скарнами. Устанавливается структурная зависимость процессов скарнирования от контактов кальцифиров с кремнеземсодержащими метаморфическими и ультраметаморфическими породами (мигматитами, гнейсами, железистыми кварцитами), а также жильными аплито-пегматоидными гранитами и гранитизированными тектонитами зон меридиональных разломов.

Состав скарнов Белоцерковско-Одесской зоны зависит от состава замещаемых карбонатных и переслаивающихся с ними алюмосиликатных пород и степени их регионального метаморфизма. Существенно доломитовые нижнепротерозойские кальцифиры, кристаллические сланцы и железистые кварциты гранулитовой фации скарнируются

с образованием пироксеновых (гиперстен-фассаитовых), гранат-пироксеновых, шпинель-пироксеновых, шпинель-форстеритовых, пироксен-полевошпатовых, пироксен-скаполитовых, клиногумитовых, пироксен-роговообманковых пород, которые впоследствии амфиболизуются, флогопитизируются, серпентинизируются. Такой комплекс пород относится к безволастонитовым скарнам наиболее глубоководной абиссальной скарновой фации [19]. Гипабиссальные гроссуляр-воластонитовые и андрадит-геденбергитовые известковые скарны воластонитовой фации развиваются на севере Белоцерковского-Одесской зоны в кальцитовых мраморах звенигородского комплекса, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Развитие железных руд в связи с известковыми скарнами не установлено, что подтверждает известную закономерности о предпочтительном оруденении именно магниезальных скарнов [19].

В формировании руд и магниезальных скарнов Белоцерковского-Одесской зоны устанавливается стадийность, обычно проявленная в скарново-железорудных формациях других районов. Выделяются существенно пироксеновые скарны высокотемпературной щелочной стадии, содержащие в переменных количествах также оливин, шпинель, сфен, гранат, полевые шпаты и замещающие их клиногумит, окаполит, флогопит. Продукты более низкотемпературной стадии кислотного выщелачивания представлены различными амфиболсодержащими породами: тремолитовыми, актинолитовыми, роговообманковыми, нередко с кварцем, а также кварц-биотитовыми сульфидизированными симплектитами. В участках наибольшей кислотности растворов на этой стадии формируются безрудные кварциты с титановой, борной, фосфорной акцессорной минерализацией, спорадически возникают высокоглиноземистые и железисто-магниезальные метасоматиты с силлиманитом, кордиеритом, жадритом, антофиллитом. Дальнейшее понижение температуры и падение парциального давления углекислоты ведет к широкому развитию в скарнах процессов серпентинизации, хлоритизации, позднего окварцевания с образованием опала и халцедона.

Для магниезальных скарнов Белоцерковского-Одесской зоны характерна фторная специализация (фтор-апатит, флогопит, клиногумит), незначительное развитие боратов и хлоросодержащих минералов (амфиболов, скаполита-марьялита), что подтверждает абиссальный глубинный характер скарновой железорудной формации.

Магнетитовые руды образуют крутопадающие залежи оруденевших кальцифиров и скарнов и представлены силикатно-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми разностями, Карбонатно-магнати-

товые руды — это также отражение абиссального характера железорудной формации, в которой оруденевает не только скарны, но и кальцифиры. В зависимости от характера этих замещений среди руд выделяются аподолмитовые ортосиликатные (с форстеритом, флогопитом, клиногумитом, шпинелью), апоскарновые метасиликатные (с пироксенами, амфиболами) и гидросиликатные хлорит-серпентиновые руды с графитом, калцедоном, опалом.

Физико-химические условия описанных стадий скарнирования и рудообразования могут быть охарактеризованы с помощью термодинамического анализа минеральных равновесий [8].

Развитие в кальцифирах скарновых ассоциаций гиперстен+флогопит+диопсид, доломит+кальцит+диопсид (по форсериту), гиперстен+диопсид, мономинеральных диопсидовых скарнов (с магнетитом или без него) показывает, что температура скарнирования и высокотемпературного рудообразования при $P_{CO_2} = 4 + 10000$ атм равна 500–700°C; более точно верхний температурный предел этих процессов определяется устойчивостью энстатита и маложелезистого гиперстена и равен 600–620°C.

Условия процессов гидратации скарнов и руд высокотемпературной стадии определяются развитием тремолита за счет форстерита или диопсида, которое происходит при $T = 530 + 550$ °C. Ассоциация форстерит+тремолит+флогопит+кальцит+серпентин фиксирует $T = 470 + 500$ °C, наличие серпентина указывает на существенно водный состав флюидов. Присутствие графита в рудах указывает на то, что парциальное давление кислорода не превышало 10^{-16} атм.

Установленные температуры формирования скарнов и железных руд магнезиально-скарновой формации Белоцерковско-Одесской зоны отвечают тем, которые приводятся для магнезиальных скарнов других районов [7, 9, 19].

Сопоставление физико-химических условий и последовательности развития процессов скарнирования и рудообразования с условиями и временем основных геологических процессов Белоцерковско-Одесской зоны позволяет связывать кальцифицизацию доломитовых мраморов с процессами прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации. В этот период в зонах контакта метаморфизируемых карбонатных и железисто-кремнистых пород в кальцифирах развивались биметасоматические ортосиликатные руды и оливин-пироксеновые метасоматиты. Развитие руд вело к перемещению вытесненного из доломитов магния в железисто-кремнистые породы с образованием гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов.

Формирование инфильтрационных метасоматитов среднетемпературной стадии, различных продуктов кислотного выщелачивания и метасиликатных руд осуществлялось на фоне широкого проявления процесса ультраметаморфизма. Многобразие и длительность ультраметаморфических процессов, проявленных как регионально в складчатых гнейсово-мигматитовых комплексах, так и локально в меридиональных зонах, определило неснократность процессов скарнирования. С деятельностью флюидов в пределах меридиональных зон связано развитие процессов гидратации скарнов, метасоматитов и образование гидросиликатных руд.

Описанная магнезиально-скарновая железорудная формация Белоцерковско-Одесской зоны, впервые установленная в пределах Украинского щита, является достаточно типичной, сходной с докембрийскими магнезиально-скарновыми формациями Канадского, Балтийского и Алданского щитов [19], хотя имеет свои региональные особенности. Это зависимость состава метасоматитов от состава карбонатных пород и их прогрессивного метаморфизма, тесная связь метасоматоза и рудообразования с процессами ультраметаморфизма, пространственная сопряженность и, вероятно, генетическая связь рудной метасоматической формации с метаморфизованной осадочно-вулканогенной карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формацией. Генетическую связь магнезиально-скарновых формаций с процессами ультраметаморфизма и железисто-кремнистыми породами как возможными источниками железа в рудах допускали шведские геологи [20, 21] и исследователи Алданского щита [14, 17]. В Белоцерковско-Одесской зоне эта связь наиболее очевидна.

Выявленная формационная природа железорудных образований Белоцерковско-Одесской зоны позволяет наметить их перспективы.

Перспективная оценка осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций определяется особенностью их накопления и степенью их метаморфической и ультраметаморфической переработки. Мощности и протяженности железорудных пластов архейской и нижепротерозойской карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формаций незначительны; породы этих формаций в Белоцерковско-Одесской зоне претерпели высокотемпературный метаморфизм, диафторез и ультраметаморфизм. Указанные факторы определяют незначительные по масштабам перспективы этих формаций, хотя хорошая обогатимость высокометаморфизованных железисто-кремнистых пород повышает перспективы использования их совместно с богатыми руда-

ми разных типов. Перспективной на обнаружение мощных и дробящихся тел бедных руд, а также богатых руд разных типов является Криворожская формация южной части Белоцерковско-Одесской зоны. Наличие на Фрунзовском участке крупных гравиметрических аномалий позволяет допустить развитие здесь богатых мартитовых руд саксаганского типа.

Перспективы Белоцерковско-Одесской зоны на железные руды расширяются благодаря открытию магнезиально-скарновой железорудной формации, развитием которой, вероятно, обусловлено большое количество мелких и средних магнитных аномалий (около 200), из которых разведано лишь менее 20. На долю железных руд скарнового типа в СССР приходится в настоящее время около 12% запасов, причем здесь учтены главным образом руды последокембрийских гипабиссальных известковых скарновых формаций. Запасы руд абиссальных магнезиальных скарновых формаций обычно больше: так, перспективные запасы Южно-Лиданской группы месторождений составляют 790 млн. т. В Белоцерковско-Одесской зоне более перспективны на обнаружение карбонатно-магнетитовых руд нижнепротерозойские кальцифиры бугской серии; менее перспективны - кальцитовые мраморы звенигородского комплекса, хотя при этом следует учитывать возможный переход с глубиной безрудных известковых гипабиссальных скарнов, установленных в этих мраморах, в оруденевшие абиссальные магнезиальные скарны. Перспективы магнезиальной скарновой железорудной формации определяются крупнозернистостью и хорошей обогащаемостью метасиликатных руд, а также наличием самофлюсующихся карбонатно-магнетитовых руд. С магнезиально-скарновой железорудной формацией могут быть связаны рудопроявления с борной, вольфрамовой, золоторудной минерализацией; непромышленные содержания вольфрама и бора могут обеспечивать природную легированность стали.

Перспективы Белоцерковско-Одесской зоны на железные руды обусловлены эволюционным развитием нескольких железорудных формаций, что создает возможность комплексного использования легкообогащаемых бедных руд метаморфизованных железисто-кремнистых формаций и богатых самоплавких руд магнезиально-скарновой формации.

Намеченные перспективы определяют и основные вопросы, требующие изучения для решения проблем железорудной базы западной части Украинского щита.

1. Богатырев В.Ф., Быстревская С.С., Ионис Г.И. и др. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд юго-западной части Украинского щита в связи с развитием зоны тектономагматической активизации. - Геол. журн., 37, вып. 6, 1977, с. 18-27.
2. Виноградов Г.Г. О генезисе пироксен-плагиоклазовых гнейсов Среднего Побужья. - Геол. журн., 1966, 25, вып. 3, с. 122-124.
3. Доброхотов М.Н. О стратиграфическом положении железорудной формации Среднего Побужья. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с. 33-39.
4. Каневский А.Я., Гинтов О.Б. Находка новой разновидности железных руд на Украинском щите в районе Среднего Побужья. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 140-142.
5. Кравченко В.М., Гвнццкий В.И., Мальмет Ж.Г. Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите. - Геол. журн., 1976, 36, вып. 4, с. 3-13.
6. Лазько Б.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). - Львов: Вища школа, 1975. - 236 с.
7. Мазуров М.П. Температуры образования руд скарново-магнетитовых месторождений складчатых областей. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, с. 91-92.
8. Мельник Ю.П., Ярошук М.А. Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, Вторая серия, ч. 99, с. 3-15.
9. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. - М.: Наука, 1977. - 256 с.
10. Прус А.К., Ярошук М.А. Брусиллов-Одесская металлогеническая зона. - В кн.: Пробл. металлогении Украины. Киев: Наук. думка, 1964, с. 163-181.
11. Рудницький П.М. Попередні результати вивчення Володарської групи магнітних аномалій. - Геол. журн., 1961, 21, вып. 6, с. 44-56.
12. Семененко Н.П., Ладиева В.Д., Жуков Т.В., Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1967. - 380 с.
13. Семененко Н.П. Железисто-кремнистые формации континентов. - В кн.: Материалы семинаров рудничных геологов железорудной промышленности. Киев: Наук. думка, 1972, с. 16-33.
14. Сердюченко Д.П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8, с. 34-50.
15. Стрыгин О.И., Ярошук М.О., Прус А.К. Магнетитові руди Володарських магнітних аномалій та їх генезис. - В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ: Наук. думка, 1963, с. 322-332.
16. Стрыгин А.И., Ярошук М.А. Петрография и генезис пород Володарской группы магнитных аномалий. - Геол. журн., 1964, 24, вып. 4, с. 36-49.
17. Судовиков Н.Г., Крылова М.Д. Геология и железонность докембрия верхояев р.Алдана. - В кн.: Проблема черной металлургии на базе руд и каменных углей Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 68-94.
18. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. - М.: Наука, 1973. - 172 с.
19. Шабнин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. - М.: Недра, 1978. - 230 с.

20. Geijer P. The distribution of halogens in scarce amphiboles in Central Sweden. - Ark. Mineralog. Geol., 1964, 2, N 36, p. 481-504.

21. Magnusson M.N. The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations. - Sver. Geol. Unders. Ser. G, 1970, N 643, p. 364.

УДК 550.822+553.078+553.21/24+551.71/72

Я.Н.Балевцев, В.А.Зинченко

ИССЛЕДОВАНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА СВЕРХГЛУБОКИМ БУРЕНИЕМ И ВНАЧЕНИЕ ЭТИХ РАБОТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Наши представления о рудообразовании еще не совершенны, поэтому возникает настоятельная необходимость в получении и комплексном изучении фактических материалов о строении и составе пород, растворов и газов, металлоносности, изотопном составе элементов, тепловом режиме и других данных, характеризующих нижние слои коры и верхнюю мантию Земли. Такие новые материалы и данные можно получить только в результате бурения сверхглубоких скважин (до 15 км и более), поэтому сверхглубокое бурение является актуальной проблемой в геологии вообще и для Украинского щита в частности. В связи с этим Сектор металлогении ИГЕМ АН УССР выступил инициатором в подготовке программы сверхглубокого бурения на территории Украины и совместно с другими научно-исследовательскими и производственными организациями подготовил научное обоснование бурения сверхглубоких скважин "Криворожская" и "Сурская" на Украинском щите.

Сверхглубокая скважина "Криворожская" (глубиной 12000 м) как первоочередная будет буриться в северной части Сакоаганского района Криворожского бассейна. Цель ее проходки [2]: получение данных для характеристики разреза докембрийских железорудных формаций; расшифровка глубинного строения раннепротерозойского трога и его соотношений с окружающими гранитоидными; определение нижней границы распространения железорудных залежей и роли метаморфических и гипергенных процессов в их образовании; изучение вертикальной зональности метаморфизма пород и метасоматитов; расширение запасов руд на действующих горнорудных предприятиях Кривого Рога. Реализация намеченного целевого задания позволит получить важные фактические материалы по металлогении и рудообразованию в докембрии. К наиболее существенным из них относится следующее:

1) установление глубины развития Криворожского синклиниория и взаимоотношения слагающих его комплексов с более древними метаморфическими образованиями и гранитоидами днепровского комплекса архея;

2) оценка рудоносности основных тектонических структур района на больших глубинах с точки зрения обнаружения богатых и требующих обогащения железных руд, возможного присутствия в породах золота, цветных и редких металлов;

3) выяснение вертикальной метаморфической зональности и уточнение роли метаморфизма в процессах рудообразования при подсечении залежей богатых железных руд на глубоких горизонтах;

4) уточнение общей структуры Кривбасса, определение структурного положения железистых пород в пределах гданцевской и глееватской свит, установление глубины залегания промышленных типов железных руд и зависимость их состава от глубины залегания;

5) выявление на больших глубинах и изучение зон сульфидной минерализации в амфиболитах, с которыми могут быть связаны медь, никель, кобальт, свинец, цинк и другие металлы, поскольку рудопроявления этих металлов известны в районе; оценка перспективности пород талькового горизонта;

6) установление металлоносности зон разломов, которые могут оказаться перспективными на поиски цветных, благородных и редких металлов;

7) изучение изменения вещественного состава, мощности и физических свойств пород и руд с глубиной для уточнения представлений о генезисе железных руд и прогнозной оценки района;

8) выявление гидротерм в глубоких горизонтах, установление их химического состава и роли как одного из факторов современного рудообразования.

Бурение сверхглубокой скважины "Сурская" (глубиной 15000 м) намечается осуществить во вторую очередь. Эта скважина будет располагаться в районе Сурского синклиниория [17], являющегося одной из основных складчатых форм Среднего Приднепровья. В Сурском синклиниории как бы отражены общие региональные черты геологического строения геосинклинали системы Большого Кривого Рога.

Выбор Сурского синклиниория в качестве объекта сверхглубокого бурения основывается в основном на геофизических данных. В результате ГСЗ в районе Сурского синклиниория мощность земной коры минимальная для Украинского щита (28-30 км), на доступных бурению

глубинах (8–12 км) находятся характерные для щита хорошо выраженные сейсмические горизонты, природа которых неясна, а также непонятный слой с пониженными скоростями распространения упругих волн. Изучение этих глубинных зон с помощью бурений позволило бы нам изучить строение земной коры Украинского щита.

Таким образом, сверхглубокое бурение дает возможность получить наиболее достоверные сведения о составе и строении глубоких горизонтов щита, позволяет более уверенно провести реконструкцию условий развития его элементов и получить неоценимый материал для совершенствования теории познания рудообразующих процессов и выявления закономерностей размещения рудных месторождений в пространстве и во времени.

1. Белевцев Я.М., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. та ін. Дослідження земної кори України глибоким і надглибоким бурінням. – Вісн. АН УРСР, 1978, № 5, с. 8–15.

2. Белевцев Я.Н., Веригин М.И., Соллогуб В.Б. и др. Новый этап геологических исследований Криворожского бассейна. – Геол. журн., 1980, 40, вып. 1, с. 1–11.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕННЯ І ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

УДК 553.078(477.6)

В.И.Скаржинский, А.И.Зарицкий, Ю.А.Кузнецов,
С.Д.Лепкий, Е.Г.Сушук, И.П.Щербань
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОНБАССА

Главнейшие особенности истории геологического развития и металлогении Доно-Днепровского прогиба. В настоящее время большинство исследователей геологии Донецкого бассейна считают, что время заложения Доно-Днепровского прогиба на юге Восточно-Европейской платформы относится к рифею – важнейшему этапу ее развития.

Существует предположение [25], что в позднем докембрии вдоль системы субширотных кулисообразно расположенных разломов в области современного Доно-Днепровского прогиба образовались приразломные впадины и была сформирована толща вулканогенно-осадочных отложений, фиксирующихся в настоящее время на сейсмологических разрезах между кристаллическим фундаментом прогиба и отложениями палеозоя.

Палеозойская история Донецкого бассейна охарактеризована в многочисленных работах, посвященных его геологии и угленосности.

Активизация тектонического режима и магматической деятельности в конце среднего и позднем девоне привела к образованию грабена, ограниченного глубинными разломами в осевой части современного Доно-Днепровского прогиба, внедрению пород щелочно-ультраосновного и габброидного состава, излиянию дифференцированных лав с пирокластическим материалом и в конце девона (бретонская фаза) — к внедрению малых интрузий щелочного состава. В северо-западной части бассейна после отложения соленосной толщи произошли излияния основных лав с образованием слабодифференцированных диабазов трапповой формации. С этой ранней стадией формирования бассейна связаны рудопоявления полиметаллов в девонских песчаниках, титаномагнетита в пироксенитах, меди в эффузивах и, вероятно, плавикового шпата Покрово-Киреевского месторождения на юге бассейна.

После перерыва в накоплении осадков, связанного с бретонской фазой герцинского цикла, область Донецкого бассейна испытала длительное опускание, в результате которого была сформирована толща каменноугольных отложений с угленосной формацией. К концу карбона в осевой зоне бассейна нисходящие движения замедлились и закончились заальской фазой герцинского цикла на рубеже нижней и верхней перми, отражающей наступление орогенного этапа развития Донецкого бассейна.

В заальскую фазу возникли главные складчатые формы Донецкого складчатого сооружения — линейные в восточной части и куполовидные в северо-западной части бассейна. Формирование складок в бассейне сопровождалось разрывными нарушениями субширотного простирания в краевых зонах бассейна и вдоль его оси, очевидно, тесно связанными с перемещением блоков фундамента по глубинным разломам. Тектоническим движениям заальской фазы сопутствовала активная магматическая деятельность — внедрение пород габбро-монзонит-сиенитовой формации вдоль субширотного глубинного разлома юга бассейна и в узле пересечения разрывных структур в юго-западной части Кальмиус-Торевской котловины. С этими породами связаны небольшие тела скарнов, содержащих рассеянную медно-молибденовую минерализацию. Осадочные образования орогенного этапа представлены пестроцветными отложениями верхней перми, несогласно залегающими на красноцветных соленосных нижнепермских отложениях.

К концу пермской эпохи на территории Донецкого бассейна проявилась позднеорогенная пфальцская фаза герцинского цикла, выразившаяся в заложении многочисленных разломов и развитии брахи-

формных и куполовидных структур Бахмутской котловины. С пфальцской фазой герцинского цикла связан позднеорогенный андезит-трахиандезитовый комплекс магматических пород, представленный sillами, штоками, лакколитами, дайками, расположение которых контролируется субширотным Южно-Донбасским глубинным разломом.

Пфальцской фазе герцинского цикла истории Донбасса по ряду признаков соответствует по времени наиболее продуктивный этап формирования золото-полиметаллического оруденения Нагольного края, Амвросиевского купола, полиметаллическая минерализация Волновахской тектонической зоны, Северной антиклинали, Старобельско-Миллеровской моноклинали, и, по мнению некоторых геологов, флюоритовая минерализация южной окраины Донбасса. Пфальцской фазой завершился герцинский цикл развития Донецкого бассейна, дальнейшая история которого характеризовалась платформенным режимом, на фоне которого проявилось несколько этапов активизации.

В киммерийском цикле платформенный тектонический режим области Донецкого бассейна активизировался в первую и вторую "донецкие" фазы (по С. Бубнову), что нашло отражение в несогласиях в толще мезозойских отложений и оживлении некоторых герцинских структур. В пределах складчатого Донбасса к донецким фазам относятся, по-видимому, проявления щелочно-базальтоидного магматизма в южной части, где известны многочисленные дайки лампрофиров миусского среднеюрского комплекса. Часть исследователей металлогении Донецкого бассейна считает, что с мезозойскими движениями связано ртутное оруденение Донецкого бассейна. На рубеже мела и палеогена в Донбассе четко проявилась ларамийская фаза складчатости, зафиксированная в крутых падениях слоев меловых отложений на окраинах бассейна, а также в смещениях мезозойских отложений по разрывным нарушениям. Некоторые геологи [19] допускают вероятность формирования ртутного оруденения Донбасса в связи с ларамийской фазой.

После олигоцена имела место савская фаза альпийского орогенеза, проявления которой зафиксированы также на окраинах бассейна. Материалы повторного нивелирования свидетельствуют о том, что территория Донецкого бассейна испытывает активные дифференцированные вертикальные движения и в настоящее время. В размещении эндогенного и экзогенного оруденения в бассейне ведущую роль играли зоны разрывных нарушений, связанные с региональными разломами фундамента.

В области Донецкого бассейна четко выделяется Волновахская рудоносная зона, активная на всех этапах развития бассейна как

по образованию и оживлению структур, так и в отношении магматической деятельности. В пределах зоны установлены железотитановые, редкометальные, медные рудопроявления доорогенного этапа, медно-молибденовые и полиметаллические месторождения и рудопроявления флюорита орогенного этапа, ртутное оруденение посторогенного этапа. Не менее четко выражена осевая рудоносная зона, отражающая положение одноименного разлома фундамента. В пределах этой зоны с востока на запад расположены золото-полиметаллические рудопроявления Нагольного кража, Воровское сурьмяное рудопроявление, ртутные месторождения Никитовского рудного поля, рудопроявления ртути Дружковско-Константиновской антиклинали, Бантышевского, Курульского, Камышевахского, Петровского куполов. На востоке этой зоны сосредоточено оруденение орогенного этапа (Нагольный краж), к западу оно представлено, по-видимому, более молодыми рудопроявлениями мезозойского, а возможно, и альпийского возраста. В этом направлении меняется состав оруденения - от золото-полиметаллического, через сурьмяное к существенно ртутному и ртутно-полиметаллическому. Другие рудоносные зоны в Донбассе выражены менее отчетливо. К ним относятся Северная, тяготеющая к Селезневско-Краснодонскому разлому, характеризующаяся ртутно-полиметаллической и редкометальной минерализацией [10], и Южная с рудопроявлением ртути, свинца и цинка в Амвросиевском и Барило-Крепинском районах. В западной части бассейна, в Бахмутской котловине, достаточно четко выражена широтная Курульско-Дроновская рудоносная зона, вытянутая вдоль одноименного разлома, контролирующая положение рудопроявлений ртути, свинца и цинка Славянской, Новодмитровской, Курульской и, вероятно, Мечебиловской брахиантиклинальных и солянокупольных структур. Возраст ртутно-полиметаллического оруденения в этой зоне, по-видимому, соответствует среднеюрской активизации платформенного этапа развития.

Кроме линейных рудоносных зон, в Донецком бассейне намечается несколько рудоносных узлов, расположенных в местах пересечения глубинных разломов различной ориентировки.

В целом Донецкий бассейн как металлогеническая провинция существенно отличается по ряду признаков и особенностей строения и развития от типичных провинций платформ, подвижных зон геосинклинального типа и областей активизации. По-видимому, причиной своеобразия Донецкого бассейна является положение его между Восточно-Европейской платформой и Средиземноморским геосинклиналь-

ным поясом. В строении бассейна, истории его развития и металлогении проявились особенности структур платформенных, геосинклинальных и активизированных областей. Эти особенности истории геологического развития региона обусловили его металлогеническую специализацию, выразившуюся в формировании месторождений и рудопроявлений ртути, золота, полиметаллов, меди и флюорита.

Ртуть. В Донецком бассейне расположены известные с прошлого столетия ртутные месторождения Никитовского рудного поля и многочисленные рудопроявления, описанные многими исследователями. В 1975 г. издана коллективная монография "Геология ртутных месторождений и проявлений Украины" [4], подготовленная в Секторе металлогении группой геологов научных и производственных организаций и содержащая детальное описание ртутных месторождений и рудопроявлений Донецкого бассейна, Закарпатья и Крыма. В данной статье основное внимание уделяется закономерностям размещения ртутного оруденения в Донбассе.

Месторождения и рудопроявления ртути расположены в центральной, северной и южной частях Донбасса, а также в Бахмутской котловине. В Центральной части Донбасса находятся месторождения Никитовского рудного поля. Они локализованы в пределах Горловской антиклинали, являющейся приподнятой частью Главной антиклинали Донбасса - осевой структуры складчатой системы бассейна, протягивающейся в субширотном направлении свыше 200 км. Ось Горловской антиклинали погружается с юго-востока на северо-запад, в сводовой части она осложнена брахискладками, образующими с запада на восток Чернобугорский, Чернокурганский, Кагушкинский, Софиевский, Новый и Чегарникский купола. Оси куполов повернуты против часовой стрелки относительно оси антиклинали на углы от 20 до 55°. Складчатая структура антиклинали имеет ряд нарушений - продольных, кососекущих и поперечных, отражающих в осадочной толще глубинный разлом фундамента.

Промышленное ртутное оруденение в большинстве случаев приурочено к мощным пластам песчаников в зонах пересечения их Секущим и другими продольными разломами, образуя пластообразные или линзовидные тела вкрапленных руд. На западном фланге рудного поля и глубоких горизонтах оруденение контролируется зонами дробления вдоль разломов с образованием линейных рудных тел. Жильные тела, обычно представленные богатыми рудами, имеют подчиненное значение.

Минеральный состав руд Никитовского рудного поля сравнительно прост. Главными рудными минералами являются киноварь, антимонит, арсенипирит, пирит, марказит, встречаются висмутин, галенит, единичные находки реалгара. Жильные минералы в рудах представлены кварцем, халцедоном, каолином, диккитом, гидрослюдами, сидероплазитом, анкеритом, кальцитом. В последнее время В.Ф.Раздорным в рудах отмечена существенная роль литийсодержащего донабассита. Всеми исследователями месторождений Никитовского рудного поля устанавливаются четкие признаки стадийности образования руд, выраженной по меньшей мере тремя стадиями - арсенипиритовой, антимонит-киноварной и диккитовой с сульфидами железа.

Вопрос о времени образования сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля, как указано выше, еще не решен. Месторождения, верхние горизонты которых выходят на поверхность и срезаны эрозией, залегают в отложениях среднего карбона. Нижний возрастной предел оруденения по изотопным данным 200 млн. лет.

О генезиса оруденения Никитовского рудного поля существует две точки зрения [4]: одна предполагает заимствование ртути из вмещающих пород в процессе их метаморфизма, миграцию ее с поровыми водами в зону разгрузки и отложение киновари в результате смешения этих вод с поверхностными вадозовыми водами; вторая предполагает глубинный источник металлов и гидротермальную магматогенную природу рудоносных растворов. Учитывая связь месторождений с глубинным разломом, характер магматизма, несомненно связанного с верхней мантией, близкий к троилитовому стандарту изотопный состав серы рудообразующих сульфидов и ряд других признаков, в последние годы было высказано предположение о подкоровом, мантийном источнике ртути Никитовских месторождений [4, 20]. К западу от Никитовского рудного поля располагаются ртутные рудопроявления Дружковско-Константиновской антиклинали. Сводная часть последней осложнена продольными разрывными нарушениями, установлены также диагональные и поперечные разрывы типа сбросов. Ртутное оруденение на Константиновском участке антиклинали установлено в отложениях верхнего и верхах среднего карбона. Оно приурочено к ядру антиклинали и контролируется системой разрывных нарушений, связанных, как и нарушения Горловской антиклинали, с глубинным Осевым разломом бассейна. Ртутное оруденение образует рудную зону, вытянутую вдоль ослабленной разрывами осевой поверхности. Верхняя граница оруденения находится на глубине 350 м

от современной поверхности, нижняя не установлена. Рудные тела, по данным бурения, имеют форму гнезд, мелких штокверков, реже жил. Состав руд по сравнению с Никитовскими отличается меньшим содержанием антимонита и арсенопирита и преобладанием среди жильных минералов карбонатов. Достаточно четко выделяются стадии минералообразования — рудная (киноварь и другие сульфиды, диккит, кварц) и послерудная (карбонаты, диккит, каолинит).

Кроме Константиновского участка ртутное оруденение установлено и далее к северо-западу в пределах Дружковско-Константиновской антиклинали на участках Куртовском и Суровском. По типу рудоконтролирующих структур, морфологическим особенностям и составу оруденение этих участков аналогично Константиновскому.

На продолжении Главной антиклинали в пределах северо-западной окраины Донбасса располагается Бантышевский купол с одноименным рудопроявлением. Размеры купола 2800x1000 м, он нарушен разломами, ограничивающими шток девонской соли, над которым образовалась депрессия, заполненная надсолевой брекчией и верхнепермскими и триасовыми осадками.

Ртутно-полиметаллическая минерализация приурочена к надсолевой брекчии, дробленным вдоль разломов породам карбона и нижней перми. Оруденение вкрапленно-прожилковое, частично метасоматическое. Полиметаллическое оруденение представлено галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, небольшим количеством борнита, халькопирита, пирротина, арсенопирита, блеклых руд, бравоита, единичными находками халькозина, самородной меди, золота. Главные жильные минералы — кварц, халцедон, карбонаты, барит, диккит, гидрослюда, битумы. Завершился процесс рудообразования отложением киновари, метациннабарита, реальгара.

В северо-западной части Донецкого бассейна (Бахмутская котловина) ртутная минерализация установлена в пределах ряда куполообразных структур, осложненных соляными диапирами — Славянском, Курульском, Бантышевском, Петровском куполах. Ртутное оруденение впервые было обнаружено в брекчированных породах девона и пермских песчаниках на площади Славянского купола — брахиантиклинали, ориентированной в субширотном направлении и являющейся частью Артемовско-Славянской антиклинальной зоны. Размеры купола 15x30 км. Северо-западная перисиналь осложнена разрывными нарушениями и диапиром девонской соли, на этом участке установлено рудопроявление ртути. Оно контролируется Южным взбросом

широтного простираения, сопровождающимся серией зон повышенной трещиноватости параллельно плоскости взбрасывателя в лежачем и висячем крыльях. Эти зоны также вмещают оруденение.

Оруденение прослежено на глубинах 350–450 м в отложениях дрововской свиты верхней перми и до 750 м в брекчиях соляного штока. Форма рудных тел линзообразная, содержание ртути весьма неравномерное. Киноварь находится в тесной связи со сфалеритом, кальцитом и керитом, в единичных случаях обнаружен метациннабарит. Кроме этих минералов в рудах присутствуют пирит, галенит, халькопирит, из жильных – карбонаты, кварц, барит, флюорит, шпиделит, в подчиненном количестве – каолинит. Изменения вмещающих пород околорудных тел выражены каолинизацией, карбонатизацией и битуминизацией пород, причем эти изменения установлены и в породах триаса. Кроме Славянского рудопроявления ртутное оруденение выявлено в диапировой брекчии Курульского купола, однако сведений о нем очень мало.

Своеобразным, отличным от месторождений и рудопроявлений Центрального Донбасса и Бахмутской котловины, является Докучаевское рудопроявление на юге бассейна, на участке Восточно-Доломитного карьера. На площади участка развиты осадочно-вулканогенные отложения девона, карбонатные и терригенные отложения нижнего карбона и рыхлые образования кайнозоя. Палеозойские отложения образуют Александрийскую антиклиналь, шарнир которой полого погружается к северу. Из нарушений основную роль играет широтный Волновахский сброс, который сопровождается зоной интенсивно измененных пород мощностью до 50 м.

Рудопроявления ртути приурочены к горизонтам доломитов и доломитизированных известняков нижнего карбона, отличающихся повышенной трещиноватостью и пористостью, а также к желтым охристым глинам, заполняющим карстовые образования, непосредственно над коренными рудопроявлениями. Встречена киноварь также в песчано-сланцевых породах нижнего карбона.

По минеральному составу рудопроявления относятся к ртутной рудной формации. Кроме киновари встречаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Нерудные минералы представлены вторичным доломитом, кальцитом, кварцем, диккитом, флюоритом, баритом, битумами. В глинах оруденение представлено теми же минералами. Киноварь в глинах отличается более крупными размерами, образует от-

дельные кристаллы или их сростки, содержит другие элементы-примеси. По данным термобарометрических исследований, киноварь из доломитов кристаллизовалась при температурах 125-130⁰, а из карстовых глин - 120⁰ [4]. Кроме охарактеризованных выше рудопроявлений в пределах Донецкого бассейна установлены многочисленные точки минерализации с видимой киноварью или повышенным содержанием ее в породах. Они известны в пределах Нагольного крыжа, Главной антиклинали, Северной антиклинали, в северной зоне мелкой складчатости, в районе Амвросиевского купола, в Донецко-Макеевском районе. Размещение их повсеместно контролируется разрывными нарушениями, общие особенности минерализации мало чем отличаются от месторождений и рудопроявлений, описанных выше. Можно уверенно полагать, что ртутная минерализация является провинциальной особенностью Донецкого бассейна.

Анализ истории развития Донбасса, характера магматизма, условий размещения и образования месторождений, состава руд и способа их отложения позволяет предполагать глубинный, подкоровый источник ртути, а оруденение относить к телетермальному (Центральный Донбасс) и низкотемпературному эпитермальному типам.

Золото и полиметаллы. Проявления полиметаллических руд и золота в Донецком бассейне расположены на территории Нагольного крыжа. Рудопроявление и многочисленные точки минерализации этих металлов известны также в зонах сочленения Донбасса с Воронежским и Приазовским массивами, на Северной и Южной антиклиналях, в солянокупольных структурах северо-западного Донбасса.

Длительное время большинство исследователей Донбасса связывало золото исключительно с кварц-карбонат-сульфидными жилами. Этому соответствовали ранее принятые направления, которые в течение многих десятилетий приводили к отрицательным результатам. Исследованиями, выполненными в начале 70-х годов, в Нагольном крыже был выявлен новый для региона прожилково-вкрапленный тип золотого оруденения в углеродсодержащих отложениях карбона [12]. Изучен характер распределения золота в различных геологических комплексах, значительно расширен список минералов и установлены продуктивные ассоциации, охарактеризованы типоморфные особенности самородного золота и сопутствующей минерализации, определены условия локализации и формирования оруденения.

В Нагольном краже золоторудная минерализация парагенетически и пространственно тесно связана с полиметаллической. Среди рудопроявлений этого района можно выделить следующие: 1) золоторудные, в которых полиметаллы играют подчиненную роль; 2) рудопроявления золота в существенным значением полиметаллов; 3) полиметаллические с золотом; 4) полиметаллические.

Нагольный рудный район расположен в центральной части Донецкого бассейна, в зоне крупных линейных складок. Его территория вытянута на 50-60 км вдоль Главной антиклинали при ширине 10-20 км. Все известные золоторудные и полиметаллические рудопроявления района строго приурочены к антиклинальным складкам, осложняющим Главную антиклиналь в месте ее пересечения с Ровенским поднятием, образуя на северном ее крыле Северную, а вдоль свода - Южную зоны. Складки различных порядков являются рудо локализирующими структурами, и наиболее интенсивная минерализация тяготеет к приводовым частям, перегибам сводов, участкам возмущения шарниров, флексурным перегибам и др. При этом рудовмещающими структурами являются зоны повышенной трещиноватости пород [25].

Оруденение сквывает значительный стратиграфический интервал отложений карбона - C_1^2 - C_2^3 (мощность около 6 км). В параметрической скважине на Бобриковском участке рудная минерализация непрерывно прослежена на глубину около 3,5 км. Рудовмещающие породы района представлены монотонным чередованием песчано-глинистых, алевроито-глинистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев с пластами и пачками песчаников мощностью до 5-10, реже - 40-50 м, редкими маломощными прослоями известняков и угля. Литологический контроль оруденения выражен в том, что рудные тела локализованы в основном в горизонтах песчано-глинистых и глинистых сланцев. На золоторудных участках положительную роль в концентрации оруденения играет углеродистость пород (содержание $C_{орг}$ в рудных интервалах 1-2% и более).

Околорудные изменения в Нагольном краже проявлены очень слабо. Визуально они наблюдаются только в залъбандах жил в виде сульфидизации пород и образования оторочек слюдоподобных минералов (донбассит, гидрослюда). На всю ширину рудных зон, т.е. на сотни метров, породы, по данным химических анализов, претерпели калевый метасоматоз (под микроскопом фиксируется серицитизация).

Морфология минерализованных зон или отдельных участков определяется сложным сочетанием и особенностями пикативных и разрыв-

ных нарушений. В Северной зоне оруденение прослеживается в виде узких (20-30 м) зон, сложенных прерывистыми по простиранию и падению отдельными жилами мощностью 0,1-0,5 м и густой сетью ветвящихся прожилков. Эти жильные зоны согласны с простиранием пород, но секут их по падению.

В Южной зоне, простирающейся с перерывами на десятки километров, при общем субогласном залегании с простиранием пород на некоторых рудопоявлениях значительную роль играют поперечные жилы, вмещаемые сбросовыми трещинами и трещинами отрыва (Центрально-Нагольчанское полиметаллическое рудопоявление, Острый бугор). Ведущим морфологическим типом для золотого оруденения является прожилково-вкрапленный, приближающийся к штокверковому (Бобриковское и Остробугорское рудопоявления). В пределах участков золотоносностью обладают не только жильные образования, но и метасоматические вкрапленники пирита и арсенопирита, а также включения диагенетического и метаморфического пирита во вмещающих породах.

Состав эндогенной минерализации в Нагольном крае довольно сложный (около 50 минералов). Преобладают жилы кварц-анкеритового состава, реже встречаются чисто кварцевые и еще реже анкеритовые. Ведущее место среди рудообразующих минералов принадлежит пириту, сфалериту, галениту, арсенопириту, блеклым рудам, буланжериту, бурнониту, халькопириту. В среднем доля сульфидов в жилах невелика - до 1-2%. Однако нередко встречаются жилы с 10-20% сульфидов и более; в единичных случаях жилы почти полностью сложены сульфидами свинца, цинка, железа и мышьяка.

Полиметаллическое оруденение преимущественно развито в Северной зоне (Бсауловка, Нагольная Тарасовка), золотое - в Южной (Бобриково, Острый бугор). Минералого-геохимические особенности оруденения Северной зоны заключаются в повышении содержания анкерита, минералов сурьмы (буланжерита, блеклых руд) и значительной обедненности сульфидами железа и мышьяка. Этим объясняется более низкая золотоносность рудопоявлений Северной зоны. Однако в целом для рудопоявлений обеих зон характер парагенетических минеральных ассоциаций, изотопный состав свинца галенита и серы сульфидов совпадает. Поэтому есть все основания утверждать, что обе зоны характеризуются единым планом формирования и имели общий источник рудных веществ.

Важный момент в истории формирования оруденения — многостадийность минералообразования. По парагенезисам минералов выделяются стадии, составляющие прерудный и рудный этапы формирования оруденения. В прерудный этап (245–260 млн. лет), предшествующий региональному метаморфизму каменноугольных толщ Донбасса (230 млн. лет), были сформированы безрудные кварцевые жилы. Первая стадия рудного этапа — кварц-анкерит-золото-пирит-арсениопиритовая. На этой стадии произошло частичное наложение минерализации на интенсивно метаморфизованные жилы дорудного этапа, а также формирование зон штокверкоподобного типа. На второй, продуктивной для золота, стадии после значительных внутрирудных подвижек выделилось основное количество сфалерита, галенита и видимого золота, приведшее к образованию новых кварц-анкерит-сфалерит-галенитовых жил и минерализации жильных образований дорудного этапа и первой стадии рудного. На первой стадии произошло обогащение золотом и некоторыми другими элементами диагенетических и метаморфических пиритов вмещающих пород, частичное перераспределение тонкодисперсного золота в минералах этой стадии. Затем последовало формирование третьей стадий — кварц-анкерит-галенит-сфалеритовой с сульфосолями и, вероятно, ограниченным содержанием золота. Заканчивается рудный этап наиболее низкотемпературной ректорит-киноварной стадией.

Температурный режим, изученный по газово-жидким включениям в кварце, анкерите и сфалерите, изменялся от ранних к более поздним стадиям в интервале 350–100°C. Химическими анализами водных вытяжек из кварца, анкерита и сульфидов разных стадий минералообразования определена общая закономерность в эволюции растворов. От ранних стадий к поздним наблюдается смена растворов существенно натриево-гидрокарбонатного состава кальциево-хлоридным. В газовой составляющей индивидуальных включений преобладает CO_2 (в среднем 50%), азот и редкие газы составляют 40%, кислые газы 10%.

Важное значение для решения некоторых вопросов генезиса имеют типоморфные особенности самородного золота и его основных минералов-концентраторов. На первой стадии золото концентрировалось исключительно в пирите и арсениопирите в виде тонкодисперсных выделений, на второй выделилось основное количество видимого золота. По размерам преобладает золото мелкого и пылеватого классов, зерна до 1–5 мм встречаются редко. Наряду с комковатыми и пластинчатыми формами значительно распространены кристаллы: пре-

обладают ромбододекаэдрами, реже встречаются октаэдра, кубы, тетрагексаэдра, гексаэдра и их комбинации. Пробность колеблется в очень широких пределах – от 550 до 980, преобладает высокопробное золото. Отличительной чертой самородного золота Нагольного кряжа является чрезмерно высокая в нем примесь ртути – 1–3% и более. Ртутистое золото характерно для всех рудопроявлений района и распространяется на глубину 2 км. Примеси железа и меди достигают десятых долей, а висмута, мышьяка, сурьмы, свинца и цинка – сотых долей процента. Теснейшая связь золота, ртути и полиметаллов в Нагольном кряже позволяет предположить генетическое единство эндогенной минерализации этих металлов для большинства рудных районов Донбасса (Нагольный кряж, Никитовское рудное поле, Северная антиклиналь, северо-западное окончание Донбасса и др.).

Осадочно-диагенетические и метаморфические пириты из рудоносных зон отличаются от пиритов вмещающих пород содержаниями золота, в 1000 раз превышающими кларк, повышенными содержаниями меди, свинца, сурьмы, цинка, серебра, мышьяка (в 5–14 раз), изотопным составом серы: у первых $\delta^{34}S$ всегда с отрицательным знаком, как и у жильных пиритов, у вторых $\delta^{34}S$ имеет положительное значение. Следовательно, золото и другие рудогенные элементы рудопроявлений Нагольного кряжа не заимствовались из вмещающих пород, а привносились извне. Это подтверждается отсутствием околорудных жил и тел отрицательных ореолов золота и других элементов.

Данные изотопно-геохимических анализов по сере, углероду и кислороду свидетельствуют о мантийном или полигенном характере рудообразующих растворов [11, 16, 267].

Свинцово-цинковые рудопроявления северо-западной окраины Донбасса [137] приурочены к брахиантиклинальным и купольным структурам, расположенным вдоль глубинных региональных разломов. Намечается две основные структурные рудоносные зоны: первая – вдоль Горловско-Алексеевского глубинного разлома с Бантышевской, Куркульской, Ново-Дмитриевской, Велико-Камышевахской, Берекской, Петровской, Лозовеньковской, Картамышской рудоносными структурами и вторая – вдоль южной ветви Марьевского надвига со Славянской и Адамовской структурами. К юго-западу от первой зоны расположены Беляевская, Степковская и Ново-Мечебилловская структуры. Общей чертой всех структур является их асимметричное строение, осложненность штоками девонской соли, над которыми нередко развиты воронки проседания, сложная дизъюнктивная тектоника.

Морфология зон оруденения и минерализации разнообразна: преобладают гнезда, зоны метасоматической вкрапленности, штокверкообразные и жильные участки.

По содержанию ведущего полезного компонента рудопроявления относятся к двум группам: 1) свинцово-цинковые (Беляевское, Берекское, Курульское, Петровское и др.); 2) комплексные ртутно-свинцово-цинковые (Адамовское, Ново-Дмитриевское).

Выделяются ассоциации минералов двух этапов гидротермального минералообразования: первого раннего (заальская фаза герцинского орогенеза), в течение которого формировалась относительно высокотемпературная минерализация (380–250°C); второго (послепозднетриасового), в течение которого формировалась средне- и низкотемпературная минерализация, в том числе рудная свинцово-цинковых и ртутных рудопроявлений (250–50°C).

Ассоциация минералов первого этапа носит метасоматический характер и представлена: 1) скарноидными карбонат-скаполитовыми породами с тремолитом, полевым шпатом, горным хрусталем, топазом, турмалином, рутилом и другими второстепенными минералами; 2) флогопитоносным мрамором с лейхтенбергитом, горным хрусталем и пиритом; 3) минерализацией вмещающих пород отдельными новообразованными кристаллами топаза, мусковита, апатита, турмалина с одновременной перекристаллизацией карбонатов. Распределение минерализации крайне неравномерное; отсутствует метасоматическая зональность. Повышенную геохимическую роль играли титан и редкие земли церий-лантанового ряда.

Ко второму этапу относится образование 50 минералов. Ведущие рудные минералы – галенит, сфалерит и в некоторых случаях киноварь. Редко встречаются бравоит, халькопирит, пирротин, еще реже реальгар, антимонит, висмутин, вуртцит, молибденит, рутил и самородные металлы (ртуть, мышьяк, золото). Повышенную геохимическую роль играл никель; спорадически – мышьяк.

Главными жильными минералами являются карбонаты, кварц, диксит и барит. Общими типами окколорудных изменений являются карбонатизация, пиритизация и битуминизация, в меньшей степени и неповсеместно дикситизация, гидрослюдизация и окварцевание. Окколорудные изменения тесно связаны с вмещающими породами и зависят от них.

Возраст свинцово-цинковой минерализации послепозднетриасовый. По происхождению минералообразующие растворы полигенные.

Признаков, указывающих на непосредственную связь рудовенных элементов с конкретными магматическими породами, в описываемом районе не обнаруживается. По разнообразию эпигенетической гидротермальной минерализации район северо-западного Донбасса является уникальным на территории всего Доно-Днепровского прогиба.

Полиметаллическая и ртутная минерализация, развитые в пределах Северной антиклинали, приурочены главным образом к сводовой части и северному крылу структуры, простираясь вдоль глубинного разлома субширотного направления. Свод антиклинали в местах пересечения ее с поперечными глубинными разломами, ограничивающими поперечное Ровенское поднятие, осложнен брахантиклинальными складками, серией надвигов и повышенной трещиноватостью пород. Структура сложена песчано-глинистыми отложениями каменноугольного возраста ($C_1^5 - C_2^3$). В пределах рудоносных зон породы окварцованы, пиритизированы, хлоритизированы и диккитизированы.

Полиметаллическая минерализация представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом и наблюдается в виде вкрапленности в кварцевых и кварц-анкеритовых жилах. Встречается также ассоциация полиметаллов с кукенитом, ректоритом, пиритом, арсенопиритом, зигенитом, кобальт-пиритом и киноварью. Эта минерализация выявлена и описана В.А. Жулидом [10], который выделяет семь последовательных минеральных ассоциаций: кварцевая безрудная, хлоритполиметаллическая, киноварь-кукенитовая, зигенит-ректоритовая, киноварь-ректоритовая и пирит-кальцитовая. Возраст минерализации послегерцинский.

Полиметаллическая минерализация зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом встречена в самых разнообразных комплексах пород от докембрийских до нижнекаменноугольных [16]. Рудоконтролирующими структурами являются Южно-Волновахский и Северно-Волновахский разломы Южно-Донбасского краевого шва. Рудопроявления полиметаллов тяготеют к местам их пересечения с субмеридиональными нарушениями, где наиболее интенсивно проявлены окварцевание, доломитизация и кальцитизация.

Проявления свинца и цинка установлены в кварцевых, кварц-кальцит-баритовых, кальцит-доломитовых и кальцитовых прожилках и жилах среди гранитоидных пород докембрия, девонских песчаников и нижнекаменноугольных известняков. Характерные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит; реже встречаются арсенопирит и пирротин.

Наряду с этой минерализацией в районе известен стратиформный тип полиметаллической минерализации. В виде отдельных кристалликов и гнездовидных скоплениях галенит заполняет пустоты выщелачивания в девонских песчаниках. Также встречаются кварц-галенитовые маломощные прерывистые прожилки.

В зоне сочленения Донбасса с Воронежским массивом полиметаллическое оруденение наиболее широко развито на участке Старобельско-Миллеровской моноклинали, осложненном Деркульским субмеридиональным поднятием и системой разнонаправленных разломов. Здесь оруденение приурочено к карбонатным породам намурского, в меньшей мере Башкирского ярусов карбона. Рудная минерализация, представленная пиритом, офалеритом, галенитом, халькопиритом, марказитом приурочена к участкам, зонам развития доломитизированных известняков и имеет метасоматический характер. Морфологически оруденение подразделяется на рассеянную прожилково-вкрапленную площадную минерализацию и линзообразные залежи в зонах брекчированных и кавернозных известняков; третий - жильный тип, связанный с разрывными нарушениями, распространен ограниченно.

Флюорит. Большинство месторождений и проявлений флюорита, в том числе наиболее значительное из них Покрово-Киреевское, приурочено к зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Поскольку главные особенности геологического развития, тектоники, магматизма и металлогении этой зоны неоднократно рассматривались в довольно большом количестве опубликованных работ, здесь приводятся в основном новые данные, установленные или уточненные в течение нескольких последних лет и имеющие важное значение для прогнозирования и поисков новых месторождений.

В последнее время дальнейшее развитие и подтверждение получили представления о структуре зоны сочленения как типично-блоковой, наиболее отчетливо проявленной на участках пересечения разнонаправленных разломов. Благодаря ГСЗ получены новые интересные и важные материалы о глубинном строении зоны сочленения, поскольку имеющихся материалов еще недостаточно для создания надежной модели глубинного строения Восточного Приазовья.

Важное научное и практическое значение имеет выделение на границе Донбасса с Приазовьем зоны регионального Южно-Донецкого краевого глубинного разлома шириной около 30 км, играющего роль шовной структуры. В этом районе наблюдается подъем поверхности Мохо с амплитудой смещения 5-7 км, по сравнению с Главной ан-

тиклиналь Донбасса. Таким образом, здесь, несомненно, мощность земной коры уменьшается. На профиле ГСЗ Таганрог - Ново-Николаевка в структуре поверхности Мохо выделяются глубинные разломы, совпадающие с Октябрьским щелочным массивом и системой Кальмиусского разлома. Поверхность Мохо в Восточном Приазовье по этому профилю также ощутимо приподнята.

Как известно, зона сочленения Донбасса с Приазовьем характеризуется широким развитием различных по составу и возрасту магматических пород, в том числе щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород девонского возраста и посткарбонных андезит-трахандезитов, которые обнаруживают в ряде случаев тесную пространственную связь с флюоритовым оруденением. Первые определения абсолютного возраста пироксенитов, малинитов и щелочных аффузивов показали, что они образовались в интервале 360-380 млн. лет [6]. Несколько позднее были получены прямые геологические данные о докарбонном возрасте щелочных габброидов района Покрово-Киреево. В последнее время было доказано, что различные по составу девонские магматические породы, развитые на значительной площади, относятся к единой щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации [5,6], в составе которой можно выделить не менее четырех субкомплексов. Указанные исследования привели к окончательному выводу о наличии значительного временного интервала, разделяющего процессы образования щелочных пород и флюоритового оруденения и об отсутствии между ними генетических связей.

Что касается посткарбонных магматических образований Южно-Донбасского (абсолютный возраст 270-280 млн. лет) и андезит-трахандезитового (абсолютный возраст 200-230 млн. лет) комплексов, то возрастные и генетические соотношения их с флюоритовым оруденением все еще не до конца выяснены. Достоверно установлено, что в пределах Покрово-Киреевского месторождения флюоритовые руды обнаруживают пространственную связь с дайками плагиопорфиритов и нередко замещают и цементируют обломки этих пород. Кроме того, в южной части Донбасса процессы флюоритизации охватывают дайки и межпластовые залежи посткарбонных кварцевых порфиров в балке Водяная и андезитов на Вишневом участке. Были высказаны предположения о том, что флюоритовое оруденение образовалось до формирования даек андезитового состава [31], основанные на том, что одной из скважин в пределах Покрово-Киреевского месторождения вскрыты неизмененные обломки андезитов, которые сцементированы

карбонатно-флюоритовым материалом. Приведенный факт — единственный и поэтому не может служить бесспорным доказательством послерудного возраста андезитов, поскольку обломки неизмененных и слабо измененных пород различного состава довольно часто встречаются в подобных брекчиях, в том числе на Покрово-Киреевском месторождении. Учитывая изложенные данные, можно предположить, что упомянутые магматические породы образовались до формирования руд, а нередко наблюдаемое их пространственное совмещение обусловлено не парагенетическими и тем более генетическими связями, а тем обстоятельством, что магмы и рудоносные растворы поступали к земной поверхности по единым каналам — долгоживущим глубинным разломам.

Одной из наиболее характерных особенностей флюоритовых месторождений и проявлений и прежде всего Покрово-Киреевского месторождения следует считать широкое развитие в его пределах метасоматических процессов, представленных, по имеющимся данным, главным образом флюоритизацией. При этом процессы флюоритизации охватывают и глубоко перерабатывают не только карбонатные, но и силикатные породы вплоть до образования метасоматитов, содержащих до 50–60 и даже 90–95% флюорита. Характерно, что помимо фтора и, по-видимому, стронция, в ходе этого процесса не устанавливается сколько-нибудь значительного привноса других компонентов. Об этом свидетельствует, в частности, сопоставление содержаний кремнезема, суммы щелочей и окиси магния во флюоритовых рудах и известняках свиты ϵ_1^+ (см. таблицу). Как отчетливо видно, содержания кремнезема и суммы щелочей в карбонатно-флюоритовых рудах и окиси магния в смешанных рудах практически не меняются по сравнению с неизмененными породами. Для изучения особенностей вещественного состава руд рассчитан также попарный коэффициент ранговой корреляции содержаний фтористого кальция, с одной стороны, и карбоната кальция, окиси магния, кремнезема, окиси калия и серы — с другой. Проведенный анализ свидетельствует о некотором выносе рассмотренных компонентов в процессе фтористого метасоматоза. Значимая связь содержаний фтористого кальция с другими компонентами устойчиво отрицательная, что косвенно подтверждает интенсивный характер фтористого метасоматоза, сопровождающийся выносом главнейших породообразующих компонентов. Для руд месторождения характерна значимая положительная связь содержания фтористого кальция со стронцием, что убедительно подтверждается коэффициентом ранговой корреляции, который для карбонатно-флюоритовых руд, по данным 60 анализов,

Средние содержания кремнезема, суммы щелочей и окиси магния в рудах и вмещающих известняках свиты C_7^1 Покрово-Киреевского месторождения

Порода, руда	Количество анализов	Среднее арифметическое содержание, % (точность 0,95)
<u>Кремнезем</u>		
Руда карбонатно-флюоритовая	60	4,28 ± 0,71
Известняки зоны C_7^1 (вне рудного тела)	49	5,72 ± 1,15
Известняки турнейского яруса (вне рудного тела)	173	2,85 ± 0,50
<u>Сумма окислов щелочных элементов</u>		
Руда карбонатно-флюоритовая	44	0,66 ± 0,12
Известняки свиты C_7^1 (вне рудного тела)	40	0,70 ± 0,28
Известняки турнейского яруса (северная часть Покрово-Киреевского района)	44	0,96 ± 0,17
Известняки, суммарно-турнейского и вивейского ярусов (район в целом)	116	0,76 ± 0,12
<u>Окись магния</u>		
Руды смешанные	94	2,03 ± 0,35
То же (месторождения в целом)	209	1,95 ± 0,12
Известняки турнейского яруса (вне рудного тела)	124	1,43 ± 0,39
Известняки зоны C_7^1 (вне рудного тела)	64	2,09 ± 0,72

Примечание. Химические анализы выполнены в лабораториях треста "Артемгеология" и Приазовской ГРЭ Мингео УССР.

составляет +0,45. Такие повышенные содержания стронция характерны для девонского магматического комплекса, особенно для его щелочных разновидностей: малиньитоподобных пород и нефелиновых сиенитов [5].

В оплавленых силикатных породах типа плагиоспорфиров, превращенных в карбонатно-полевошпато-флюоритовые руды, устанавливается существенное повышение относительных количеств калия по сравнению с неизмененными разностями. В качестве дополнительного доказательства сравнительно небольшого привноса компонентов рудообразующими растворами, если не считать фтора, является весьма простой и устойчивый состав руд, которые представлены кроме флюорита главным образом карбонатом - кальцитом или реже доломитом и сидеритом, при незначительных количествах кварца, полевых шпатов, барита, целестина, галенита, сфалерита, пирита, халькопирита.

В последние годы открыты рудопоявления флюорита как в Покрово-Киреевском районе, особенно в его северной части (участок Вишневы), так и за его пределами (Войковская площадь, рудник Дальний, балка Водяная и др.). Все эти рудопоявления приурочены к зоне сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива, как правило, на участках, усложненных поперечными нарушениями, и локализируются в нижней части разреза турнейских известняков. Руды этих проявлений характеризуются массивной текстурой, а содержания CaF_2 в них достигают нескольких десятков процентов при значительных размерах и мощности рудных тел, изменяющейся от 0,2 - 0,3 до 1,8 м, что отличает эти рудопоявления от находок флюоритовых руд в визейских известняках. В отличие от Покрово-Киреевского месторождения большинство упомянутых проявлений сопровождается довольно интенсивным окварцеванием вмещающих их известняков.

Таким образом, наиболее надежным региональным поисковым критерием в пределах рассматриваемой территории следует считать зону глубинных разломов области сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива, которая контролирует размещение большинства известных и, по-видимому, еще не открытых месторождений и проявлений флюорита. Более разнообразными являются локальные поисковые критерии. В качестве таких критериев в пределах Покрово-Киреевского месторождения рассматриваются зоны брекчирования и дробления вблизи надвига с небольшой амплитудой смещения, причем наиболее крупные по размерам рудные тела с максимальными содержаниями флюорита приурочены к местам интенсивного дробления пород, возникшем при перемещении блоков вдоль криволинейной поверхности надвига, в то время как участки выклинивания рудных залежей соответствуют зонам притирания этих нарушений. Кроме того, для поисково-разведочных целей используется установленная на месторождении минералогическая зональность, которая выражается преимущественным развитием карбонатно-флюоритовых руд в верхней и северо-западной частях месторождения, а руд карбонат-полевошпатово-флюоритового состава - на нижних горизонтах месторождения и в его южной части. Нередко встречаются также рудные тела, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости карбонатных пород без признаков смещения, (например, на Вишневом участке) или к зонам межпластового дробления (как в балке Водяная). Только комплексное использование указанных поисковых критериев может привести к успешному завершению поисково-разведочных работ и открытию новых месторождений и рудопоявлений флюорита.

Медь. В Донецком бассейне известен ряд мелких месторождений и рудопроявлений меди, приуроченных к красноцветной формации нижней перми (картамышская свита). Отложения картамышской свиты, представленные дельтово-речными, мелководно-морскими, лагунными и континентальными осадками мощностью от 500-600 до 1500-1700 м, характеризуются повышенным фоновым содержанием меди и наличием на широкой площади во всей толще пород точечных проявлений медной минерализации. Основные рудопроявления меди сосредоточены по юго-восточному борту Бахмутской котловины, примыкающей к Донецкой складчатой области, и увязываются в единую металлогеническую зону.

Характерной особенностью картамышской свиты Донбасса, как и вообще красноцветных формаций, известных на земном шаре в отложениях всех систем, является наличие в красноцветных породах серых зон, существенным признаком которых является присутствие растительных остатков различной степени углефикации.

По мнению одних исследователей [3, 21-23], серые зоны представляют собой результат глеевого катагенеза и образовались благодаря деятельности подземных вод в периоды прогибания территории, когда в водоносных горизонтах создавались восстановительные условия за счет развития анаэробной микрофауны. Другие исследователи [2, 18] объясняют образование серых зон, объединяющих разнофациальные породы, изменениями климата во время осадконакопления.

Серые зоны в красноцветной толще картамышской свиты характеризуются более высоким фоновым содержанием меди по сравнению с измененными породами, именно к ним приурочены рудопроявления меди.

Масштабы медного оруденения невелики. Мощность рудоносных горизонтов колеблется от 0,2 до 15 м. Оруденелые участки не выдержаны по простиранию "серых зон". Содержание меди в руде - от десятых долей до целых процентов. Почти на всех рудопроявлениях установлены две зоны - окисленные и сульфидные руды. Зона окисления развита до глубины 35-40 м в зависимости от угла падения пород. Рудные минералы окисленной зоны представлены в основном малахитом и азуритом, реже встречается куприт, хризокола, сажистый халькозин, а сульфидной зоны - халькозином, халькопиритом, борнитом, ковеллином. Основной минерал рудоносных горизонтов - халькозин.

Сульфиды меди часто сопровождаются пиритом, марказитом, галенитом. Свинец является частым спутником медного оруденения; его содержание колеблется в пределах 0,01-0,1%, иногда - до целых про-

центов. Максимальные содержания свинца известны на Серебрянском проявлении — 5,71–10,12%. В этом рудопроявлении свинец преобладает над медью. Медное оруденение сопровождается также повышенными содержаниями цинка, обычно составляющими сотые-десятые доли процента. На Суходольском рудопроявлении его содержание в медных рудах достигает 1,02%. В единичных случаях медной минерализации отсутствует ванадий. Максимальное содержание ванадия установлено на Клиновском рудопроявлении в конкрециях халькозина (0,27%).

Сульфидная медная минерализация образует скопления мелких кристаллов, реже — равномерно-распределенную вкрапленность в терригенных осадках (преимущественно в песчаниках). Нередки конкреционные образования карбонатного и глинистого состава с выделениями халькозина и других сульфидов, либо полностью состоящие из халькозина. Очень часты псевдоморфозы медных минералов по растительным остаткам. Наблюдается также выполнение трещинок в терригенных породах и известняках.

По вопросу генезиса описанных медных проявлений нет единого мнения. Существующие представления о генезисе медных руд в медистых песчаниках Донбасса можно свести к двум основным гипотезам — сингенетической и полистадийной. Сторонниками сингенетической гипотезы являются геологи треста "Артемгеология" В.В.Грабянский, Н.Н.Грабянская, А.М.Эдельман [7,8], Л.П.Нестеренко [18], И.М.Беспалов [2] и др.

В Секторе металлогении разрабатывается гипотеза полистадийного генезиса медных руд как часть проблемы экзогенного эпигенетического рудообразования [15]. По нашему мнению, медистые песчаники Донбасса были сингенетически обогащены медью, что дает повышенный кларк меди в этих отложениях по сравнению с выше- и нижележащими. Рудные же концентрации образовались в результате процессов эпигенеза.

В настоящее время в результате изучения красноцветных формаций и связанных с ними месторождений типа медистых песчаников появилось ряд новых данных, свидетельствующих в пользу эпигенетического происхождения медной минерализации [8,21–23].

Изучение особенностей распределения изотопов серы на месторождениях типа медистых песчаников, проведенное В.М.Белым [1] во многих меденосных провинциях земного шара, указывает на экзогенную эпигенетическую природу сульфидной серы в рудах. Для Донбасса им установлено резкое обогащение сульфидов медных руд изотопом

δ^{32} (δ^{32} до $-30,0 + -40,0\%$) и относительно небольшие пределы колебаний изотопных отношений. Механизм образования столь легких и однородных по изотопному составу серы сульфидов можно объяснить многократным прохождением сульфидной серы через стадию окисления-восстановления, что возможно на выклинивании двигавшихся зон пластового окисления.

Изотопные данные достаточно хорошо согласуются с геологическими. На развитие процессов вторичной, эпигенетической концентрации меди указывают такие особенности месторождений, как приуроченность оруденения к наиболее проницаемым сероцветным (восстановленным) породам в толще красноцветных (окисленных), наличие в залежах растительных остатков, замещенных медными минералами, размещение месторождений вдоль выходов пластов песчаников под четвертичную поверхность по юго-восточному борту котловины, примыкающей к Донецкому складчатому сооружению.

Наиболее интенсивно эпигенетическое рудообразование протекало, очевидно, в периоды воздымания территории Донбасса, изменения наклона пластов, перемещения нижней границы зоны гипергенеза.

Таким образом, анализ особенностей строения и развития Донецкой металлогенической провинции свидетельствует о том, что возможности открытия в рассматриваемом регионе новых месторождений ртути, свинца, цинка, меди, флюорита и других видов минерального сырья, особенно месторождений, не выходящих на дневную поверхность, далеко не исчерпаны. Проведенными исследованиями доказано наличие в пределах этой территории различных типов оруденения и установлено распространение ртутного оруденения на значительные глубины, по существу, без изменения состава руд и содержания в них металла. Получены интересные данные о строении зон глубинных разломов, их неоднократной тектономагматической активизации, о возрасте оруденения и генетических соотношениях с проявлениями магматизма. Использование полученных результатов в практике поисково-разведочных работ будет способствовать, с одной стороны, введению новых дополнительных площадей для постановки поисково-разведочных работ на ртуть, свинец, цинк, флюорит и другие металлы, а с другой - позволит более обоснованно оценить возможности открытия новых рудных тел и месторождений на больших глубинах в пределах уже установленных, прежде всего, ртутных рудных полей.

Вместе с тем не все важные и интересные вопросы металлогении данной территории решены с исчерпывающей полнотой и детальностью. По-видимому, следует продолжать начатые исследования минерального состава ртутных и других месторождений, периодически уточнять их возраст, а также тщательно обобщать новые и снова анализировать уже известные материалы, касающиеся генетических связей оруденения и пространственно совмещенных с ним магматических пород. Работы по изучению околорудных метасоматитов и оценке их поискового значения, по существу, только начаты. Необходимо расширить исследования по изучению физико-химических условий образования приведенных месторождений с помощью термодинамических, термобарометрических и других методов. В данном районе не решен и даже детально не обсужден вопрос о возрастных, тектонических и генетических соотношениях типогенного и гипергенного оруденения, что может иметь большое практическое значение. Все эти и некоторые другие не менее важные и интересные вопросы будут разрабатываться Сектором металлогении в ближайшем будущем.

Радиоактивные элементы в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях Доно-Днепровского прогиба

В настоящем разделе обобщены радиогеохимические исследования осадочных и вулканогенно-осадочных формаций в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине — наиболее крупных регионах Доно-Днепровского прогиба.

В этих регионах по условиям формирования, парагенезису, возрастному и пространственному отношению, палеогеографическим и литофаціальным условиям выделяются следующие формации и формационные комплексы [17, 24]:

1) девонская терригенно-галогеенно-вулканогенная; 2) нижне-среднекарбонная карбонатная; 3) карбонная терригенно-угленосная; 4) верхнекарбонная-нижнепермская галогеенно-красноцветная и 5) верхнепермская-триасовая пестроцветная формации, которые отражают субгессинклинальный этап развития прогиба, а также 6) мезозойский карбонатно-терригенный; 7) палеогеновый морской терригенный; 8) неогеновый континентальный терригенный формационные комплексы, которые характеризуют платформенный этап развития.

Терригенно-галогеенно-вулканогенная формация девона характеризуется сложным строением и разнообразным составом осадочных и вулканогенных пород. Осадочные образования представлены терриген-

ными, хемогенными и биогенными породами. Вулканические образования относятся к щелочной оливин-базальтовой формации с подчиненным развитием щелочно-ультраосновных пород.

Пестрый состав отложений в разрезе формации определяет резкую дифференциацию содержаний в них урана и тория. Минимальными содержаниями радиоактивных элементов (РЭ) характеризуются соли - 0,5-0,6 г/т. Незначительное повышение содержания урана и тория в ангидритах и гипсах (1,5 г/т) связано с присутствием терригенного материала и сульфидов. По мере увеличения глинистости растет радиоактивность известняков - до 4,1 г/т урана и 8,8 г/т тория. В терригенных породах концентрация урана и тория колеблется в пределах 3-4 и 11-15 г/т соответственно.

Содержание урана в пирокластических породах изменяется в пределах 4-7 г/т. Эти породы содержат значительное количество тория, достигающее в единичных пробах 40-50 г/т, что связано, вероятно, с увеличением количества акцессорных торийсодержащих минералов.

Распределение урана и тория в излившихся породах неравномерно. Базальты, андезиты, трахиандезиты содержат урана от 3,8 до 4,1 г/т. Наиболее високорадиоактивными породами среди вулкаников являются кератофиры (до 6,0 г/т урана и до 20 г/т тория). Такие же средние величины РЭ характеризуют породы фундамента ДДВ (граниты и граносиениты).

Карбонатная формация карбона сложена известняками и доломитами с редкими прослоями терригенных пород. В целом отложения карбонатной формации характеризуются низкими содержаниями РЭ (порядка 2,1 г/т урана и тория) и равномерным их распределением. Терригенные компоненты разреза также характеризуются низкими содержаниями урана и тория: песчаники - 2,5 г/т урана и 9,5 г/т тория; алевролиты - 2,0 г/т урана и 11,0 г/т тория; аргиллиты - 5,0 г/т урана и 5,5 г/т тория. В зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом наблюдается увеличение кларковых содержаний урана в известняках и доломитах до 5,3-5,8 г/т, не характерное для данного типа пород, и в терригенных отложениях (до 4,5 г/т в песчаниках), что очевидно, следует связывать с близостью области сноса, широким развитием вторичных процессов, влиянием тектонической активизации.

Терригенно-угленосная формация карбона представляет толщу флишеидного типа ритмического чередования аргиллитов, алевроли-

тов, песчаников с более редкими слоями известняков и каменного угля.

Средние содержания РЭ в отложениях фации довольно близки как в разрезе, так и по площади. Характерной чертой этих отложений являются упорядоченность распределения РЭ в ряду песчаники (2,0 г/т урана и 5,0 г/т тория) - алевриты (3,3 г/т урана и 9-10 г/т тория) - глины (4,5 г/т урана, 11-12 г/т тория) и приуроченность наиболее высоких содержаний урана к глинам, аргиллитам, глинистым сланцам, что является, согласно сводке А.А.Смылова [21], отличительной чертой радиогеохимии флишеидных толщ. Известняки, как правило, отличаются низкой ураноносностью и ториеносностью (2,5 и 2,3 г/т соответственно).

Большинство углей различных марок характеризуется низкими содержаниями урана и тория (2 г/т), которые не зависят от марки углей. Это говорит об отсутствии зависимости содержаний РЭ от степени метаморфизма. В распределении урана в углях главную роль играют стратиграфо-литологические факторы, а также тектонический режим и палеогеографическая обстановка бассейна угленакопления. В формировании контрастного геохимического фона существенное значение имели эпигенетические процессы, которые с наибольшей интенсивностью проявились в связи с тектонической активизацией региона в верхнем палеозое.

В вертикальном разрезе терригенно-угленосной фации улавливается закономерность снижения ураноносности сверху вниз - от верхнего и среднего к нижнему карбону. Так, в среднем для терригенных пород верхнего карбона характерны 5,1 г/т урана и 12,0 г/т тория, среднего карбона - 4,0 г/т урана и 8,0 г/т тория, нижнего карбона - 3,0 г/т урана и 8,0 г/т тория.

По площади распространения терригенно-угленосной фации можно отметить два района с несколько повышенным фоном урана - это северо-западный Донбасс (4,5 г/т урана в среднем для фаций) и Волновахская зона разломов (5,3 г/т урана). Содержание урана в песчаниках этих районов составляет 4,4-5,0 г/т, что в 2-2,5 раза превышает обычный для песчаников терригенно-угленосной фации фон.

Галогенно-красноцветная фация позднего карбона - ранней перми в нижней части сложена почти исключительно терригенными красноцветными осадками (красноцветная субфация $C_3 - P_1 Kr$), верхняя часть ее преимущественно галогенно-карбонатная (галогенно-карбонатная субфация $P_2^{nk+sl+km}$).

Для красноцветной субформации ДДВ и локальных впадин Северо-Западного Донбасса характерны довольно низкие содержания урана (в среднем 2,3 г/т) и тория (5-10 г/т), что отвечает, по-видимому, сингенетическому накоплению. Вблизи зон разломов глубокого заложения ураноносность пород красноцветной подформации в 5-6 раз выше.

Для отложений галогенно-карбонатной подформации в целом характерны еще более низкие содержания урана и тория (1-3 г/т и менее). Наименьшими количествами РЭ обладают породы в Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах.

На этом фоне низких первично-седиментационных содержаний РЭ устанавливаются концентрации урана, превышающие кларковые, в галопелитах солянокупольных структур ДДВ (4,2 г/т урана и 4,5 г/т тория). Радиоактивные элементы в каменных солях связаны главным образом с терригенной составляющей - пелитовой фракцией, представленной гидрослюдой с примесью хемогенных минералов [30].

Породам завершающих стадий галогенеза - калийным солям свойственны резкие колебания содержаний РЭ и более низкие значения средних содержаний. Раздельные анализы воднорастворимой части и нерастворимого остатка показывают, что основная часть РЭ в калийных солях находится в воднорастворимой форме. Средние содержания урана и тория в воднорастворимой форме - 4,3 г/т урана и 3,7 г/т тория, в нерастворимом остатке - 3,5 г/т урана и 1,8 г/т тория при отношении тория к урану 0,9 и 0,5 соответственно.

Такая радиогеохимическая характеристика распределения и форм вхождения радиоактивных элементов в солях объясняется сохранением их миграционной способности в геохимической обстановке ранних и средних стадий галогенеза, накоплением их в остаточных рассолах и осаждением в условиях, близких к эвтонике.

Пестроцветная формация поздней перми-триаса, отражающая конечный этап формирования Донецкой субгеосинклинали, может рассматриваться как аналог молассовых формаций.

Фоновое содержание урана и тория в ней невысокое - от 1,3 до 2,8 г/т урана и 7,7-9,9 г/т тория. В ряду песчаники - алевролиты - глины средние содержания РЭ закономерно возрастают, что соответствует упорядоченному распределению [29]. Одновременно возрастает неравномерность их распределения.

Породы пестроцветной формации в зонах крупных региональных разломов характеризуются более высокими содержаниями урана, чем

на остальной площади — в среднем 4,3 г/т. Сравнительно высокое содержание урана в породах, прилегающих к разломам, объясняется, по-видимому, наличием вдоль разломов восстановительных геохимических барьеров.

Для отложений пестроцветной формации вообще характерно широкое развитие процессов перераспределения урана за счет восстановительного эпигенеза.

Платформенные формационные комплексы Доно-Днепровского прогиба слабо изучены с точки зрения радиогеохимии. По ним приводятся лишь самые общие сведения.

Мезозойский-карбонатно-терригенный формационный комплекс в основании сложен юрскими континентальными песчано-глинисто-углистыми образованиями и мелководно-морскими карбонатно-терригенными. Среднее содержание урана для формации в целом 2,3 г/т, тория 5,7 г/т (от 4,0 г/т в мергелях и песках до 9,4 г/т в глинах). Юрские осадки перекрываются нижнемеловыми континентальными песчано-глинисто-углистыми образованиями и мергельно-меловой толщей верхнего мела.

Содержание урана в терригенных осадках 2,3 г/т, с колебаниями от 1,6 г/т в песчаниках и песках до 4,0 г/т в алевролитах; содержание тория 3,7 г/т, с колебаниями от 2,0 г/т в фосфоритах и пачаниках до 8,5 г/т в глинах. Мергель и мел содержат 2,3 г/т урана и менее 2,0 г/т тория.

Палеогеновый морской и неогеновый континентальный терригенные комплексы. Сложены преимущественно песками и глинами с прослоями мергелей и фосфоритонесных пород. Среднее содержание урана 1,5 г/т, тория 3,6 г/т. Низкие содержания РЭ можно объяснить хорошей промывкой, сортировкой и разделением терригенного материала при формировании осадков.

Изложенный материал по радиогеохимическому изучению осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Доно-Днепровского прогиба позволяет сделать следующие выводы.

1. В разрезе осадочных формаций наблюдается в общем уменьшение содержания урана от более древних формаций к более молодым. Такая закономерность может свидетельствовать об уменьшении общего количества урана в осадках с ходом геологического времени.

2. Минимальные содержания РЭ свойственны галогенно-карбонатным и карбонатным формациям, максимальные — терригенно-вулканогенным и терригенным, что согласуется с условиями осадконакопления этих формаций и формами нахождения в них урана и тория...

3. Результаты радиогеохимического картирования Донг-Днепровского прогиба позволяют выделить зоны с неоднородным распределением радиоактивных элементов. Такая геохимическая зональность обусловлена проявлением двух групп процессов: сингенетических (осадконакопления и магматизма) и эпигенетических преобразований, вызванных деятельностью подземных вод [29]. Процессы метаморфизма, проявившиеся в Донбассе, не оказали существенного влияния на перераспределение РЭ. Главная роль в их перераспределении принадлежала диагенетическим и эпигенетическим процессам. Существенное значение имели восстановительные эпигенетические процессы.

1. Белый В.М. Изотопный состав серы в месторождениях типа медистых песчаников и его генетическое значение. - В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 311-334.

2. Беспалов И.М. О происхождении меденосных пестроцветных формаций. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов. Фрунзе, 1979, с. 95-103.

3. Борисенко В.Н., Никитина И.Б. Миграция и концентрация меди при глеевом катагенезе в породах красноцветной формации. - В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 205-224.

4. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. - Киев: Наук. думка, 1975. - 284 с.

5. Гоньяшкова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Проявление щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 9, с. 3-14.

6. Гоньяшкова В.И., Васильева Г.Д., Игамбердиев Ш.Х. и др. Новые данные о вещественном составе субщелочных ультрабазитов Приазовья. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 11, с. 15-30.

7. Грабянский В.В., Эдельман А.М. Медистые песчаники Донбасса. - В кн.: Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 37-48.

8. Грабянская Н.Н., Эдельман А.М., Грабянский В.В., Юдельсон А.А. О перспективах открытия промышленных месторождений меди в Донбассе. - Разведка и охрана недр, 1967, № 12, с. 27-29.

9. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Простерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. - М.; Л.: Наука, 1965. - 803 с.

10. Жулид В.А. Характер и распределение гидротермальной минерализации Северной антиклинали Донбасса. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966, с. 46-47.

11. Корчемагин В.А., Панов Б.С., Бутурлинов Н.В. и др. Изотопный состав кислорода гидротермальных кварцев Донбасса и Сакоини. - В кн.: VI Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М., 1976, с. 174-177.

12. Кузнецов Ю.А. Новый тип золотого оруденения в Донецком бассейне. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1973, вып. 3, № 27, с. 247-249.

13. Кузнецова С.В. О рудной минерализации северо-западного Донбасса. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1971, вып. 2, № 25, с. 11-123.

14. Кузнецова С.В., Скаржинский В.И. К вопросу об условиях образования и возрасте Никитовского сурьмяно-ртутного месторождения в Донецком бассейне. - Докл. АН СССР, 1966, 170, № 6, с. 1383-1385.
15. Лагутин П.К., Сушук Е.Г. Медная минерализация в песчаниках Донбасса. - В кн.: Геология и геохимия рудопоявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1973, с. 88-100.
16. Лазаренко Б.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна: в 2-х т. - Киев: Наук. думка, 1975. Т. I. - 753 с.
17. Металлогения Украины и Молдавии. - Киев: Наук. думка, 1974. - 508 с.
18. Нестеренко Л.П. Медистые песчаники нижней перми Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого бассейна. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов. Фрунзе, 1979, с. 87-94.
19. Никольский И.Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донбасса. - Донецк: Изд-во Донецк. индустриальн. ин-та, 1959. - 87 с.
20. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Виноградов В.И. Изотопный состав серы ртутных месторождений. - В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 84-105.
21. Перельман А.И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников. - Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 28, с. 5-27.
22. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. - М.: Недра, 1968. - 316 с.
23. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. - Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 70, с. 30-99.
24. Проблемы металлогении Украины. - Киев: Наук. думка, 1964. - 256 с.
25. Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. - Киев: Наук. думка, 1973. - 203 с.
26. Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А. и др. Новое в геохимии ртути. - Геология рудных месторождений, 1972, 14, № 4, с. 17-30.
27. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. - Л.: Недра, 1968. - 231 с.
28. Смыслов А.А., Титов В.К., Шор Г.М. Принципы радиогеохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 204-209.
29. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В 3-х т. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. - 574 с.
30. Хрушов Д.П., Лепкий С.Д. Особенности распространения урана и тория в соленосных формациях Украины. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 10-11.
31. Царовский И.Д. Нефелиновые сиениты Среднего Приднепровья и Приазовья. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.; Л.: Наука, 1964, с. 272-276.

А.А.Гойжевский

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
В МЕТАЛЛОГЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА УКРАИНСКОГО ШИТА

Распределение полезных ископаемых в осадочном чехле Украинского шита и его склонов как по площади, так и в разрезе определяется рядом факторов, однако одним из главнейших является фактор тектонический. Тектонические движения, в первую очередь вертикальные перемещения блоков, определяли на различных отрезках геологического времени рельеф дневной поверхности, а следовательно, площади областей сноса и седиментации (морской и континентальной), пути транспортировки материала, фациальные условия на площадях седиментации, возникновение эпох корообразования, интенсивность сноса и осадконакопления, условия сохранности осадков и заключенных в них полезных ископаемых и др.

Анализ фактического материала на основе мезокайнозойского структурного плана показал, что зоны разломов, развивавшихся в мезокайнозое, определяли границы распространения как морских, так и континентальных осадочных толщ. Более того, в них от блока к блоку изменяется фациальный характер разновозрастных отложений.

Был рассмотрен ход развития территории шита и его склонов, определявшийся различного типа тектоническими движениями, для которых наметилась четко выраженная цикличность. Последняя заключается в определенной последовательности тектонических режимов и их повторяемости. Цикличность развития зафиксирована в строении осадочного чехла.

Общим для циклов является, во-первых, формирование в начале их континентальных, в различной степени угленосных отложений, которые вскоре сменяются морскими осадками. Во-вторых, нижняя часть морских осадков преимущественно песчано-глинистая, а верхняя существенно карбонатная. В-третьих, если для начала циклов характерно преобладание среди глинистых минералов каолинита, то вверх по разрезу господствующими становятся гидрослюда и монтмориллонит. Вместе с тем отдельные циклы имеют значительное отличие, что связано с различными причинами, в частности с изменениями климата.

Выделено несколько эпох интенсивного (каолинитового и даже латеритного) выветривания, а именно: в средней яре, во второй половине раннего мела, в палеоцене - среднем эocene, в конце олигоцена - раннем миоцене, в понт-киммерие.

Каждый из циклов начинался резко дифференцированными движениями блоков, что приводило к распаду поверхности на разновысотные участки, что в свою очередь стимулировало развитие кор выветривания; на опущенных блоках накопились континентальные угленосные отложения. При последующем эпейрогеническом опускании интенсивность корообразования резко снижалась, области континентальной седиментации заливались морем. Трансгрессии морей быстро достигали своего максимума, после чего начиналась регрессия, вначале медленная, затем ускоренная. Последняя происходила в условиях подравнивающих движений блоков — высотная дифференцированность их становилась минимальной.

Таким образом, циклы распадаются на несколько этапов, каждый из которых отличается своим тектоническим режимом, условиями седиментации, а следовательно, фаціальным составом осадков и своим набором полезных ископаемых. Выделяются следующие этапы:

1. Этап корообразования. Первичные каолины, латеритные бокситы, никелевые руды, легкообогатимые графитовые руды, бурные железняки, элювиальные россыпи.

2. Предтрансгрессионный этап. Бурый уголь, торф, вторичные каолины, бокситы, цветные и редкие металлы хемогенного способа накопления, кремнистые породы, россыпи.

3. Этап трансгрессии. Кремнистые породы, стекольные пески. Месторождения железа и марганца, фосфориты, монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины.

4. Этап начальной регрессии. Богатые и обширные прибрежно-морские россыпи, монтмориллонитовые и палыгорскитовые глины, карбонатные породы.

5. Этап ускоренной регрессии и выравненной суши. Карбонатные и глинистые породы, пески.

Таким образом, выяснилась совершенно закономерная связь тех или иных полезных ископаемых с определенными горизонтами осадочного чехла. Что касается распределения по площади, то здесь наблюдается не менее четкая приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к блокам и их группам, находившимся в оптимальных для образования данного полезного ископаемого условиях.

Так, месторождения латеритных бокситов, силикатных никелевых руд, бурых железняков, легкообогатимых графитовых руд развиты далеко не всюду там, где есть исходные кристаллические породы, а сосредоточены на отдельных блоках, особенно высоко поднятых в эпо-

хи корообразования. Это Голованевский блок Уманской глыбы, Кироворожский, Пятихатский и Верховцевский блоки Среднеднепровской глыбы и др. Ярким примером является и площадное распространение бучакских бурных углей; так, 70% запасов их сосредоточено на Кировоградской и Среднеднепровских глыбах, которые в мезозое занимали высокое положение, вследствие чего была выработана густая сеть глубоких долин, а в среднем эоцене были сильно опущены, что благоприятствовало развитию обширных торфяников. Такие же примеры можно привести для россыпей, аллювиальных и морских, осадочных бокситов, скоплений различных металлов, образовавшихся хемогенным путем и др.

Следовательно, создание мезокайнозойского структурного плана, расшифровка истории его развития, изучение особенностей фациального состава мезокайнозойских отложений, воссоздание палеогеографических обстановок для отдельных отрезков времени с учетом имеющихся данных по полезным ископаемым позволяет довольно четко представить распределение полезных ископаемых в осадочном чехле Украинского щита и его склонов, определить закономерности образования и распространения их как в разрезе, так и по площади. При этом должны учитываться металлогенические особенности тех участков докембрийского фундамента, которые являлись поставщиком материала для данного района седиментации. Эти участки определены с помощью карты древних долин, являющихся путями транспортировки, а также с помощью карт реконструкции рельефа отдельного отрезка времени. Методика составления последних карт разработана, для некоторых отрезков времени они уже составлены.

Таким образом, в настоящее время составлены прогнозные карты для среднеюрских и нижнемеловых континентальных отложений.

УДК [Б53.068.24+55].767(477)

О.Б.Шевченко

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СРЕДНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

Решение проблемы прогноза осадочных месторождений полезных ископаемых состоит в углубленной разработке вопросов палеогеографии, палеотектоники, палеоклиматологии, в выяснении структурно-формационных, фациальных, геохимических особенностей областей пи-

тания и седиментации эпохи рудообразования, в расшифровке первично-седиментационных и диагенетических процессов рудообразования [4]. Именно с таких позиций была предпринята попытка прогнозирования месторождений полезных ископаемых среднеюрской и раннемеловой эпох рудообразования на Украинском щите и его склонах, в частности на предтрансгрессионных, т.е. континентальных этапах их тектонических циклов [2].

Сложные и разнообразные, с рядом характерных особенностей в литолого-фашиальном, структурно-формационном и геохимическом аспектах разновозрастные континентальные угленосно-терригенные формации вместе с тем характеризовались одноплановостью и цикличностью тектоно-седиментационного развития. Палеотектонический режим региона обусловил продвижение границы области седиментации и миграцию синхронных континентальных формаций на шит в байосе и бате со стороны ДДВ, а в готерив-барреме и апт-альбе как со стороны ДДВ, так и Причерноморской впадины. При этом территория области сноса (а следовательно, и области питания) во времени постепенно сокращалась, а территория области седиментации расширялась; и если в байосе осадконакопление осуществлялось на северо-восточном склоне щита, в бате — на северо-восточном склоне щита и на прилегающих участках Волынской глыбы, то в готерив-барреме и апт-альбе условия континентальной седиментации распространились уже на северо-восточный, юго-западный и южный склоны, а также частично на северную и центральную части щита — на Волынскую, Подольскую, Кировоградскую глыбы и на Приазовский массив.

Одновозрастная континентальная угленосно-терригенная формация представлена двумя четко выделяющимися субформациями, соответствующими двум фазам седиментогенеза, которые повторялись с вековым периодом цикличности в байосе, бате, готерив-барреме, апте и альбе [3].

Отложения нижней терригенной субформации накапливались в флювиальной обстановке аккумулятивной равнины в условиях разноамплитудных и разнонаправленных движений блоков со значительными перепадами высот рельефа. В состав субформации входят русловые и пойменные отложения древних рек, представленные гравелисто-галечным, песчаным, каолиновым, бокситовым комплексами фаций. Отложения субформации залегают в древних долинах и прослеживаются извилистыми, разветвленными полосами шириной 1-5 км, длиной от нескольких километров до нескольких сотен километров.

Накопление верхней угленосной субформации — фации сильно углистых пиритизированных глин, песков, песчаников, алевроитов, лигнита, бурого угля — происходило в условиях озерно-болотной обстановки низменной прибрежной равнины при стабилизации и затухании блоковых движений в области сноса, подравнивании и медленном погружении блоков в области континентальной седиментации. Границы распространения озерно-болотных фаций контролировались предельно опущенными блоками, на которых образовывались торфяники и озера; повсеместно меандрирующие и мигрирующие реки откладывали тонкозернистый песчано-глинистый и растворенный материал, а также растительный детрит. Отложения верхней субформации либо перекрывают породы нижней субформации (в пределах долин), либо залегают непосредственно на более древних породах (на пониженных водоразделах). Наиболее широко развиты отложения субформации в байосе, в нижнем меду они распространены незначительно.

В байосских и батских отложениях известны повышенные содержания титана, циркония, золота в русловых и пойменных фациях; кобальта и никеля в пойменных фациях; цинка, свинца, галлия, иттрия в озерно-болотных фациях. Титан и цирконий в батских отложениях концентрируются в циркон-рутил-ильменитовых россыпях, имеющих иногда промышленное значение. Отложения нижнего мела характеризуются повышенным содержанием свободного глинозема в пойменных и пролювиальных фациях; титана и циркония в русловых и пойменных фациях; свинца, цинка и некоторых редких элементов в озерно-болотных и пойменных фациях. Известны промышленные месторождения алюминия (бокситы и высокоглиноземистые вторичные каолины), титана и циркония (циркон-ильменитовые россыпи).

Байосская, батская, готерив-барремская и апт-альбская формации развивались в целом однопланово [3, 67]; в обстановке гумидного климата с вековой периодичностью возникали условия, при которых в пределах постепенно расширяющихся аккумулятивных равнин накапливались континентальные отложения, формирование комплексов фаций (субформаций) которых обуславливалось определенной тектоно-генетической фазой седиментации. Постоянство (для отдельных регионов) областей питания, особенностей мобилизации материала, направлений и способов его транспортировки, наличия благоприятных фаций и геохимических обстановок для того или иного элемента — все это позволяет сделать вывод о закономерностях локализации полезных компонентов во времени и пространстве, определявшихся теми же тектоно-

генетическими фазами седиментации, с учетом развития в области питания пород с повышенным содержанием рудного элемента и миграции фаций вслед за границей области седиментации с приближением к источнику сноса.

Основной областью питания на протяжении мезозоя являлись кристаллические породы Украинского щита и их кора выветривания. Четко прослеживаются закономерности локализации рудных концентраций в тех или иных благоприятных фациях области континентальной седиментации в зависимости от металлогенических особенностей области питания.

Габбро-анортозиты Коростенского комплекса и их кора выветривания, с которыми связана титановая и циркониевая минерализация, кислые породы того же комплекса, с которыми связано олово, являлись в среднеюрское и раннемеловое время областью питания для континентальных формаций, развивавшихся на Волынской глыбе щита и северо-восточном его склоне. Мобилизация, дифференциация и обогащение ильменита, рутила, циркона, касситерита начинались уже в процессе выветривания и заканчивались при переносе водными потоками образованием россыпей в русловых и пойменных фациях нижней терригенной субформации.

Единичные точки минерализации золота в русловых фациях байоса на северо-восточном склоне щита свидетельствуют о возможном образовании здесь россыпей золота.

Породы Подольского комплекса и их кора выветривания, с которыми связана редкоземельная минерализация, в апт-альбское время являлись областью питания для угленосно-терригенной формации, развивавшейся на Волынской, Подольской глыбах щита и его северо-восточном и юго-западном склонах, пойменные и русловые фации которой могли вмещать россыпи того же состава. В это же время щелочные и кислые породы Приазовского массива с их редкометальной минерализацией питали реки бассейна Коньско-Ядвигской впадины, где было возможно образование редкометальных россыпей.

Бокситы и бокситовидные породы формировались за счет размыва латеритных кор выветривания, причем материал переотлагался главным образом временными потоками при незначительной дальности переноса. Перспективными на бокситы являются проловиальные и пойменные комплексы фаций нижней терригенной субформации, приуроченные к зоне сочленения областей сноса и континентальной седиментации на северо-восточном склоне в байосе и бате, на Волынской глыбе — в бате

и апт-альбе, на Кировоградской глыбе и южном склоне щита - в готерив-барреме и апт-альбе. При этом независимо от состава первичных пород и продуктов их выветривания бокситы в континентальных отложениях могли формироваться на стадии эпигенеза [17]. Высокоглиноземистые вторичные каолины образовывались за счет переотложения каолиновой коры выветривания постоянными и временными потоками; перспективными являются пойменные каолиновые комплексы фаций терригенной субформации нижнего мела и в меньшей степени бата на Волянской, Кировоградской глыбах и южном склоне щита.

Породы питающих провинций характеризуются повышенным содержанием свинца, цинка (зона Звиздаль-Залесского разлома) и редкометалльных элементов. Эти элементы в рассматриваемые эпохи рудообразования переносились поверхностными водами в виде сложных металлоорганических соединений - гуматов, либо сорбированными на пелитовых глинистых и органических частицах и накапливались в старичных озерах, болотах, торфяниках, на поймах. Сорбция, а также восстановление и соосаждение элементов происходили и на стадии диагенеза, так как на этой стадии выделяется основная масса газовых восстановителей при разложении растительного детрита и образуется пирит, что активно способствует концентрации элементов, обогащающих систему осадок - иловый раствор. На интенсивность протекания раннедиагенетических процессов влияли блоковые движения, что сказывалось на сохранности осадка и физико-химическом равновесии его и придонных иловых вод. Перспективными на обнаружение промышленных концентраций свинцово-цинковых и других руд, образующихся подобным путем, являются углистые озерно-болотные фации верхней угленосной субформации, а также иногда пойменные углистые фации нижней терригенной субформации байосских, батских и нижнемеловых отложений северо-восточного и южного склонов щита.

Таким образом, закономерности локализации полезных ископаемых в континентальных формациях среднеюрской и раннемеловой эпох рудообразования можно выразить следующей схемой:

О б л а с т ь п и т а н и я
О б л а с т ь к о н т и н е н т а л ь н о й
 с е д и м е н т а ц и и

УГЛЕНОСНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Нижняя терригенная субформация: аллювиальные, аллювиально-делювиальные, пролювиальные русловые и пойменные фации — россыпи циркон-ильменитовые, касситеритовые, редкометалльные и редкоземельные; бокситы, высокоглиноземистые каолины

Верхняя угленосная субформация: озерно-болотные и делювиально-аллювиальные фации — свинцово-цинковые руды

Редкометалльные и другие руды, образующиеся хемогенным путем.

Таковы закономерности размещения полезных ископаемых по разрезу; в латеральном направлении россыпи и бокситы локализуются вблизи зоны сочленения областей сноса и седиментации; руды, образовавшиеся хемогенным путем, находятся на некотором удалении от границы области континентальной седиментации, в пределах низменного заболоченного побережья.

1. Геворкьян В.Х. Геология нижнемеловых отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — Киев: Наук. думка, 1976. — 158 с.

2. Гойжевский А.А. Мезокайнозойские тектонические движения Украинского щита и роль их в образовании полезных ископаемых: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Киев, 1975. — 50 с.

3. Гойжевский А.А., Шевченко О.Е. Циклы мезокайнозойского осадконакопления на Украинском щите. — Геол. журн., 1978, вып. 6, с. 1-9.

4. Сапожников Д.Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. — М.: Недра, 1972. — 208 с.

5. Шевченко О.Е., Гойжевский А.А., Ребенков Д.Ф. Условия образования континентальной бокситоносно-угленосной формации нижнего мела на южном склоне Украинского щита. — Докл. АН УССР, 1977, № 1, с. 25-29.

6. Шевченко О.Е. Некоторые особенности седиментационной обстановки на северо-восточном склоне Украинского щита в байосское время. — Докл. АН УССР, 1979, № 1, с. 13-17.

СТРУКТУРНЫЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 551.243:553:550.4

Г.В.Тохтуев

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Структурные исследования рудоносных площадей проводятся отделом структур рудных полей и месторождений по следующим основным направлениям:

1. Закономерности размещения структур рудных районов, полей и месторождений.
2. Структурные условия формирования и локализации рудных концентраций.
3. Структурный контроль оруденения, выявление и всестороннее изучение различных типов структур, благоприятных для концентрации рудного вещества.
4. Разработка структурных поисковых критериев руд различных металлов.
5. Прогнозирование рудоносности новых перспективных площадей и участков и прогноз рудоносности на глубину и по простиранию в пределах разрабатываемых рудных полей и месторождений.

В результате исследований, проводившихся по указанным направлениям, получены такие результаты:

1. Впервые открыты и детально изучены структуры будинаж в пределах Украинского шита. На основе проведенных исследований разработана научно обоснованная система современных представлений о будинаже как самостоятельной структурной форме и ее значении в формировании и локализации оруденения [5]. Выполненные по этой проблеме детальные разработки, сопровождаемые обобщением обширных

литературных данных, позволили характеризовать будинач как оригинальный, важный тип структур, впервые установить широкое разнообразие его генезиса, условий и механизмов образования, морфологии, морфометрии, закономерностей пространственного размещения и взаимосвязи с другими типами структур. Особенно важным является впервые установленный факт большого значения будинача в локализации оруденения, подтвержденный многочисленными примерами для месторождений самых различных полезных ископаемых. Эти исследования внесли существенный вклад в структурную геологию и учение о структурах рудных полей и месторождений.

2. Выявлены и изучены закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Установлена общность морфологии и механизма образования таких совершенно различных структурных форм, как будинач, соляные диапиры, гранито-гнейсовые купола [67]. В планетарном масштабе к ним близка морфологическая изменчивость мощности гранитной и базальтовой оболочек земной коры. Механизм образования всех этих мезо-, макро- и мегаструктур заключается в волнообразных поперечных колебаниях мощности отдельных слоев, толщ, оболочек, вследствие чего возникают периодически чередующиеся раздувы и утонения мощности. Общность морфологии и механизма образования этих резко отличающихся структурных форм представляет широкие возможности для использования в проводимых исследованиях метода аналогий, сопоставлений и сравнений структур в различных породах и толщах.

3. Разработаны поисковые критерии железистых кварцитов и богатых руд докембрия Украинского щита, базирующиеся на обширных данных современной изученности геологического строения, истории геологического развития и выявленных закономерностей образования, локализации и размещения полезных ископаемых [67]. Изучены и предложены к практическому использованию при поисково-разведочных работах следующие критерии: 1) структурные, 2) геофизические, 3) формационные, 4) стратиграфические, 5) фациально-литологические, 6) метаморфические, 7) метасоматические, 8) минералогические, 9) гипергенные, 10) гидрогеологические. Использование этих критериев дает возможность более эффективно и целенаправленно планировать и проводить поисково-разведочные работы на железорудное сырье.

4. Совместно с научными сотрудниками Криворожского НИГРИ разработаны основы прогноза ожидаемых горногеологических условий

на глубоких горизонтах шахт Криворожского бассейна [1]. Результаты исследований используются при проектировании и ведении горных работ на глубинах 1300–1500 м.

5. Изучены структурные и литологические условия образования и размещения различных месторождений докембрия [2]. Установлены и изучены структуры, контролирующие локализацию некоторых типов оруденения, выявлена их приуроченность к определенным породам в зависимости от химико-минерального состава последних, определена важная роль в интенсивности рудной минерализации определенных минералов вмещающих пород. Доказаны существенные различия исходных пород, безрудных и рудных метасоматитов по содержанию ряда компонентов, что свидетельствует о миграции значительных масс вещества при метасоматозе и рудообразовании. Все результаты исследований переданы производственным геолого-разведочным организациям и используются при планировании, проектировании и проведении поисково-разведочных работ.

6. Установлены и разработаны структурно-литологические поисковые критерии месторождений радиоактивных металлов [3]. Выявлены региональные рудоконтролирующие структуры – зоны разломов глубинного заложения. В пределах последних рудовмещающими являются изгибы основных ветвей разломов и участки сопряжения оперяющих разрывов с основными разломами, отличающиеся интенсивным развитием катаклаза, милонитизации и брекчирования. Литологический фактор определяется тесной связью редкометального оруденения с натриевыми метасоматитами. Для образования последних наиболее благоприятны граниты, в меньшей степени – мигматиты и малоблагоприятны – гнейсы.

7. На основе структурного и формационного анализа дана характеристика общей структуры, стратиграфии и истории геологического развития отдельных районов [4]. Развиваются представления о протерозойской тектономагматической активизации, сыгравшей огромную роль в развитии процессов эндогенного и экзогенного рудообразования. Анализ размещения эндогенных месторождений приводит к выводу о закономерной приуроченности последних к широтным и меридиональным поясам, связанным с сетью глубинных разломов.

8. Исследована роль физико-механических свойств пород и катаклаза в локализации оруденения в альбититах. Установлены закономерности изменения физико-механических свойств пород в процессе формирования метасоматитов и оруденения, детально рассмотрены

особенности формирования катаклаза в различных породах и его значение в локализации оруденения.

9. Исследованы перспективы рудоносности Криворожского бассейна на больших глубинах — до 2500 м. В содружестве с производственными и научно-исследовательскими организациями выполнены обширные разносторонние исследования рудоносных структур, вещественного состава руд и закономерностей их изменения с глубиной. Разработан научный прогноз ожидаемых масштабов и качества оруденения до глубин 2500 м. Результаты исследований использованы проектными организациями для обоснования дальнейшего развития добычи железорудного сырья [8].

10. Детально исследованы структурные условия локализации и закономерности размещения месторождений богатых железных руд Криворожско-Кременчугской и Белозерской структурно-фациальных зон. С помощью разработанного в отделе метода структурных исследований — комплекса геометризации, математической статистики, морфокинематических критериев — выявлены крупные (до 2-4 км) складчатые и будинажные структуры, определены закономерности их размещения в пространстве и их роль в структурном контроле оруденения [9]. Рекомендации по результатам исследований приняты разведчиками Криворожского бассейна для использования при ведении поисковоразведочных работ.

В десятой пятилетке отдел структур рудных полей и месторождений проводит исследования по теме: "Разработка теоретических основ образования складчатых и разрывных структур и их роли в локализации оруденения". Цель исследований — развитие, углубление и детализация теории рудообразования и закономерностей размещения рудных месторождений. За 1976-1977 гг. выполнены следующие теоретические разработки:

1. Проведено изучение складчатых структур с помощью количественных коэффициентов, позволяющих разобраться в особенностях их происхождения, морфологии, пространственном размещении, разработать их систематику и установить зависимость между структурами и оруденением. Разработан комплекс коэффициентов, характеризующих: 1) степень сжатия складок, 2) степень асимметрии складок, 3) изменчивость положения осевой поверхности, 4) степень наклона осевой поверхности, 5) изменчивость мощности слоя в замке и крыльях, 6) затухание складки, 7) гребневидность-килевидность складок, 8) степень остроты замка складки, 9) степень дисгармоничности

складок. Все эти показатели дают возможность количественно определить степень развития целого комплекса характерных черт складок, дающих представление о морфологии, генезисе, механизме образования, интенсивности деформации и т.д., позволяют производить сравнение и сопоставление различных типов структур из различных районов и различного возраста. Они создают надежную основу для систематики складок и разработки их классификации по различным признакам. На этой базе разработана морфокинематическая классификация складок Кривого Рога по степени сжатия, т.е. величине угла складки [10].

2. Разработаны теоретические представления о слабо изученных формах — флексурах. Предложен новый метод анализа и систематики флексур с помощью количественных коэффициентов, характеризующих: 1) степень сжатия, 2) изменение мощности смыкающего крыла, 3) асимметричность флексуры, 4) степень затухания, 5) характер перехода флексуры в складку, 6) степень угловатости флексуры [11]. Метод изучения флексур с использованием количественных показателей является достаточно эффективным, может быть рекомендован для широкого использования в геологической практике. Изучен вопрос о границе между флексурой и складкой, предложено принять границей внутренний угол флексуры в 90° , все структуры с величиной угла 90° и более будут относиться к флексурам, а менее 90° — к складкам. Разработана морфокинематическая классификация флексур, состоящая из трех типов: 1) флексуры растяжения, 2) флексуры изгиба, 3) флексуры нагнетания (сжатия). Второй и третий типы выделены впервые. Для систематики рудоконтролирующих структур предлагаются подразделения флексур по морфологии, морфометрии, размещению в пространстве, положению в складчатой зоне и т.д.

3. Выполнено первое в геологической литературе обобщение по недостаточно изученным своеобразным структурам, называемым кинкбандами (полосы изгиба—излома). Дается краткая история развития представлений об этих структурах, их морфологии, механизмах образования, морфометрии и т.д. Описываются кинкбанды, развитые в железистых кварцитах Криворожского бассейна, характеризуются их отличительные черты и освещается впервые установленная их рудоконтролирующая роль [12].

Продолжением исследований по этой теме будут аналогичные теоретические разработки по рудоконтролирующим структурам — будинам, кинкбанды, разрывные нарушения и др.

4. Разрабатывается раздел межотдельской темы текущей пяти-летки "Геохимические особенности формирования месторождений различных структурных типов в докембрии УЩ". Цель исследований - выявить и изучить наличие взаимосвязей структурных и геохимических факторов и их роли в локализации и размещении рудных месторождений. Выполнены следующие исследования:

Изучены минеральные формы нахождения оруденения и сопутствующих элементов рудоносной формации. Разработаны новые геохимические критерии оценки рудоносности вмещающих пород по повышенному содержанию одних и пониженному - других элементов. Даны рекомендации разведочным партиям по оценке рудоносных площадей и разбровке радиохимических аномалий.

5. Следующий раздел той же межотдельской темы: "Изучение параметров метаморфогенного рудообразования редких элементов". Цель исследований - установление влияния зон разломов на локализацию рудоносных метасоматитов и выделение перспективных рудоуправляющих структур для целенаправленного ведения поисковых работ на новых площадях. Получены такие данные:

На основе анализа новых геологических материалов разработана систематика структур, контролирующая размещение рудных месторождений, построенная с учетом иерархии металлогенических подразделений, а также принципа разделения рудоуправляющих структур по типу деформаций и различным сочетаниям тектонических элементов (складки, разрывные нарушения, зоны катаклаза).

Установлена зависимость характера дислокационного метаморфизма, интенсивности проявления метасоматоза и окварцевания боковых пород от глубины эрозионного среза на тех или иных участках по простиранию разломов.

1. Балута А.М., Ривкин И.Д., Тохтуев Г.В. Ожидаемые горно-геологические условия на глубоких горизонтах шахт Криворожского бассейна. - Киев: Наук. думка, 1972. - 48 с.

2. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П., Крамар О.А., Зинченко В.А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. - Геология рудных месторождений, 1968, № 5, с. 3-14.

3. Гречишников Н.П., Крамар О.А., Зинченко В.А. Структурные и литологические условия образования эндогенных рудопроявлений урана в натриево-урановой формации. - Геохимия и рудообразование, 1972, № 2, с. 57-70.

4. Гречишников Н.П. Структурные особенности и история формирования центральной части Украинского щита. - Препринт ИГФМ АН УССР, Киев, 1973. - 42 с.

5. Тохтуев Г.В. Структуры будинач и их роль в локализации оруденения. - Киев: Наук. думка, 1967.- 216 с.
6. Тохтуев Г.В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. - Киев: Наук. думка, 1972.- 122 с.
7. Тохтуев Г.В. Поисковые критерии железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита. Киев, 1973.- 75 с.
8. Тохтуев Г.В., Казак В.М., Кравченко В.М. и др. Научный прогноз перспектив развития богатых руд Кривого Рога на больших глубинах. - Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1975.- 66 с.
9. Тохтуев Г.В., Еремеев Г.П. Структурные закономерности локализации богатых железных руд Саксаганского типа. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1976.- 70 с.
10. Тохтуев Г.В., Тохтуев Е.Г. О применении математических методов для исследования структур рудных полей и месторождений Кривого Рога. - Геол. журн., 1976, 36, вып. 1, с. 87-98.
11. Тохтуев Г.В. Флексуры, их типы и принципы систематики и сравнительного изучения. - Геол. журн., 1977, 37, вып. 1, - с.69.
12. Тохтуев Г.В., Флаасс А.С. Кинкбанды (полосы излома-изгиба), их структурное и рудоконтролирующее значение. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1978.- 66 с.

УДК 553.272+553.22

Н.П.Гречашников

СИСТЕМАТИКА СТРУКТУР,

КОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗМЕЩЕНИЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАНА НАТРИЕВО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Систематики металлогенических подразделений, выделяемых при металлогеническом районировании континентов, разрабатывались многими исследователями. При этом в качестве основных критериев принимались форма и размеры металлоносных площадей.

Е.Т.Шаталовым [8,9] металлоносные площади разделяются по форме на линейно-вытянутые и площади иной формы. Среди линейно-вытянутых по размерам различаются планетарные металлогенические пояса длиной до 8000-10000 км и шириной в сотни километров и составляющие их меньшие по размерам металлогенические пояса, металлогенические зоны (рудные пояса) длиной в сотни километров и шириной в десятки или несколько сотен километров, рудные зоны длиной в несколько десятков километров и шириной в километр или сотни метров и рудные поля. Среди площадей иной формы выделяются металлогенические провинции, соответствующие металлогеническим поясам; металлогенические области, соответствующие металлогеническим зонам; рудные районы, рудные узлы, соответствующие рудным зонам; и рудные поля. Площади, идентичные по размерам планетарным металлогеническим поясам, среди площадей этого типа не выделяются.

Размеры и форма выделенных металлоносных площадей, по мнению Е.Т.Шаталова, находятся в тесной зависимости от геотектонических и структурных элементов различного масштаба. Планетарные металлогенические пояса возникали на месте геосинклинальных поясов планетарного масштаба, состоящих из нескольких взаимосвязанных структур (геосинклинальных областей, систем глубинных разломов), определяющих положение меньших по размерам металлогенических поясов. Металлогенические зоны (рудные пояса) входят в состав металлогенических поясов и провинций, образуются на определенных этапах формирования складчатых поясов и платформ и имеют согласные со складчатыми поясами простирания. Кроме того, Е.Т.Шаталов считает, что рудные пояса могут занимать секущее по отношению к складчатым поясам положение в случае связи их с более поздними разрывными нарушениями, в том числе с зонами глубинных разломов. Рудные зоны приурочиваются к разрывным нарушениям, складчатым структурам, сериям даек или интрузивных тел. Положение и размеры металлоносных площадей нелинейной формы определяются сложным сочетанием различных складчатых и разрывных структур.

При разработке систематики структур, контролирующих размещение металлоносных площадей и месторождений урана натриево-урановой формации (см. таблицу), мы за основу принимаем систематику Е.Т.Шаталова, а также имеющиеся классификации структур рудных полей и месторождений.

Месторождения урана натриево-урановой формации характеризуются тесной связью урановой минерализации с проявлениями натриевого и карбонатного метасоматоза и относятся к ультраметаморфическим. Структурные условия формирования месторождений этой формации освещались в ряде публикаций [1-7] и др.

В качестве наиболее крупных металлогенических подразделений для месторождений натриево-урановой формации в настоящее время могут рассматриваться металлогенические зоны. Положение их в регионах, сложенных докембрийскими образованиями, определяется сериями крупных разломов субширотного и субмеридионального простирания, а также субмеридиональными синклинорными зонами и участками пересечения систем субширотных и субмеридиональных разломов. В качестве менее крупных металлогенических подразделений могут быть выделены рудные зоны, размещение которых контролируется менее крупными зонами разломов субширотного и субмеридионального простирания, а также субмеридиональными синклинорными зонами, осложнен-

Систематика структур, контролирующая размещение металлоносных площадей и месторождений урана натриево-урановой формации

Структуры, определяющие положение металлогенических зон	Структуры, контролирующие размещение рудных зон в пределах металлогенических зон	Структуры, определяющие положение рудных полей в пределах рудных зон	Структуры, контролирующие локализацию месторождений	Структуры, определяющие локализацию рудных тел
<p>179</p> <p>Системы крупных разломов и синклинирных зон субмеридионального и субширотного простирания и места их пересечений</p>	<p>а) Синклинирные зоны субмеридионального простирания, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>б) Зоны разломов субмеридионального и субширотного простирания</p>	<p>а) Складчатые структуры, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>1. Сжатые синклиналильные складки, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>2. Открытые синклиналильные складки, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>б) Разрывные структуры</p> <p>Участки ветвления разрывных нарушений в зонах сложных разломов</p>	<p>а) Складчатые структуры, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>1. Замковые части и крылья сжатых синклиналильных складок, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями</p> <p>2. Крылья открытых синклиналильных складок, осложненные разрывными нарушениями</p> <p>б) Разрывные нарушения</p> <p>1. Сопряжения основных зон сложных разломов с оперяющими разрывными нарушениями</p> <p>2. Разветвления разрывных нарушений</p> <p>3. Сочленения субмеридиональных и субширотных нарушений</p> <p>4. Серии субмеридиональных нарушений</p> <p>5. Серии субширотных разрывных нарушений</p>	<p>а) Складчатые структуры</p> <p>1. Изгибы, осложняющие крылья складок</p> <p>2. Флексурные складки</p> <p>б) Разрывные нарушения</p> <p>1. Участки сопряжения основных и оперяющих разрывных нарушений</p> <p>2. Серии сближенных ветвящихся трещин</p> <p>3. Участки пересечения разрывных нарушений</p> <p>4. Участки приоткрывания разрывных нарушений в местах изгибов</p>

ными разрывными нарушениями. Примером металлогенической зоны субширотного простирания может служить ураноносная зона района Атабаска на Канадском щите, где месторождения и рудопроявления урана размещаются в пределах линейного пояса разломов Биверлодж, состоящего из серий разломов северо-восточного и северо-западного простирания, в целом образующих субширотный пояс [11]. Металлогеническую зону субмеридионального простирания образуют месторождения района Арьеплог-Арвидсъяур на Балтийском щите (север Швеции), размещающихся вдоль системы разломов субмеридионального простирания [10].

Разломы, контролирующие размещение рудных зон, представлены серией разрывных нарушений, соединяющихся между собой диагонально проходящими ветвями нарушений, от которых в свою очередь отходят оперяющие нарушения более высокого порядка. Зоны разрывных нарушений выражены блококатаклазитами, брекчиями, какиритами, блокомилонитами и тектонически рассланцованными породами. Синклинорные зоны представлены серией узких синклинальных и антиклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями типа надвигов и обросов.

Среди структур, определяющих положение рудных полей в пределах рудных зон, выделяются складчатые структуры, осложненные разрывными нарушениями, и разрывные структуры. В группе складчатых структур, развитых в синклинорных зонах, отмечаются два типа структур: 1) сжатые и 2) открытые синклинальные складки, осложненные разрывными нарушениями. Положение рудных полей в пределах рудных зон, контролируемых субмеридиональными и субширотными разломами, чаще всего определяется участками наиболее интенсивного ветвления разрывных нарушений. В пределах одной из субмеридиональных рудных зон в настоящее время выявлены два рудных поля, разделенные между собой безрудным участком. В рудных полях месторождения располагаются кулисообразно почти во всех ветвях сложного разлома: восточных, центральных и западных, образуя своеобразные субширотные пояса.

Среди структур, определяющих локализацию месторождений, также можно выделить две группы: структуры с преобладающим влиянием разрывных нарушений и структуры с преобладающим влиянием складчатых форм. В группу структур с преобладающим влиянием разрывных нарушений объединены рудоконтролирующие структуры пяти типов: 1) сопряжения основных зон сложных разломов с оперяющими разрыв-

ными нарушениями; 2) разветвления разрывных нарушений; 3) сочленения субмеридиональных и субширотных нарушений; 4) серии сближенных субмеридиональных разрывных нарушений; 5) серии обдленных субширотных нарушений. Примером структур первого типа может служить рудоконтролирующая структура одного из месторождений, в пределах которого установлено сопряжение субмеридионального крутопадающего на восток разлома с оперяющими его с запада зонами разрывных нарушений северо-западного простирания. Рудные тела месторождения вытягиваются вдоль зон оперяющих нарушений, а также размещаются в блоке катаклазированных альбититов, заключенных между ними. Некоторую роль в локализации оруденения могли играть складчатые структуры, в частности флексурные складки. Ко второму типу относится структура месторождения, основные разрывные нарушения которой представлены двумя разломами, соединяющимися на южном фланге и образующими на северном фланге совместно с более мелкими разрывными нарушениями разветвление типа конского хвоста. Тела ураноносных альбититов приурочиваются к зонам развития blastokataklazитов, сопровождающих разрывные нарушения. Рудоконтролирующей структурой третьего типа является структура месторождения, в пределах которого наблюдается сочленение двух субмеридиональных крутопадающих разрывных нарушений с пересекающим их субширотным разрывным нарушением. Рудные тела размещаются в альбититах, развивающихся вдоль западного субмеридионального и субширотного разломов, представленных blastомилонитами и blastokataklazитами. К четвертому типу относится структура месторождения, которое контролируется крупным разрывным нарушением, имеющим субмеридиональное простирание и близвертикальное падение, а также параллельными ему и ответвляющимися от него более мелкими тектоническими нарушениями. Вдоль плоскости крупного разлома развиваются альбититы, вмещающие все основные рудные тела. Пятый тип рудоконтролирующих структур представлен серией субширотных крутопадающих разрывных нарушений, вдоль которых развиваются тела ураноносных альбититов. Среди рудоконтролирующих структур с преобладающим влиянием на локализацию оруденения складчатых форм можно выделить два типа: 1) замковые части и крылья сжатых крутопогружающихся синклинальных складок, осложненных продольными полойными и поперечными разрывными нарушениями; 2) крылья открытых крутопогружающихся синклинальных складок, осложненных продольными и поперечными разрывными нарушениями.

Среди структур, контролирующих размещение рудных тел лентообразной и столбчатой формы, также можно выделить две группы структур: разрывные и складчатые. В группе разрывных можно отметить участки сопряжения разрывных нарушений с оперяющимися трещинами; участки пересечения разрывных нарушений различных направлений; участки приоткрывания отдельных разрывных нарушений в местах их изгибов; серии сближенных и ветвящихся трещин. В большинстве случаев рудные тела приурочиваются к блокам катаклазированных альбититов, заключенным между разрывными нарушениями. К этой группе структур относятся послонные разрывные нарушения на крыльях и в замковых частях синклиналиных складок. Среди складчатых структур, определяющих размещение рудных тел, наиболее распространены дополнительные изгибы, осложняющие крылья синклиналиных складок. Некоторую роль в локализации рудных тел играют флексурные складки, образование которых сопровождалось развитием катаклаза и мелкой трещиноватости.

В заключение следует подчеркнуть, что наиболее характерной отличительной особенностью месторождений урана натриево-урановой формации является образование их в зонах катаклаза, охватывавших крупные блоки пород и служивших благоприятной средой для проникновения растворов и формирования ураноносных альбититов.

1. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П., Крамар О.А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. - Геология рудных месторождений, 1968, № 5, с. 3-14.
2. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А., Николаенко В.И. Структурные условия локализации одного из типов уранового оруденения в докембрийских породах. - Геол. журн., 1968, 28, вып. 1, с. 3-14.
3. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. Структурные и литологические условия образования эндогенных рудопроявлений урана натриево-урановой формации. - Геохимия и рудообразование, 1973, № 2, с. 57-70.
4. Казанский В.И., Крупенников В.А., Омеляненко Б.И., Прусс А.К. О структурных и петрографических особенностях образования ураноносных альбититов. - Геология рудных месторождений, 1968, № 1, с. 1-16.
5. Казанский В.И., Лаверов Н.П. Месторождения урана. - В кн.: Рудные месторождения СССР, М.: Недра, т. 2, с. 319-386.
6. Лукин Л.И., Солюшкин Е.П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 3-15.
7. Петров Р.П., Карпенко В.С., Мешерский Ю.А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. - М.: Атомиздат, 1969. - 71 с.
8. Шаталов Е.Т. О металлогеническом районировании. - Геология рудных месторождений, 1959, № 3, с. 3-34.

9. Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Яблоков К.В. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М.: Недра, 1964. — 193 с.

10. Adamek P.M., Wilson M.R. Recognition of a new uranium province from the Precambrian of Sweden. International Atomic Energy Agency. Vienna, 1977, p. 199-214.

11. Beck L.S. Uranium deposits of the Athabasca region, Saskatchewan. Report N 126, 1969. — 139 p.

УДК 550.42:553.43

И.Б.Гаврусевич

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО МИНЕРАЛАМ

В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АЛЬБИТИТАХ РАЗРЫВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ДОКЕМБРИЯ

Изучение минеральных форм нахождения сопутствующих оруденению элементов проводилось методом вычисления мономинеральных балансов, в результате чего путем определения содержания элемента в породе и в слагающих ее минералах на базе количественного минерального подсчета устанавливалась доля изучаемого элемента, приходящаяся на каждый минерал. Минералого-геохимические пробы массой 10–20 кг были отобраны из рудных, безрудных альбититов и вмещающих пород ряда редкометалльных рудопроявлений докембрия. Минеральный состав пород подсчитывался с помощью больших (2,5x5; 3x6) шлифов (вычисление на интеграционном столике с последующим переводом объемных процентов в весовые), анализ выделенных мономинеральных фракций — методом полуколичественного спектрального анализа в лаборатории ИГФМ АН УССР (С.А.Козак) по стандартам, для большинства проб отвечающим их среднему химическому составу. Такой метод определения элементарного состава, а также невозможность в ряде случаев выделить минералы в чистом виде из-за очень мелкой величины зерен аксессуарных и рудных минералов и густоты сростания с породообразующими минералами и между собой иногда, по видимому, влияли на точность полученных результатов по отдельным пробам. Тем не менее (с соответствующей точностью) представляется возможность проследить распределение элементов в минералах изучаемых пород и руд.

Элементами-спутниками редкометалльного оруденения рудопроявлений в альбититах тектонических зон докембрия являются свинец, титан, ванадий, цирконий, а также бериллий, олово, иттрий, медь, стронций, барий и др. Они находятся в рудах в несколько повышенных относительно фона безрудных пород концентрациях и составляют

" геохимический спектр" микроэлементов данных рудопроявлений. В зависимости от минерального состава, формационной принадлежности и геохимической специализации вмещающих пород набор элементов может меняться, причем даже в пределах одного рудного поля. Большую роль в этом также играет геохимическая специализация разрывных нарушений, контролирующих оруденение.

По отношению к редким и рассеянным элементам минералы, сланцевые породы и руды, являются минералами-носителями или минералами-концентраторами*.

Минералы-носители и концентраторы элементов-спутников определены в результате анализа мономинеральных балансов руд и вмещающих пород. В качестве примера приведено распределение некоторых элементов по минералам в таблице.

Свинец является самым распространенным элементом-спутником почти всех изученных рудопроявлений. Он входит непосредственно в состав ряда редкометалльных минералов. В других рудных минералах его содержания достигают десятых долей процента.

Содержания его закономерно увеличиваются от безрудных альбитов к рудным. Распределение свинца по минералам показано в таблице. Основными минералами-носителями и концентраторами свинца в рудных альбититах являются редкометалльные минералы (20-35% свинца), рибекит, хлорит, биотит (40-50% свинца) и альбит (5-20% свинца породы). В слабрудных альбититах доля свинца в альбитах и КШВ возрастает (25-35%), в то время как на рудные минералы приходится его 8-12%. Во вмещающих породах (гранитах и мигматитах) 60-80% свинца породы приходится на полевые шпаты, главным образом на микроклин и биотит, где двухвалентный свинец может изоморфно замещать калий в связи с близостью их ионных радиусов. Однако из-за разницы их электроотрицательностей и потенциалов ионизации возможности изоморфного замещения калия свинцом несколько ограничены, что наряду с изоморфным замещением позволяет предполагать, что часть атомов свинца находится в виде других форм, в частности в виде микроскопических включений галенита или самородного свинца. Кроме того, не исключена возможность наличия в породообразующих минералах таких же микровключений редкометалльной минерализации, являющейся также концентратором свинца. Во вмещающих породах ми-

* Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. - М.: Изд-во АН СССР, 1961.- 249 с.

Содержание малых элементов в минералах альбититов

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание элемента в минерале, г/т	Содержание элемента в минерале в пересчете на 1 г поро- ды	Количество элемента по- роды, прихо- дящееся на минерал, %
---------	--------------------------------------	-------------------------------------	---	---

Альбитит рудный (проба 17)

				<u>Свинец</u>
Альбит	69,7	200	139,400	35,07
КШШ	6,4	200	12,800	3,22
Карбонат	11,3	300	33,900	8,56
Рибекит	6,6	1000	66,000	16,75
Апатит	2,84	500	14,200	3,59
Циркон	0,01	300	0,030	-
Сфен	0,05	200	0,100	0,02
Магнетит	2,0	1000	20,000	5,04
Пирит	0,1	10000	10,000	2,62
Редкометалльные минералы	1,0	10000	100,000	25,33
С у м м а	100,00		396,430	100,00

Знаки: лейкоксен, галенит. Содержание в породе 450 г/т

Альбитит безрудный (проба 66)

Альбит	52,9	20	10,580	23,27
Хлорит	17,0	100	17,000	37,39
КШШ	12,0	30	3,600	7,92
Карбонат	7,7	50	3,850	8,47
Мусковит	4,3	-	-	-
Эпидот	0,6	10	0,060	0,12
Рутил	0,08	-	-	-
Апатит	0,3	100	0,030	0,07
Циркон	0,03	20	0,006	0,01
Магнетит	3,6	100	3,600	7,92
Пирит	1,2	50	0,600	1,32
Сфен	0,07	200	0,140	0,31
Лейкоксен	0,02	-	-	-
Редкометалль- ные минералы	0,2	3000	6,000	13,20
С у м м а	100,00		45,466	100,00

Знаки: галенит, монацит, гранат. Содержание в породе 60 г/т

Альбитит рудный (проба 12)

				<u>Бериллий</u>
Альбит	72,1	6	4,326	57,65
Рибекит	8,9	20	1,780	23,72
Магнетит	9,4	1	0,094	1,25
Апатит	2,5	8	0,200	2,67
Циркон	0,1	30	0,030	0,40
Карбонат	5,7	10	0,570	7,60
Пирит	0,03	-	-	-
Димонит	0,14	2	0,003	0,04
Гематит	0,13	1	0,001	0,01
Редкометалль- ные минералы	1,0	50	0,500	6,66
С у м м а	100		7,504	100,00

Знаки: галенит. Содержание в породе 7 г/т

Продолжение таблицы

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание элемента в минерале, г/т	Содержание элемента в минерале в пересчете на 1 г поро-ды	Количество элемента по-ро-ды, прихо-дящееся на минерал, %
---------	--------------------------------------	-------------------------------------	---	---

Альбитизированный гранит (проба 3-2)

Альбит	43,2	4	1,728	59,40
Кварц	33,1	1	0,331	11,38
КШШ	17,4	2	0,348	11,96
Биотит	0,4	-	-	-
Рибекит	3,4	10	0,340	11,69
Карбонат	0,2	20	0,040	1,39
Эпидот	0,1	10	0,010	0,34
Апатит	0,2	10	0,020	0,69
Циркон	0,01	10	0,001	0,03
Магнетит	1,4	2	0,028	0,96
Лимонит	0,56	10	0,057	1,96
Монацит	0,03	20	0,006	0,21
С у м м а	100,00		2,909	100,00

Знаки: лейкоксен, сфен, анатаз, рутил, пирит, галенит, гранат, силикаты, гидрокислы железа.

Содержание в породе 4 г/т

Альбитит рудный (проба 12)

				Титан
Альбитит	72,1	50	36,0	1,29
Рибекит	8,9	10000	890,0	31,79
Карбонат	5,7	300	17,1	0,61
Апатит	2,5	1000	25,0	0,89
Циркон	0,1	1000	1,0	0,04
Пирит	0,03	100	0,03	0
Лимонит	0,14	1500	2,1	0,08
Гематит	0,13	5000	6,5	0,23
Магнетит	9,4	10000	940,0	33,57
Редкометалль-ные минералы	1,0	10%	1000,0	35,71
С у м м а	100,0		2927,73	104,21

Знаки: галенит.

Содержание в породе 0,26%

Альбитит безрудный (проба 18)

Альбит	83,4	50	41,7	11,58
КШШ	11,0	40	4,4	1,22
Рибекит	0,2	10000	20,0	5,56
Карбонат	3,2	20	0,6	0,17
Апатит	0,15	3000	4,5	1,25
Циркон	0,01	1000	0,1	0,08
Эгирин	1,8	4000	72,0	20,00
Сфен	0,1	21%	210,0	58,33
Барит	0,07	100	0,1	0,03
Магнетит	0,07	1000	7,0	1,94
С у м м а	100,00		360,4	100,16

Знаки: анатаз, галенит, эпидот, биотит, пирит.

Содержание в породе 0,026%

Продолжение таблицы

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание элемента в минерале, г/т	Содержание элемента в минерале в пересчете на 1 г поро- ды	Количество элемента по- роды, прихо- дящееся на минерал, %
<u>Альбитит слабрудный (проба 6а)</u>			<u>Ванадий</u>	
Альбит	71,4	40	28,220	10,8
Рибекит	15,5	1000	155,000	59,35
Хлорит	4,9	1000	49,000	18,78
Карбонат	1,0	10	0,100	0,03
Биотит	0,1	200	0,200	0,06
Сфен	0,02	50	0,010	-
Рутил	0,08	200	0,160	0,06
Апатит	0,4	30	0,120	0,04
Гематит	0,25	100	0,250	0,09
Магнетит	4,1	600	24,000	9,19
Циркон	0,05	-	-	-
Пирит	1,8	10	0,180	0,06
Редкометаль- ные минералы	0,40	1000	4,000	1,54
С у м м а	100,00		261,240	100,00
Знаки: анатаз, эпидот.			Содержание в породе 300 г/т	
<u>Альбитит безрудный (проба 18)</u>				
Альбит	83,4	60	50,040	44,40
КШШ	11,0	30	3,300	2,93
Карбонат	3,2	10	0,320	0,29
Эгирин	1,8	3000	54,000	47,90
Рибекит	0,2	2000	4,000	3,54
Апатит	0,15	50	0,075	0,06
Циркон	0,01	100	0,010	-
Сфен	0,10	300	0,300	0,26
Барит	0,07	-	-	-
Магнетит	0,07	1000	0,700	0,62
С у м м а	100,00		112,745	100,00
Знаки: анатаз, галенит, эпидот, биотит, пирит.			Содержание в породе 150 г/т	
<u>Альбитит рудный (проба 5)</u>			<u>Медь</u>	
Альбит	63,9	10	6,390	15,55
Биотит	0,7	100	0,700	1,70
Хлорит	13,8	100	13,800	33,58
Рибекит	7,7	200	15,400	37,48
Карбонат	6,8	30	2,040	4,96
Сфен	0,03	300	0,090	0,22
Апатит	0,2	200	0,400	0,97
Циркон	0,06	500	0,300	0,73
Гематит	1,9	20	0,380	0,92
Лейкоксен	0,01	-	-	-
Барит	0,1	-	-	-
Пирит	1,0	30	0,300	0,73

Окончание таблицы

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание элемента в минерале, г/т	Содержание элемента в минерале в пересчете на 1 г породы	Количество элемента породы, приходящееся на минерал, %
Магнетит	2,0	20	0,400	0,97
Редкометалльные минералы	2,0	50	1,000	2,19
С у м м а	100,00		41,200	100,00
Знаки: анатаз, гранат.			Содержание в породе 30 г/т	
<u>Альбитит безрудный (проба 7)</u>				
Альбит	54,0	20	10,800	17,87
КПШ	12,6	20	2,520	4,17
Рибекит	12,2	200	24,400	40,36
Хлорит	3,3	100	3,300	5,46
Карбонат	9,1	50	4,550	7,53
Апатит	0,1	60	0,060	0,10
Циркон	0,06	500	0,300	0,50
Сфен	0,02	-	-	-
Барит	0,01	-	-	-
Пирит	0,49	100	0,490	0,81
Гематит	2,0	100	2,000	3,31
Магнетит	6,0	200	12,000	19,85
Редкометалльные минералы	0,12	20	0,24	0,04
С у м м а	100,00		60,444	100,00
Знаки: анатаз, галенит, молибденит.			Содержание в породе 50 г/т	

нерал-концентрат свинца - галенит, встречающийся в небольшом количестве.

Бериллий содержится в относительно повышенных концентрациях в альбититах по сравнению с вмещающими породами. Закономерности увеличения содержания бериллия в пробах по мере увеличения содержания редкометалльного оруденения не установлено, хотя довольно часто в рудах он содержится в значительных концентрациях. Минералами, содержащими основную массу бериллия в породе, являются, в первую очередь, альбит (до 75% бериллия породы), рибекит (7-20%), хлорит (5-10%), карбонаты (до 10%) (см. таблицу). Редкометалльные минералы в рудах содержат от 5 до 12% бериллия. Кроме того, в тысячных долях процента бериллий содержится в цирконах, апатитах, гранатах, хотя на их долю приходится обычно не более 1% бериллия породы. Следует отметить повышенные содержания бериллия в породообразующих минералах рудоносных альбититов - альбитах, рибекитах, хлоритах, достигающие содержания 20-30 против

3-5 г/т в безрудных. Вообще бериллий можно отнести к элементам, характеризующим процессы натриевого метасоматоза и образующим повышенные концентрации в щелочных метасоматитах. Во время рудообразования, вероятно, происходило его перераспределение и отложение вместе с рудными минералами в альбитах. Не исключена возможность нахождения его и в виде субмикроскопических выделений собственной минерализации.

Цирконий также довольно часто является спутником оруденения. Входить в силикатные структуры породообразующих минералов цирконий изоморфно не имеет возможности благодаря размеру и заряду своего иона. Основным концентратором его являются собственные минералы циркония - циркон, циртолит и малакон. На долю циркона в рудоносных альбититах приходится от 40 до 60% циркония, приходящегося на породу. Редкометалльные минералы имеют также высокие содержания циркония и их доля в его распределении в породе составляет от 5 до 40% циркония породы. Иногда, особенно в рудных пробах, высокие содержания циркония имеют рибекит, хлорит, в которых сосредотачивается до 10-12% циркония породы, что можно объяснить наличием в них микровключений циркониевых минералов. В безрудных пробах основная доля циркония приходится на циркон. От 5-6 до 15% циркония в безрудных пробах содержат полевые шпаты и биотит, вероятно, также в виде микровключений акцессорного циркона.

Титан является составной частью отдельных рудных минералов, которые в ряде рудопроявлений составляют основную рудную массу. Главную роль в распределении титана играет близость его геохимических свойств к трехвалентному железу, в минералы которого он может входить в виде изоморфной примеси. Кроме того, в небольших количествах довольно часто в рудоносных альбититах и вмещающих породах присутствуют собственные минералы титана - сфен, рутил, лейкоксен и др. Основными минералами-носителями его являются рибекит, хлорит, эгирин, магнетит (40-70% титана породы) в рудных альбититах и биотит, хлорит, магнетит во вмещающих породах. На редкометалльные минералы в рудных пробах приходится от 20 до 45% титана, содержащегося в породе. Кроме того, титан установлен почти во всех минералах изучаемых пород. Высокие содержания его наблюдаются в цирконах, апатитах, эпидотах, пирите, хотя доля этих минералов в распределении титана невелика (не более 1-1,5% титана породы из-за малого содержания в породе этих минералов). В породообразующих альбитах и микроклине концентрируется всего 2-4% ти-

тана породы, хотя содержание его в них достигает иногда сотых долей процента (см. таблицу). Обращает на себя внимание неравномерность содержаний титана в биотитах. Максимальные количества его (2%) зафиксированы в биотитах из рудовмещающих мигматитов.

Ванадий по своим геохимическим свойствам очень близок к железу, кальцию и магнию. Он также часто является элементом-спутником редкометалльного оруденения. Особенно четко это выражено на одном из рудопроявлений, где содержания ванадия в пробах находятся в прямой зависимости от содержания в них редкометалльного оруденения. Основные минералы-концентраторы и носители ванадия в альбититах и вмещающих породах - рибекит (до 45% ванадия), хлорит (до 40%), магнетит (до 50%), эгирин (до 16%). На редкометалльные минералы в рудных пробах приходится от 1 до 6% ванадия породы (см. таблицу). Характерная особенность распределения ванадия состоит в том, что в полевых шпатах рудных альбититов его содержания в несколько раз выше, чем безрудных альбититов. Сравнительно высокие содержания ванадия отмечаются в эпидоте, сфене, апатите, пирите.

Никель относится к элементам геохимического семейства железа и по своим свойствам близок к железу, кобальту, меди, ванадию. Главными его минералами-носителями и концентраторами являются темноцветные минералы - рибекит, хлорит, эгирин, а также магнетит. На эти минералы приходится до 90% никеля, содержащегося в породе. В породообразующих полевых шпатах никель отсутствует или содержится в незначительных количествах. В таких случаях на долю этих минералов приходится 1,5-9% никеля породы. Связь никеля с редкометалльными минералами выявить не удалось. Содержания никеля в рудных концентраторах обычно составляют тысячные доли процента, а доля никеля, приходящаяся на эти минералы, не превышает 1-1,5%. Тысячные и десятитысячные доли процента никеля содержатся в апатите, цирконе, сфене, сотые доли процента его характерны для пирита.

Олово содержится в повышенных концентрациях во всех породах района, независимо от интенсивности проявления процессов рудогенеза. На долю редкометалльных минералов приходится от десятых долей до 1,6% олова породы. По своим геохимическим свойствам оно близко к титану и поэтому минералами-носителями его являются в основном те же минералы, что и титана. Основная масса олова (60-70%) сосредоточена в рибеките, хлорите, биотите. В альбите оно

отсутствует или содержится в небольших количествах. Возможно, олово рассеяно в темноцветных минералах в виде микровключений самостоятельного минерала — касситерита.

Медь распространена сравнительно равномерно в рудных и нерудных альбититах и во вмещающих породах. Несмотря на обычно низкие содержания меди в породообразующем альбите, на его долю приходится 15–20%, а на редкометалльные минералы 1–5% меди породы. Главными минералами-концентраторами и носителями меди являются рибекит, эгирин, хлорит (30–40%), магнетит (до 20% меди породы), пирит (до 35%) (см. таблицу).

Барий равномерно распределяется в рудных и нерудных альбититах и вмещающих породах. Основная масса его (до 90%) связана с полевыми шпатами (плаггиоклазом и микроклином), которые являются минералами-носителями бария. Кроме того, в ряде проб как рудных, так и безрудных незначительно распространен барит, который может содержать до 47% бария породы. Связь бария с редкометалльными минералами не установлена.

Иттрий геохимически близок к кальцию, торью, цирконию, железу и др. Основные минералы-концентраторы его — циркон, циртолит, малакон, сфен и апатит. Минералами-носителями являются, в первую очередь, темноцветные минералы — рибекит, хлорит, биотит, эгирин, которые несмотря на то, что содержания иттрия в них не превышают тысячных долей процента, концентрируют в себе до 60% его. На долю полевых шпатов приходится 10–35% иттрия породы. В рудных альбититах до 8–12% иттрия сосредотачивается в редкометалльных минералах, однако определенной зависимости между содержаниями редкометалльного оруденения и иттрия в породах не наблюдается.

Приведенные данные показывают, что при проявлении рудного процесса, вероятно, происходило перераспределение ряда элементов (бериллия, титана, циркония, ванадия и др.), так как наблюдается изменение их содержаний в минералах рудных и безрудных альбититов. Часть элементов (никель, кобальт, медь, барий, стронций и др.) в процессе рудогенеза оставались инертными.

В.В.Науменко, А.Ф.Гончарук, Ю.М.Коптых,
Л.И.Веремеенко, В.М.Кулибаса

НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ ВУТТРЕННИХ КАРПАТ

Изучение неогенового вулканизма и связанного с ним рудообразования в Советских Карпатах является одной из важнейших задач геологической науки. Хотя исследования последних трех десятилетий привели к открытию многочисленных проявлений металлов (золото-полиметаллических, ртутных, теллур-висмутовых), необходим новый качественный подход к определению перспектив рудоносности этого региона, основанный на новых фактических материалах, в частности на отнесении региона к области проявления тектономагматической активизации. Это обязывает при расшифровке строения и металлогении уделять первостепенное внимание выявлению связи вулканических и тектонических процессов, определению роли каждого из них в образовании специфических структур различных порядков, являющихся ведущими факторами размещения оруденения.

В качестве основных магмо-, рудоконтролирующих и локализирующих структур в периоды активизации выступают зоны разрывных дислокаций и тектонические блоки различных порядков, вертикальные движения которых обуславливают формирование сводов, локальных поднятий, осложненных рифтами и впадинами [3, 17]. С этих позиций требуют пересмотра существующие металлогенические карты всего Карпато-Паннонского региона и его отдельных частей.

Структура региона и этапы ее развития

Анализ геологической истории развития показывает, что в течение мезокайнозойского геотектонического цикла Карпато-Паннонский регион проявлял себя как достаточно самостоятельная и замкнутая геодинамическая система — мегаблок, ограниченный тектоническими зонами трансрегиональных разломов диагональной и ортогональной ориентировки, отчетливо прослеживающихся на мелкомасштабных тектонических картах и космоснимках территории Евразии. Ширина каждой из таких зон исчисляется первыми десятками, а протяженность — тысячами километров. "Сквозной" характер трансрегиональных разломов обусловлен их глубоким заложением.

Сквозные линейные зоны расчленяют Карпато-Паннонский мега-блок на ряд более мелких блоков, контрастные движения которых имели первостепенное значение в распределении осадочного материала, локализации магматических и рудных проявлений.

Таким образом, следует говорить о ведущей роли блоковой тектоники в зарождении и эволюции Карпато-Паннонской системы как единого мегаблока. В то же время режим геологического развития различных частей мегаблока имел специфические особенности, что нашло отражение в современной поверхностной и глубинной структуре региона. Блоковыми структурами второго порядка являются Паннонский срединный массив и обрамляющая его дуга альпийской геосинклинальной системы Карпат (Предкарпатский прогиб и Складчатая флишевая зона). С юга и запада блок срединного массива ограничен геосинклинальными системами Динарид и Альп.

Выделенные структуры – конечный результат тектонической и магматической эволюции региона должны быть в первую очередь учтены при металлогеническом районировании.

Представление о Внутрикarpатской области как структуре срединного массива развивается в работах Х.Бека, Л.Кобера, Петковича, Крауса [17], В.И.Славина и В.Е.Хаина [15]. Все исследователи отмечают германотипный кратогенный характер тектоники массива в течение послегерцинской истории, негеосинклинальный характер осадконакопления в условиях эпиконтинентальных водоемов. В последнее время получают развитие взгляды о проявлении процессов неогеновой тектономагматической активизации Паннонского массива [10].

Особенности глубинной структуры региона, вытекающие из геофизических характеристик коры и верхней мантии, свидетельствуют в пользу правомочности выделения блоков второго порядка.

Эти особенности таковы:

1. Утоненная земная кора массива, мощность которой изменяется от 19–27 км (в среднем 25 км) под Венгерской депрессией, до 32–35 км под горными массивами Западных Карпат и Трансильвании [5, 17, 9, 16], резко отличается от мощной (50–65 км) земной коры, обрамляющих его альпийских горных цепей Карпат, Динарид и Альп. Поверхность Мохо высоко поднята, образуя над массивом замкнутый купол.

2. Поле силы тяжести Паннонского массива характеризуется в целом слабыми положительными аномалиями (от +10 до +20 мгл) и столь же слабыми отрицательными (от -30 до -10 мгл под горными

массивами) аномалиями Буга [17], в то время как флишевая область Карпат и Восточные Альпы имеют высокий уровень отрицательных аномалий (от -50 до -100... -150 мгл). Характерно, что сочленение Восточных Альп и Карпато-Паннонского блока выражено резкой сменой гравитационного поля вдоль зоны субмеридионального направления. Данные гравиметрии свидетельствуют о дефиците массы, т.е. разуплотнении мантии под массивом (примерно в 100-150 мгл) и ее избытке под горными системами Карпат и Динарид [17].

3. Большая часть территории Паннонского массива, главным образом депрессии, характеризуется аномально высоким тепловым потоком, превышающим 2,0-3,0 ед. [5,17].

4. Высокое положение (глубины 60-70 км) зоны повышенных сопротивлений, отождествляемой с астеносферным слоем [17], в сочетании с высоким тепловым потоком, очевидно, может объяснить эффект разуплотнения мантии под Паннонским массивом ее повышенной температурой.

Таким образом, геофизические характеристики земной коры и верхней мантии свидетельствуют о том, что в течение альпийского геотектонического цикла в Паннонском массиве в отличие от геосинклинальной системы Карпат преобладали деструктивные процессы, направленные на разрушение нижней части земной коры. Несомненно, что с ними связан и мезокайнозойский магматизм региона. Мезокайнозойская история развития региона начинается в триасе. В пермское время территория мегаблока приобрела тектонический характер и рельеф молодой эпигерцинской платформы (горные хребты, плато, расчлененная возвышенность и низменности) с бассейнами озерного и мелководно-морского осадконакопления [10].

Исследования по стратиграфии, тектонике, палеогеографии и магматизму [13,1,7,4] позволяют в общих чертах наметить следующие этапы и стадии эволюции региона в мезокайнозое.

Триас-раннемеловой (апт) этап. Общее дифференцированное блоково-глыбовое погружение мегаблока. Заложение в начале раннего мела в зонах обрамляющих разломов Карпатского геосинклинального трога и постепенное разрастание центрального субширотного сводового поднятия, охватившего к концу этапа большую часть территории Большой и Малой Венгерских впадин, Алусени, Трансильванскую впадину и Южные Карпаты. Флишевое осадконакопление в широтном Мурешском троге. Растяжение земной коры срединного массива, киммерийская фаза активности (поздний триас - начало раннего мела), излия-

ние и внедрение дериватов основных и ультраосновных магм (спилито-диабазовая или офиолитовая формация гор Апусени, Южных Карпат, Мармарошского массива, Северо-Венгерских гор, Внутренних Западных Карпат).

Раннемеловой (альб) – позднепалеогеновый этап. В начале этапа крупные орогенические и надвиговые движения в Карпатской геосинклинали (австрийская фаза), Южных Карпатах и горах Апусени. Превращение территории срединного массива к началу позднего мела в единое сводовое поднятие, распавшееся затем (после ларамийской фазы активности в конце мела – раннем палеогене) на ряд самостоятельных поднятий – Апусени, Южные Карпаты, Западные Карпаты, – разделенных опущенными блоками Трансильванской и Большой Венгерской впадин. В эоцене и олигоцене – общее поднятие массива, образование Сольнокского флишевого трога в зоне продольных осевых разломов.

Основной (раннемеловая – эоценовая спилито-кератофировая формация Утесовой зоны и гор Мечек), кислый (позднемеловые – эоценовые дацит-липаритовые игнимбрито-пелловы и субвулканические диорит-гранитные комплексы Апусени и Южных Карпат, позднемеловой комплекс гемеридных гранитов Западных Карпат, палеоцен-эоценовый банатитовый комплекс) и андезитовый вулканизм (палеоцен-олигоценовые андезиты Средне-Венгерских гор).

Неогеновый этап, Ранняя, миоценовая стадия (аквитан – конец сармата). Поднятия и складчато-надвиговые движения во флишевой зоне Карпат, образование передового прогиба. Начало формирования элементов современной структуры Паннонского массива: заложение Большой и Малой впадин, обособление Трансильванской впадины и обрамляющего ее кольцевого сводового поднятия, образование грабен-синклинальных структур по периферии сводов и тектоно-вулканогенных структур различных порядков (очаговых, вулканических цепей и районов). Мощный кислый игнимбрито-пелловый и андезитовый вулканизм. Общее поднятие мегаблока (штирийская и аттическая фазы) в позднем тортоне и позднем сармате.

Неогеновый этап, Поздняя, плиоцен-раннечетвертичная стадия (паннон-плейстоцен). Интенсивное прогибание Венгерских впадин, поднятие окружающих сводов на фоне общего воздымания мегаблока. Замкнутый озерный бассейн. Окончательное превращение флишевой зоны Карпат в дуговое сводовое поднятие. Формирование Выгорлат-Хергитской вулканической дуги (андезито-базальтовая формация) и наложенных локальных сводовых поднятий во флишевой зоне.

Совокупность всех данных дает основание предполагать, что почти вся или вся мезокайнозойская история Паннонского массива есть история тектономагматической активизации сложного платформенного (эпибайкальско-каледоно-герцинского) блока, в пределах которого горообразующие процессы носили единый стиль глыбовых и блоковых перемещений при подчиненном, значении складчатых дислокаций. В целом, в пределах Паннонского массива выделяются раннекарбоневая, позднепермская, позднемеловая и эоцен-неогеновая эпохи тектономагматической активизации.

Структурное подразделение Паннонского массива включает как элементы тектонического (блокового), так и вулканотектонического происхождения, сформировавшиеся в современном виде в течение неогенового этапа тектономагматической активизации. Предварительно можно предложить такую схему соподчиненности структурных элементов Паннонского массива, как структуры второго порядка в системе мегаблока.

К структурам третьего порядка принадлежат: Словацкое, Трансильванское и Южно-Карпатское сводовые поднятия, наложенные Большая и Малая Венгерские и Трансильванская впадины, а также Выгорлат-Хэргитская вулканическая дуга. Земная кора под сводовыми поднятиями имеет несколько большую мощность, чем под впадинами.

Словацкий и Трансильванский своды одновременно являются магмо- и рудолокализирующими очаговыми структурами первого порядка, которым отвечают металлогенические подзоны.

С разломными зонами растяжений дуговой, концентрической, продольной осевой и радиальной систем в периферических и центральных частях сводовых поднятий и наложенных впадин связаны грабен-синклинальные структуры четвертого порядка, в пределах которых обычно локализуются вулканические районы (очаговые структуры второго порядка - Средне-Словацкая, Бержень-Черхат, Матра-Бюкк, Токайская, Прешовская, Береговская, Бая-Марская, Апусенская и др. - и отвечающие им рудные районы), иногда составляющие цепи (например, Бержень-Прешовская цепь, дугообразно окаймляющая Словацкий свод).

Структурами более высоких порядков являются, очевидно, структуры вулканотектонического происхождения - кольцевые или полигональные депрессии, окруженные валами, или, наоборот, центральные поднятия с окружающими их депрессиями (Велико-Доброньская и Вышковская структуры). С ними связано размещение рудных полей. Экс-

трузивно- и интрузивно-купольные, горстовые, грабеновые и другие вулканотектонические структуры, связанные с отдельными вулканическими аппаратами, вмещают месторождения и рудные тела. Образование всей гаммы перечисленных структур обусловлено движениями различных по масштабам и соподчиненности блоков.

Вулканизм, проявившийся на стадии заложения и развития грабен-синклиналей (миоцен - ранний плиоцен), имел смешанное коровое (липаритовый игнимбрито-пепловый) и мантийное (андезит-андезитобазальтовый) происхождение. Характерен ареальный в целом тип размещения центров вулканической активности, составляющих миоценовую Внутрикиспатскую область, а не пояс, как принято называть эту структуру.

Отчетливо выраженную приуроченность к зонам пограничных глубинных разломов на стыке воздымавшейся в плиоцене зоны флишевых Карпат и погружавшихся наложенных впадин (Большой Венгерской и Трансильванской) имеет Выгорлат-Хэргитская вулканическая дуга - вулканотектоническая структура, занимающая самостоятельное, сейчас положение по отношению к структурному плану миоцена - раннего плиоцена. Вулканическая дуга состоит из кольцевых вулканокупольных очаговых структур, сформировавшихся в результате деятельности полигенных стратовулканов (плиоцен-плейстоценовый андезитобазальтовый вулканизм).

Структуры флишевой зоны Карпат, связанные с глубоким воздыманием ее в плиоценовую постскладчатую стадию тектономагматической активизации, представлены блоково-сводовыми и сводовыми поднятиями [8].

Магматизм

Магматизм довольно четко фиксирует особенности развития Карпато-Паннонского региона в различные временные интервалы его истории.

Времени формирования фундамента Паннонского срединного массива в домезозое, т.е. в течение байкальского и каледоногерцинского тектонических циклов (погребенный фундамент и его выходы в горах Апусени, Южных Карпатах, Мармарошском массиве Восточных Карпат, Внутренней зоне Западных Карпат и горах Печ и т.д.), свойственно образование ультраосновных, основных и кислых вулканических пород, внедрение основных даек, мелких интрузий щелочных гранитоидов и плагиогранитов. Широкое развитие получили каменноугольные гранитоидные интрузии.

Триас-раннемеловому этапу развития обрамляющих Паннонский массив геосинклиналей и "вложенных" в тело срединного массива прогибов сопутствуют извержение продуктов магм атлантического типа и формирование спилито-диабазовой формации (кремнисто-яшмовых пород триаса; спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, габбро-диабазов юры и нижнего мела).

Раннемеловому - позднепалеогеновому этапу развития сопутствует магматизм локальных сводовых поднятий (Апусени, Южные Карпаты, Западные Карпаты, Венгерские островные горы) и зон бортовых глубинных разломов. Извергаются субщелочные лавы атлантического (нижний мел - палеогеновая спилит-кератофировая формация - спилиты, кератофиры, калиевые диабазы, трахидолериты, фонолиты) и известково-щелочные тихоокеанского типов (верхний мел - палеогеновые игнимбритовые дацит-риолитовые и субвулканические диорит-гранитные комплексы; верхнемеловой комплекс гемеридных гранитов, ранне-среднепалеогеновые диориты, гранодиориты, аплиты, дайки лампрофиров банатитового комплекса; эоцен-олигоценый андезитовый комплекс).

Наиболее широкомагматическая деятельность в вулканических фациях проявилась в течение неогенового этапа тектономагматической активизации. При этом генетические особенности вулканизма фиксируют две стадии этого этапа.

Вулканизм ранней стадии, характеризуясь преобладающим кислым составом, протекал по внутренней части Паннонского массива, в грабен-синклинальных прогибах, наложенных на краевые части сводов, и в разломных зонах растяжения осевых частей сводов и поднятых блоков. Характерны синхронные извержения дацит-липаритового игнимбрито-пеплового (липарито-игнимбритовая формация) и андезитобазальт-андезитового (андезитовая формация) материала. В генетическом отношении это продукты известково-щелочных магм, вероятно, смешанного коро-мантийного происхождения с преобладающей ролью процессов фалингенеза гранито-метаморфического слоя земной коры.

Вулканизм поздней стадии, продукты которого в средневаловом составе отвечают андезито-базальту (андезито-базальтовая формация), протекал по внешней краевой части массива (Выгорлат-Хэргитская дуга), на границе флишевых Карпат и кристаллических ядер фундамента, явился результатом подъема, дифференциации и извержения магм мантийного происхождения в зонах бортовых глубинных разломов. Синхронно ему в пределах сводовых поднятий проявился щелочно-базальтовый вулканизм.

Рудоносность

С определенными эпохами развития Карпато-Паннонского региона связаны и определенные группы эндогенных рудных месторождений, объединяемых в рудные формации.

С байкальской металлогенической эпохой связано формирование групп эвгеосинклинальных рудных формаций вулканогенно-осадочного типа — колчеданная, железорудная, железо-марганцевая.

Каледоно-герцинской металлогенической эпохе свойственно образование железорудной и медно-колчеданной вулканогенно-осадочных, кварц-золоторудной метаморфогенно-гидротермальной формаций и группы уран-молибденовых гидротермальных вулканогенных формаций.

Месторождения и рудопроявления байкальской и каледоно-герцинской металлогенических эпох залегают в метаморфизованных вулканогенно-осадочных образованиях кристаллических ядер Карпат, слагающих нижний структурный этаж (Банатская, Апусенская, Мармарошская, Спйшско-Гемерская зоны).

В течение мезокайнозойской металлогенической эпохи образовалось эндогенное оруденение четырех групп рудных формаций.

1. Группа месторождений и рудопроявлений железо-титан-ванадиевой, хромитовой и никель-кобальтовой магматических, железорудной скарновой, железорудной гидротермально-метасоматической, полиметаллической и золото-сурьмяной гидротермальных вулканогенных формаций.

2. Группа месторождений железорудной скарновой, полиметаллической и кварцево-золоторудной гидротермальных плутоногенных формаций.

Обе группы формаций синхронны или генетически связаны с офиолитовым магматизмом триас-раннемелового этапа.

3. Группа месторождений скарновой золото-сульфидной, гидротермальных золото-полиметаллической, золото-серебряной, полиметаллической, кварцево-золоторудной сурьмяной и молибден-висмутовой вулканогенных рудных формаций, связанных с кислым и андезитовым магматизмом раннемелового — позднепалеогенового и неогенового этапов.

4. Группа вулканогенных месторождений и рудопроявлений ртутной гидротермальной, ртутно-редкометальной газовой-гидротермальной и ртутно-сурьмяно-мышьяковой телетермальной формаций, синхронных андезито-базальтовому вулканизму поздней стадии неогенового этапа.

В Советском Закарпатье наиболее широко развиты неогеновые месторождения и рудопоявления гидротермальной группы, принадлежащие к золото-полиметаллической, ртутной, условно выделяемой ртутно-редкометалльной формациям вулканогенного класса и к ртутно-сурьмяно-мышьяковой формации телетермального класса.

Размещение оруденения контролируется вулканотектоническими и тектоногенными структурами (кольцевыми и полигональными депрессиями, купольными и сводовыми поднятиями), созданными процессами неогеновой тектономагматической активизации, охватившей окраинную часть Паннонского массива и фляшевую зону Карпат. Оруденение вулканогенно-гидротермального класса пространственно или структурно тесно связано с интрузивными, субинтрузивными и экструзивными фациями неогеновых вулканогенных комплексов.

Вещественный состав эндогенного оруденения обнаруживает связь с возрастными и генетическими особенностями вулканизма и структурными особенностями района.

Оруденение золото-полиметаллической формации размещается во внутренней зоне Закарпатского прогиба и связано с ранней стадией активизации, выразившейся в формировании грабен-синклинали и наложенных кольцевых вулканотектонических депрессий, окруженных дуговыми или кольцевыми поднятиями (Велико-Доброньская и Береговская структуры) или, наоборот, центральных поднятий с окружающими их депрессиями (Вышковская структура). Характерны прерывистое расположение вулканических аппаратов, преобладание в общем объеме изверженных вулканических пород материала кислого состава (дацит-липаритовый игнимбрито-пепловый вулканизм), синхронность извержения продуктов коровых и подкоровых магм. Последние часто несут признаки ассимиляции и гибридного происхождения.

Оруденение золото-полиметаллической формации распространено в двух рудных районах Закарпатья — Береговском и Вышковском. В структурном отношении они приурочены к поднятиям донеогенового фундамента, которые расположены в зоне Припаннонского глубинного разлома и являются фрагментами более крупных миоценовых кольцевых тектоно-вулканогенных структур, перекрытых молодыми образованиями. Золото-полиметаллическое оруденение Береговского района размещается в тортон-сарматских палеокальдерах, наложенных на поднятия донеогенового фундамента. Палеокальдеры выполнены мощной толщей верхнетортонских липаритовых туфов, игнимбритов, туфов и осадочно-вулканогенными образованиями нижнего

сармата, прорванными экструзиями липаритов. Строение кальдер определяется наличием ряда конических и радиальных разрывов, которые фиксируются как внутри их, так и в окружающих кальдеры вулканических горстах, сложенных тортонскими вулканогенно-осадочными отложениями. Рудопроявления приурочены к прибортовым частям кальдер и размещаются в пределах самих кальдер и смежных с ними поднятиях. Рудные тела локализуются в конических и радиальных разрывах кальдер и оперяющих их нарушениях, а также в местах развития взрыво-гидротермальных брекчий, развитых в пределах фумарольных полей. Они представлены сложнопостроенными и простыми жилами, метасоматическими залежами, штокверками, субпластовыми линзами, прожилками и вкрапленностью. Минеральный состав руд довольно разнообразный. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Отмечаются самородные золото и серебро, сульфосоли серебра и свинца, марказит, гематит, пирротин, арсенопирит. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами, халцедоном, адуляром. Отмечается несколько стадий в формировании минеральных парагенезисов и признаки телескопирования.

В распределении рудных ассоциаций наблюдается определенная гипогенная зональность. Верхние части рудопроявлений обогащены баритом, серебром и золотом. Средняя часть сложена свинцово-цинковыми рудами. С глубиной в них возрастает количество сфалерита, пирита и халькопирита, появляется гематит, пирротин и арсенопирит.

Рудовмещающие породы подвержены интенсивным площадным метасоматическим преобразованиям. В верхней части рудопроявлений развиты вторичные кварциты (опалолитовая, кварц-алунитовая и кварц-каолиновая фации), которые с глубиной переходят в аргиллизированные и гидрослюдистые породы, сменяющиеся кварц-адуляровыми, кварц-альбитовыми и пропилитизированными образованиями. Вблизи рудных жил отмечается интенсивное окварцевание, гидрослюдизация, пиритизация.

Оруденение золото-паллиметаллической формации в Вышковском районе размещается в несколько иной геологоструктурной обстановке. Паллиметаллические и золоторудные проявления приурочены к интрузивно-купольным структурам, в ядрах которых располагаются интрузии диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. Оруденение локализуется в радиальных и кольцевых разломах интрузивно-купольных структур вблизи контактовых частей интрузивов. Рудовмещающими во многих случаях являются взрывные брекчии.

Рудные тела представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации, жилами, штокверками. Основными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Отмечается самородное золото, марказит, пирротин, мельниковит, киноварь, теллуриды золота и сульфосоли серебра и свинца. В отдельных рудопроявлениях количество сульфидов не превышает 3-5%. Из нерудных минералов главными являются кварц и карбонаты, встречаются барит, халцедон, адуляр. Из-за недостаточной изученности рудопроявлений, каких-либо выводов о гипогенной рудной зональности сделать нельзя. Следует лишь отметить, что в рудопроявлениях, где присутствует киноварь, всегда устанавливается ее образование позже золото-полиметаллической минерализации. В некоторых рудопроявлениях в верхней части интенсивно развит карбонат и барит.

Рудовмещающие породы интенсивно изменены. Интрузивные породы пропилитизированы. Пропилитизация относится к автотермическому процессу и, вероятно, не связана с околорудными изменениями. К собственно околорудным изменениям относятся окварцевание, хлоритизация, серицитизация, аргиллизация, адуляризация, пиритизация. Метасоматоз по глубине развития выражен менее отчетливо, чем в Береговском районе, хотя каолинизация и аргиллизация распространены в основном на верхних горизонтах рудопроявлений, а с глубиной усиливается роль окварцевания, серицитизации и адуляризации.

По данным термобарометрических исследований [7, 19], оруденение золото-полиметаллической формации характеризуется широким температурным интервалом минералообразования от -350 до -50°C . В большинстве случаев температуры гомогенизации включений в кварце и сфалерите показывают два температурных интервала - соответственно $255-220$, $225-180$ и $255-220$, $210-150^{\circ}\text{C}$.

В вертикальной колонке развития оруденения наблюдается определенная температурная зональность: нижние золото-полиметаллические зоны в кварц-адуляровых метасоматических телах образовались в интервале температур $340-200^{\circ}\text{C}$; средние (золото-полиметаллические и золото-серебряные) образовались при температурах $255-150^{\circ}\text{C}$; верхние (золото-серебряные и золото-барит-полиметаллические) образовались при температурах $220-50^{\circ}\text{C}$.

Оруденение ртутной и ртутно-редкометалльной формации размещается в вулкано-купольных структурах Выгорлат-Гутинской гряды (фрагмент Выгорлат-Хэргитской вулканической дуги), занимающей следующее положение по отношению к структурному плану ранней стадии

активизации. Стратовулканические комплексы гряды составляют плиоценовую андезито-базальтовую формацию, сформировавшуюся в течение поздней стадии неогенового этапа активизации, в связи с извержениями продуктов подкорковых магм в зонах бортовых глубинных разломов.

Ртутная формация является наиболее продуктивной и представлена самыми крупными в районе месторождениями, размещающимися в пределах трех рудных полей – Вышковского, Оленевского и Дубриничского. Рудные поля локализируются в периферических частях вулкано-купольных структур, где широко развиты концентрические конические и радиальные разломы, субвулканические и субинтрузивные штоки, дайки и силлы, гипабиссальные интрузивы, штокообразные тела эксплозивных брекчий, прорывающие мел-палеогеновые флишевые и сармат-паннонские вулканогенно-осадочные толщи. В узле пересечения миоценовых вулкано-тектонических структур цепью вулканов Выгорлат-Гутинской гряды наблюдается наложение ртутного оруденения на руды золото-полиметаллической формации (Вышковское рудное поле). Отдельные месторождения и рудопроявления размещаются в зонах дробления и смятия в пределах концентрических и радиальных разломов, сопровождающих надинтрузивные вздутия кровли (интрузивно-купольные поднятия), или в эндо- и экзоконтактах рвущих магматических тел. Морфология рудных тел разнообразна – прожилково-вкрапленная, гнездовая и штокверковая минерализация разломных зон, линзовидные залежи интенсивно вкрапленных руд в песчаниках.

Выделяется два минеральных типа оруденения – киноварный и метациннабарит-киноварный. Рудная минерализация представлена киноварью, метациннабаритом, пиритом, марказитом, в резко подчиненном количестве присутствуют галенит, сфалерит, антимонит.

Рудовмещающие породы подвержены интенсивной каолинизации и карбонатизации с развитием кварца, кальцита, сидерита, анкерита, барита. Оруденение характеризуется низкими температурами образования – в интервале 190-60⁰C [7] и классифицируется как эпитеpmальное.

Выделяемая условно ртутно-редкометалльная формация развита в жерловых и прижерловых частях стратовулканов, составляющих центральные части вулкано-купольных структур Выгорлат-Гутинской гряды. В формацию объединены многочисленные точки рассеянной минерализации и отдельные рудопроявления, размещающиеся в газовой гидротермально измененных породах, обнаруживающих тесную связь

с кислыми интрузивами и сопровождающими их дайками. Ртутное оруденение, представленное киноварью и метациннабаритом, иногда в ассоциации с марказитом, пиритом и теллуридами висмута, размещается в зонах развития фаций фумарольных вторичных кварцитов (монокварциты, кварц-каолиновые, кварц-диккитовые, кварц-серицитовые, кварц-гидрослюдистые и монтмориллонитизированные породы). В подрудных зонах развита околотрещинная пропилитизация (хлорит-калишпат-карбонатное, хлорит-актинолит-кварцевое, хлорит-эпидот-карбонатное и карбонат-кварц-доэзитовое замещение) с обильной вкрапленностью пирита и пирротина, реже бедной вкрапленностью сфалерита, единичными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками со сфалеритом, галенитом, пиритом, иногда в ассоциации с арсенопиритом, верлитом, флюоритом. Геохимический фон различных фаций вторичных кварцитов характеризуется повышенными содержаниями золота, молибдена, висмута, олова, мышьяка, сурьмы, ртути, меди, свинца и в отдельных случаях бериллия. Известны единичные находки берилла, касситерита (в кальдере Кэлимен, Румыния), молибденита. Характерно присутствие, иногда в значительных количествах, фтор-, бор- и хлорсодержащих минералов (турмалина, топаза, флюорита, джумортьерита, зуннита). Минеральные и геохимические особенности измененных пород этих участков придают им грейзеноподобный характер, обусловленный, очевидно, галлоидным составом относительно высокотемпературных (более 300°C) газово-гидротермальных растворов.

Ртутно-сурьяно-мышьяковая формация развита в самой внешней зоне проявления процессов неогеновой активизации, выразившейся здесь в образовании сводовых и блоково-сводовых поднятий, наложенных на складчато-покровный комплекс флишевых Карпат (Сойминская и Рунская структуры) или сложно дислоцированные меловые и палеогеновые карбонатно-терригенные отложения с пластами, штоками, дайками юрских и меловых серпентинизированных диабазов, туфов, габбро, лерцолитов Пьенинской зоны глубинного разлома (Углянское блоково-сводовое поднятие). Для зоны развития телетермального оруденения характерно отсутствие магматических проявлений неогенового возраста. Мелкие рудопоявления располагаются в пределах этих поднятий и контролируются узлами пересечения надвиговых нарушений и антиклинальных структур крутопадающими разломами радиальной, концентрической и диагональных систем. Оруденение в виде прожилков, штокверков и гнездовых скоплений локализуется в зонах смятия, дробления, будинажа, мелкой трещиноватости и сопровожда-

ется каолинизацией, диккитизацией, карбонатизацией и листвинитизацией вмещающих пород. Рудообразующие минералы встречаются в следующих ассоциациях: реальгар-киноварный и метациннабарит-киноварный (Углянский район), реальгар-аурипигмент-антимонитовый (Сойминский и Рунский районы) минеральные типы, сопровождаемые марказитом и незначительными количествами галенита, сфалерита, золота. Оруденение классифицируется как близповерхностное низкотемпературное (гомогенизация включений в реальгаре оценивается интервалами температур 140–60°C) [7].

Независимо от времени формирования и морфологических типов руд, месторождения и рудопроявления золото-полиметаллической формации характеризуются сходным изотопным составом серы сульфидов (Береговское месторождение – $\delta^{34}S$ от -2,4 до +3,8‰; Вышковский рудный район (Баня – $\delta^{34}S$ от -0,9 до +2,1‰), близким к составу серы метеоритного троилита. Это свидетельствует о едином источнике серы при формировании оруденения золото-полиметаллической формации, который может быть связан как с мантией, так и с земной корой.

Если допустить, что сульфидная и сульфатная сера рудообразующего раствора генетически взаимосвязаны [2], то происхождение однородной по своему изотопному составу серы сульфидов в золото-полиметаллических рудах можно объяснить восстановлением сульфатов вадозовых вод, проникающих в глубокие зоны земной коры и смешивающихся с подкоровыми гидротермальными растворами. Такая интерпретация подтверждается утяжеленным изотопным составом серы барита из Береговского месторождения ($\delta^{34}S$ +18‰), которая могла быть заимствована из подземных вод, содержащих сульфатную серу [12], извлеченную из осадочных образований Закарпатского прогиба.

Об участии вадозовых вод в рудообразовании свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода в кварцах и карбонатах Береговского месторождения [18]. Кварцы из полиметаллических руд имеют широкий диапазон значений $\delta^{18}O$ от -7,3 до +8,9‰, карбонаты характеризуются средними значениями $\delta^{18}O$ +1,1‰. Наличие кварцев с отрицательными относительно стандарта величинами $\delta^{18}O$ и близкие к стандарту значения $\delta^{18}O$ карбонатов свидетельствуют о том, что глубинные гидротермы были в значительной мере контаминированы водами метеорного происхождения.

О смешанной природе рудообразующих растворов, из которых формировались руды золото-полиметаллической формации, свидетель-

ствуют также результаты изучения изотопного состава свинца галенитов миоценовых месторождений Закарпатья. В системе $\frac{208}{204} Pb$ и $\frac{207+206}{204} Pb$ различаются две группы свинца. Компактная группа свинца в основном Береговского района и отдельные пробы свинца Вышковского района ограничены координатами $\frac{208}{204} Pb = 38,9 - 39,6$ $\frac{207+206}{204} Pb = 34,8-35,2$ и характеризуется узким разбросом изотопных отношений, что свидетельствует о его гомогенности, обусловленной, вероятнее всего, глубинным подкоровым происхождением. Во вторую группу входит незначительное количество свинца Береговского и Вышковского района, имеющего широкий разброс изотопных отношений, которые ограничены координатами $\frac{208}{204} Pb = 38,1 - 39,6$ $\frac{207+206}{204} Pb = 34,2-35,1$ и близки к палеозойскому свинцу Карпат. Вероятно, этот свинец заимствован из более древних пород или более древнего оруденения.

Приведенные факты показывают, что рудные месторождения золото-полиметаллической формации по своему происхождению являются полигенными, образовавшимися в приповерхностных условиях.

Месторождения группы рудных формаций, по имеющимся данным [12,67], характеризуются изотопным составом серы сульфидов, также близким к метеоритному стандарту, хотя отмечается ее некоторое облегчение и значительные колебания ($\delta^{34}S$ от +0,8 до -9,8‰ для Вышковского рудного района и до -10‰ для Оленевского рудного поля). В то же время сульфатная сера барита, ассоциирующего с кинноварью, исключительно обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}S$ +38‰). Скорее всего, она могла быть извлечена из подземных вод, где имеется сульфатная сера, заимствованная из осадочных пород. Вероятно, происхождение сульфидной серы можно объяснить биогенным восстановлением сульфатов в нефтяных водах [12], развитых в пределах Закарпатского прогиба, которые могли участвовать в формировании ртутного оруденения. Об этом свидетельствуют также находки в ртутных рудах нефтяных битумов и жидких органических соединений.

Весьма широкое распространение ртутной минерализации не только в зонах активного вулканизма, но и во флишевых Карпатах, развитие широких первичных ореолов рассеяния ртути, отсутствие связи ртутного оруденения только с определенным типом пород, локализация ртутных руд в пределах площади развития вулканогенных комп-

лексов, характеризующихся пониженным фоновым содержанием ртути, приуроченность месторождений и рудопроявлений к зонам глубинных разломов, рассекающим земную кору Закарпатского прогиба и достигающих верхней мантии и т.п., свидетельствуют, скорее всего, о значительных масштабах поступления ртути в земную кору в газовой фазе из подкоровых источников. Вероятнее всего, в верхних водонасыщенных горизонтах земной коры часть ртути вовлекалась в формирование рудоносных растворов, создавших затем месторождения и рудопроявления.

Изложенный материал позволяет говорить о сложности процессов вулканизма и вулканогенного рудообразования в Карпато-Паннонском регионе, требующих больших усилий для расшифровки многих недостаточно или совсем не изученных вопросов:

1. Разработка генетической классификации оруденения на основе изучения источников рудогенных элементов, путей и способов их транспортировки.

2. Проведение палеовулканологического и фациального анализа районов и отдельных структур с целью выяснения условий локализации руд и определения перспектив их рудоносности.

3. Структурное и металлогеническое районирование региона и отдельных его частей на базе палеотектонического анализа, типизации и систематики вулканотектонических структур.

4. Формационный анализ вулканогенных пород на основе комплексного сопоставления генетических характеристик (минералогических, петрологических, геохимических) с учетом структурных условий их локализации.

5. Установление связи магмо- и рудообразования и глубинным строением и эволюцией земной коры.

6. Разработка единой схемы формационного и более дробного подразделения вулканогенных образований всего Карпато-Паннонского региона.

1. Вадас Э. Геология Венгрии. - М.: Мир, 1964.- 530 с.
2. Виноградов В.И. Роль сульфатов в рудообразовании. - В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 128-145.
3. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. / М.А. Фаворская, И.И. Томсон и др. - М.: Недра, 1974.- 192 с.
4. Данилович Л.Г. Кислый вулканизм Карпат. - Киев: Наук. думка, 1976.- 146 с.
5. Деменицкая В.М. Кора и мантия Земли. - М.: Недра, 1967.- 280 с.

6. Ивантишина О.М., Гаврусевич И.Б. Вариации изотопного состава серы в HgS месторождений и рудопоявлений ртути Украины. - В кн.: УІ Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам (Москва, сент., 1976): Тез. докл. М.: 1976, с. 62-63.
7. Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпатья. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. - 172 с.
8. Лейе Ю.А., Науменко В.В., Теплов В.П., Рогаченко В.В. Редметаллические разломы, морфоструктуры и минерогения Украинских Карпат и Закарпатья. - Киев: Препринт ИГЕМ АН УССР, 1976. - 46 с.
9. Митух Э., Пожгай К. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам Венгерской Народной Республики. - В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наук. думка, 1971, с. 61-84.
10. Науменко В.В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. - Киев.: Наук. думка, 1974. - 190 с.
11. Науменко В.В. Тектономагматическая активизация юго-западной части Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклинальных систем и некоторые черты их эндогенной металлогении. - Препринт ИГЕМ АН УССР. Киев, 1974. - 64 с.
12. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Млакэр И. и др. Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса. - В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 275-307.
13. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. - М.: Изд-во иностр. лит., 1960. - 520 с.
14. Сенаш Д. Развитие и строение Карпатского бассейна. - Будапешт, 1969. - III с.
15. Славин В.И., Хаин А.Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. - В кн.: Материалы УІ съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев.: Наук. думка, 1965. - 255 с.
16. Соллогуб В.В., Чекунов А.В. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам УССР. - В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев.: Наук. думка, 1971, с. 116-182.
17. Томсон И.Н. Исходные методические положения. - В кн.: Металлогенический анализ в области активизации. М.: Наука, 1977, с. 3-9.
18. Щербак Н.П., Луговая И.Н., Сорока З.И., Макарова Л.М. Изотопный состав кислорода в кварцах и карбонатах Береговского полиметаллического месторождения. - Материалы XI конгресса КБГА. Киев.: Наук. думка, 1977, с. 234-235.
19. Яслинская А.А., Матковский О.И., Разумеева Н.Н. и др. Минерало-генетические типы золоторудных проявлений на Береговском месторождении Закарпатья. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1974, № 28, вып. 2, с. 41-51.

В.П.Бухарев, А.Ф.Гончарук, Ю.М.Стебновская,
В.А.Степанов, Т.И.Шемякина

ГЕНЕЗИС СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА С ПОЗИЦИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТВОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Современную основу минерально-сырьевой железорудной базы Урала по-прежнему составляют скарново-магнетитовые месторождения Тагилско-Магнитогорского прогиба, разведанные запасы которых в настоящее время сильно истощились. Проведенные в последние 20 лет поисково-разведочные работы, особенно на Южном Урале, малоэффективны, поэтому поиски новых месторождений богатых магнетитовых руд остаются и сегодня актуальнейшей задачей. Несмотря на более чем 200-летний срок эксплуатации Гороблагодатского, Высокогорского и многих других скарново-магнетитовых месторождений, вопросы их генезиса окончательно не решены, а теоретические основы дискуссионны.

В настоящее время превалирует мнение, согласно которому скарново-магнетитовое оруденение рассматривается в свете плутонической гипотезы рудообразования и относится к контактово-метасоматическому типу. Согласно этой концепции, скарново-магнетитовое оруденение локализуется в контактовых ореолах гипабиссальных "продуктивных" гранитоидных интрузивов габбро-гранитного ряда. При этом образуется два типа руд: вкраденные (скаполит-магнетитовые, ортоклаз-магнетитовые), возникающие вследствие замещения рудоносными растворами вулканитов, а также скарново-магнетитовые, формирующиеся за счет избирательного замещения известняков и вулканогенно-осадочных пород.

Существует два представления о способе возникновения рудогенных гидротерм. Ю.А.Кузнецов [8] допускает возможность образования сиенитового расплава и рудного остатка при дифференциации материнской базальтовой магмы. Л.Н.Овчинников [10] и многие его сторонники полагают, что накопление железа связано с процессом ассимиляции гранитоидной магмой вмещающих вулканогенных пород основного состава. Рудоносные растворы зарождались в ассимиляционных ареалах гранитоидных интрузий и выносили железо либо выше, либо на тот же уровень, где происходили эти процессы, причем эти растворы накладывались на тектонически оформившуюся, литологически благоприятную толщу.

В соответствии с плутонической гипотезой структуры рудных полей магнетитовых месторождений контактово-метасоматического типа определяются прежде всего размерами и формой интрузива, его ориентировкой относительно вмещающих толщ, конфигурацией поверхности контакта, засоренностью ксенолитами, в определенной мере составом и возрастом интрузива [17]. Вмещающим породам и их составу отводится пассивная роль рудовмещающего фактора, а вулканизм и вулканоструктуры не принимаются к сведению.

В последние годы в связи с детальным изучением Тургайских и Алтае-Саянских железорудных месторождений, однотипных скарново-магнетитовым месторождениям Урала, многие исследователи критикуют контактово-метасоматическую гипотезу и приводят достаточно убедительные данные в пользу вулканогенно-осадочного происхождения железорудных и колчеданных месторождений [3, 5, 6, 7, 11, 17].

С позиций вулканогенно-осадочной теории рудообразования на Урале прогнозируют поиски колчеданного оруденения [5, 6] и успешно ведутся поисково-разведочные работы стратиформных скарново-магнетитовых рудных залежей в пределах Гороблагодатского рудного поля.

Многочисленные литературные данные и наши личные наблюдения в пределах Гороблагодатского, Высокогорского и Магнитогорского рудных полей свидетельствуют о том, что многие, если не большинство железорудных месторождений Тагило-Магнитогорского прогиба, имеют признаки вулканогенно-осадочного происхождения.

Наиболее важными из них, на наш взгляд, являются следующие:

I. Наличие стратиграфического, формационного и литологического контроля. Это выражается в том, что месторождения скарново-халькопирито-магнетитовой рудной формации Урала образовались на протяжении ордовикско-верхнепалеозойской эпохи не менее чем в четыре этапа - ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-нижнетурнейский, верхнетурнейско-намюрский, верхнепалеозойский, хотя интенсивность рудогенеза проявлена крайне неравномерно. Наблюдается отчетливая приуроченность скарново-магнетитовых месторождений к карбонатно-вулканогенной (Средний Урал) и кремнисто-карбонатно-вулканогенной (Южный Урал) формациям, включающим базальтоидный вулканический комплекс оливин-толеитового калиево-натриевого петрохимического типа. Рудные залежи тяготеют к определенным стратиграфическим уровням: ярусам, свитам, слоям, а внутри их к литологическим фациям, отвечающим сравнительно спокойному этапу вулканической деятельности, для которого характерно накопление ритмич-

но-слоистых, существенно карбонатных отложений в прибрежно-островных мелководных условиях. Например, на Гороблагодатском месторождении, типичном месторождении "уральского типа", рудные залежи как вблизи контакта, так и на удалении 3-4 км от него всегда залегают в нижней-средней части гороблагодатской толщи, в то время как на расположенном к югу от него Валуевском месторождении рудные тела приурочены к нижней и средней частям теплогорско-валуевской толщи, имеющей более молодой возраст. Общим является то, что на обоих месторождениях рудные горизонты приурочены к закономерным ассоциациям фаций ритмично-слоистой вулканогенно-осадочной толщи.

2. Рудные залежи, особенно удаленные от непосредственного контакта, где возможен их контактовый метаморфизм и регенерация, всегда стратиформны и имеют линзовидный или пластовый характер, причем мощность их на протяжении сотен метров мало изменяется и всегда пропорциональна мощности ритмично-слоистых пачек вулканогенно-осадочных пород. Так, в пределах Валуевского месторождения второе рудное тело имеет протяженность по простиранию 950 м, по падению 900 м и среднюю мощность 15 м. Четырнадцатое рудное тело имеет протяженность по простиранию 400 м, по падению 260 м и среднюю мощность 5 м.

Рудные залежи в тех местах, где они не носят следов контактового метаморфизма, всегда согласны слоистости вмещающих пород и вместе с ними участвуют в складчатости. Учитывая тот факт, что складчатость обычно одноактная и по времени относится к поствулканическому периоду, ее можно рассматривать как хронологический репер. Таким образом, накопление первичного рудного вещества сингенетично формированию вулканогенно-осадочных рудовмещающих толщ.

3. Наличие ксенолитов скарнов, магнетитовых руд и метаморфизованных рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород в гранитоидах и габброидах также свидетельствует, что накопление рудного вещества происходило синхронно отложению рудовмещающих пород, предшествуя внедрению интрузий. Отсутствие достоверных признаков рудоподводящих структур между так называемыми "продуктивными" интрузиями гранитоидов и стратиформными рудными залежами во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах указывает на независимость оруденения от контактовых зон, но не отрицает возможность регенерации рудно-скарновых залежей на контактах с интрузивными породами.

Анализ разломной тектоники в пределах Гороблагодатского, Высокогорского и Магнитогорского рудных полей убедительно свидетельствует о пострудном характере разломов. По отношению к рудным залежам разломы являются секущими, смещающими рудные залежи в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

4. Присутствие в рудных залежах участков руд с хорошо выраженной ритмичной слоистостью и наличие в непосредственной близости от окарново-магнетитовых месторождений залежей марганцевых руд в синхронных карбонатных толщах. Четкие контакты между рудными и нерудными прослоями не зависят от мощности этих прослоев и сохраняются несмотря на высокую степень метасоматического преобразования первичных пород, что говорит об изохимическом характере метаморфизма, происходившего без существенного привноса или выноса вещества.

5. Зависимость химического и минерального состава руд от фациальных условий железнакопления. Для Лебяжинского и Евстенинского месторождений характерно высокое содержание в рудах фосфора, для Гороблагодатского, Вадуевского, Высокогорского — марганца, почти для всех месторождений — серы. Часто в одной и той же рудной залежи происходит характерное переслаивание сернистых и мало-сернистых руд. На Тургае описаны многочисленные примеры [2] послойного чередования марганцевых руд с фосфористыми, фосфористых с сернистыми, марганцевистых с сернистыми, а также случаи фациальной смены марганцевистых руд сернистыми по латерали. Само повышенное содержание в окарново-магнетитовых стратиформных залежах серы, фосфора, марганца свидетельствует в пользу седиментационного накопления железа.

6. Присутствие псевдоморфоз магнетита по сидериту говорит о распространении сидерита в первичных железистых осадках и о хемогенно-осадочном способе железнакопления. Переход сидерита в магнетит при метаморфизме сопровождается значительным выделением тепла и углекислоты. Вполне возможно, что часть освободившейся углекислоты фиксируется сейчас в виде многочисленных гнездовидных выделений кальцита, очень характерных для большинства рудных залежей Урала.

7. Наличие в магнетитах и гранатах включений более раннего гематита и широкое развитие мушкетовита. Местами рудные залежи целиком сложены мушкетовитом, причем для мушкетовита характерно полное отсутствие примесей таких "магматогенных" элементов, как

ванадий, никель, кобальт, хром. Для большинства рудных залежей Урала характерна следующая последовательность выделения рудных минералов: гематит - мушкетовит - зональный магнетит - незоональный магнетит, которая обычно наблюдается при метаморфизме руд, первично сложенных окислами или гидроокислами железа.

Распространение мушкетовита также и во вмещающих вулканогенно-осадочных породах вне всякой связи с интрузивами гранитоидов дает основание полагать, что накопление железа в виде окислов происходило в доинтрузивный период. Затем гематит при метаморфизме вмещающих пород восстанавливался до мушкетовита. Мушкетовит присутствует практически во всех стратиформных месторождениях Урала и образует среди скарнов и руд самостоятельные прослои, зоны и рудные залежи.

8. О генетической связи скарново-магнетитового и вкрапленного магнетитового оруднения с вулканизмом свидетельствует прямая зависимость между интенсивностью вулканизма, с одной стороны, количеством и размерами месторождений - с другой. В зонах, где больше мощность вулканогенно-осадочных толщ и крупнее размеры вулканооструктур, всегда наблюдается больше месторождений и размеры их крупнее. При этом месторождения могут быть удалены от контактов с интрузивами на многие километры, но всегда находятся вблизи вулканооструктур. Ярким примером могут служить месторождения Валерьяновской зоны Тургая, где все крупнейшие месторождения (Соколовское, Сарбайское, Качарское) приурочены к наиболее крупной Сарбайской вулканооструктуре, в то же время с Адаевской вулканооструктурой, значительно уступающей Сарбайской по продолжительности и интенсивности вулканизма, связаны более мелкие месторождения, уступающие по своим суммарным запасам лишь одному Соколовскому; отнюдь не самому крупному месторождению Сарбайской вулканооструктуры.

Существует ряд других, не менее важных факторов локализации скарново-магнетитовых рудных залежей, которые противоречат концепциям плутовической (контактово-метасоматической) гипотезы, но находят объяснение с позиций вулканогенно-осадочного рудообразования. Среди них можно отметить существующий "антагонизм" между собственно известняками и рудно-скарновыми залежами, часто наблюдаемую разобщенность скарнов и руд, весьма простой минеральный состав скарнов, изотопный состав серы сульфидов, повсеместно сопутствующих магнетиту и скарновым минералам, идентичный сере

сульфидов рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород, однозначность изотопного состава углерода из гнездовидных включений и прожилков кальцита в рудах и рудовмещающих мраморизованных, заведомо осадочных известняков и ряд других фактов.

Современный минеральный состав рудно-скарновых залежей и интенсивное преобразование вмещающих вулканогенно-осадочных пород обусловлено метаморфизмом, масштабы проявления которого выходят далеко за рамки зон контактового метаморфизма, что также противоречит представлениям об эндогенном рудообразовании более позднем, чем указанный метаморфизм. Природа этого широко проявленного метаморфизма еще во многом не ясна, но можно констатировать безусловный факт, что сфера его влияния, судя по своеобразным парагенезисам минералов (ортотлаз - моноклинный пироксен - магнетит; скаполит - моноклинный пироксен - магнетит) не выходит за пределы зон развития интенсивного вулканизма независимо от наличия вблизи или отсутствия плутонических "продуктивных" интрузий.

В нашем представлении формирование большинства стратиформных магнетитовых месторождений на Урале происходило в два самостоятельных этапа: вулканогенно-осадочный и метаморфический. В течение первого, вулканогенно-осадочного этапа, происходило накопление железа и карбонатного материала синхронно с вулканическими и обломочными отложениями, а на втором этапе произошло преобразование этих отложений в рудно-скарновые залежи и вмещающие их породы современного облика.

Вулканогенно-осадочный этап. Возможность образования железных руд осадением в морском бассейне окисных, карбонатных (сидерит) и сульфидных соединений железа, вынесенного из глубин вулканическими термами в виде жидких (хлориды, сульфаты) или летучих соединений (фториды), признается большинством геологов. Не вызывает сомнения, что формирование рудных залежей происходит различными способами - химическим осадением, сорбцией, участием биогенных факторов и др. При этом источником вещества для рудообразования служат эксгаляции, гидротермы, смешанные газо-гидротермальные, эксгаляционно-гидротермальные процессы, фумарольно-сульфаторное разложение вулканических пород с выносом компонентов кислыми термальными водами и перестроением в морском бассейне, разложением пирокластики под действием морской воды и т.д. О масштабах процесса железнакопления в результате выноса его вулканическими гидротермами можно судить по данным К.К. Зеленова [4],

который проводил исследования в области современного вулканизма Камчатско-Курильской дуги. Он указывает, что в кальдере вулкана Богдан Хмельницкий, благодаря деятельности группы гидротермальных источников с рН 3 и общим дебитом 60 л/с, на небольшой площади ежедневно отлагается около тонны лимонита. По его же данным, р.Урвева при дебите 1,8 м³/с и рН 1,72 ежедневно выносит в море 65 т алюминия и 35 т железа.

Я.Петранек [12] выдвинул гипотезу о том, что формирование вулканогенно-осадочных месторождений типа Лан-Дилль (ФРГ) может происходить при взаимодействии базальтовой лавы с морской водой при подводном вулканизме. Он приводит экспериментальные данные различных исследователей, согласно которым при температуре от 200 до 500°С в системе базальт - морская вода содержание железа в растворе увеличивается в 15 000 раз.

Несмотря на довольно обширную литературу в настоящее время еще недостаточно разработаны проблемы фациальной и стадийной зональности вулканогенно-осадочного рудоотложения, энергетики, динамики и химизма процесса рудообразования, перераспределения рудного вещества в процессе литогенеза, диагенеза, катагенеза и последующего метаморфизма.

Основываясь на анализе фациальных условий залегания рудных залежей, минералогическом составе руд, скарнов и вмещающих пород глиняных железорудных месторождений Урала (Гороблагодатское, Валуевское, Высокогорское, Лебяжянское, Магнитогорское) можно отметить, что вулканическая деятельность в период накопления рудного вещества в условиях морского бассейна носила преимущественно экзоплазивный характер. Участками, благоприятными для накопления железа, являлись углубления морского дна, образовавшиеся в результате кальдерных просадок вблизи наземных и подводных вулканических аппаратов центрального типа. Накопление железа происходило одновременно из различных источников как за счет деятельности подводных, так и наземных газо-гидротерм.

Одновременно с хемогенными железистыми осадками, ритмично чередуясь с ними, отлагались хемогенно-терригенные отложения типа мергелей, собственно терригенные и вулканотерригенные отложения - туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты. Осадконакопление сопровождалось пропилитизацией вулканогенных образований, литогенетическим и диагенетическим преобразованием вулканогенно-осадочных отложений и рудного вещества в результате взаимодействия их

с морской водой и поступающими из вулканических аппаратов гидротермами.

Наличие в скарново-магнетитовых рудах реликтов сидерита, широкое распространение мушкетовита указывает на то, что железо отлагалось как в виде окислов, так и в карбонатной форме, а неоднородность в распределении серы, марганца и фосфора в рудах свидетельствует о частой смене фациальных условий рудоотложения. Изменение фациальных условий рудоотложения, вызванное сменой активности вулканических процессов, и изменение физико-химических условий в морской бассейне обусловило линзовидный характер рудных залежей и частую смену по латерали и в разрезе отложений различного гранулометрического и литологического состава.

Различная удаленность участков рудонакопления от вулканических аппаратов в свою очередь обусловила зональность в распределении серы, фосфора, марганца и других элементов как в рудах, так и в отлагающихся совместно с ними нерудных осадках. Этим, по-видимому, объясняется также частая разобщенность рудных и скарновых залежей. По мнению И.В.Дербикова [3], исходным субстратом скарнов были хемогенно-кластические осадки, близкие по составу к мергелям. При последующем метаморфизме за счет них были сформированы пластовые тела скарнов. Совместное нахождение руд и скарнов часто при раздельной их локализации объясняется общим первичным накоплением кластогенно-хемогенных осадков для скарнов и преимущественно хемогенных для руд. Таким образом, химическим взаимодействием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород с морской водой в период их накопления с учетом пропитализации вулканитов можно в определенной степени объяснить подготовленность этих пород к процессу последующего метаморфизма, приведшего к образованию скарнов, руд или метасоматитов в зависимости от состава исходного субстрата.

Известно, что при подводных извержениях процесс альбитизации (опилитизация) вулканических пород объясняется химическим взаимодействием магмы и морской воды с извлечением из нее натрия. Процессы химического взаимодействия вулканокластики с морской водой в период осадконакопления еще совершенно не изучены. Учитывая высокую температуру вулканокластики, ее исключительно высокую пористость, т.е. колоссальную удельную площадь соприкосновения с насыщенной солями магния, калия, натрия, кальция морской водой, следует ожидать абсорбции этих и других элементов в значительных

количествах. В условиях метаморфизма при формировании метаморфогенных гидротермальных растворов указанные "захороненные" элементы во многих предопределили направленность процессов метасоматических преобразований руд и пород.

В связи с интенсивным метаморфизмом первичных вулканогенно-осадочных пород и руд термодинамика и химизм среды периода железонакпления не ясны. О них можно судить косвенно по составу руд и реликтовым минералам. Наличие в рудах большого количества сульфидов говорит о том, что в период накопления железа для среды осадконакопления была характерна высокая концентрация сероводорода, т.е. бескислородная обстановка. Повышенная щелочность морской воды в свою очередь затрудняет доступ кислорода, поэтому поступающее железо связывается в сидерите, гематите и даже магнетите. В условиях активного вулканического пояса с очень высоким температурным градиентом при частой и резкой смене условий осадконакопления, континентальных на прибрежно-морские или морские, и наоборот, процессы литификации и диагенеза и особенно катагенеза сопровождались (по аналогии с современными вулканическими областями) высокой температурой, частыми явлениями прогресса и пропилитизации. Однако дегидратация гидроокислов железа и переходы их в магнетит происходят при температуре порядка 200°C , а переход сидерита в магнетит — около 300°C . Таким образом, формирование магнетитовых руд за счет первичного гематита и гидроокислов железа могло осуществляться еще в условиях диагенеза [2].

Метаморфический этап. Метаморфизм вулканогенно-осадочных пород и руд происходил либо раньше внедрения габбро-гранитных интрузий, либо широким фронтом сопровождал плутонические интрузии, особенно на ранних стадиях, т.е. в период внедрения габбро. Причина, вызвавшая это явление, во многом еще не понятна, однако уже сейчас можно с уверенностью утверждать, что масштабы проявления высокотемпературного изохимического метаморфизма и метасоматического преобразования вулканитов и вулканогенно-осадочных пород в Тагил-Магнитогорском прогибе не согласуются с масштабами плутонической деятельности, хотя оба этих явления могут быть следствием одной и той же причины. Ясно и то, что этот метаморфизм, площадь развития которого ограничена обычно территорией с наиболее интенсивно проявленной вулканической деятельностью, генетически или парагенетически должен быть связан с вулканизмом, но не имеет отношения к региональному зеленокаменному метаморфизму. Последний

вне зон расолапцевания проявлен слабо, по РТ-условиям не превышает зеленосланцевой ступени, а по времени проходил позже, в период инверсии геосинклинальной структуры.

Роль вулканоплутонического метаморфизма в процессе магнетитового рудообразования сводится к преобразованию первично-хемогенных и терригенно-хемогенных отложений в скарново-магнетитовые рудные залежи, частичному перераспределению рудных компонентов при метаморфизме вулканокластики и вулканитов с образованием вкрапленного магнетитового оруденения (скаполит-магнетитовые и полевошпатово-магнетитовые "оспенные" руды). Роль контактового метаморфизма сводится в нашем представлении к частичной регенерации рудного вещества, либо в зонах контакта с интрузивами гранитоидов, либо в результате пирометаморфизма более поздними вулканическими продуктами. Таким образом, в одном и том же рудном районе или месторождении могут быть установлены три типа рудных залежей: вулканогенно-осадочные метаморфизованные, вкрапленные метаморфогенные и вулканогенно-осадочные или вкрапленные регенерированные под воздействием контактового метаморфизма. Последние не могут быть отнесены к контактово-метасоматическому типу, поскольку в зоне контакта происходила регенерация, а не генерация руды, за счет поступления рудогенных гидротерм из остывающего интрузива.

Проведенное изучение магнетитов в рудах и вмещающих породах Гороблагодатского, Валуевского, Высокогорского, Магнитогорского и других скарново-магнетитовых месторождениях свидетельствует о том, что его образование происходило как в прогрессивную, так и в регрессивную стадии вулканоплутонического метаморфизма. При этом магнетит претерпел многократные преобразования по мере снижения температур и формирования новых минеральных парагенезисов в условиях небольшого давления. Отсутствие признаков широкого замещения магнетитом скарновых минералов говорит о том, что он формировался за счет уже существовавших ранее минералов железа — окислов, гидроокислов, сидерита. Дополнительное количество магнетита и большая часть сфена образовались при замещении первичномарматического титано-магнетита и пироксена более поздними метаморфическими генерациями при формировании пироксен-скаполитовых метасоматитов на прогрессивной стадии, а также при замещении высокотемпературных минералов (граната, пироксена) гистерогенными минералами в регрессивную стадию. Выделяющееся большое количество

кристаллизационной воды при дегидратации и восстановлении железа, обладающей исключительно высокой растворяющей способностью, может служить причиной окolorудных метасоматических явлений (образование "осветленных" пород и др.).

Формирование прослоев скарнов, которые в большинстве случаев также имеют стратиформный облик, могло происходить при метаморфизме хомогенно-кластических отложений, близких по составу к мергелям. Причиной образования широко распространенных высокотемпературных метасоматических ассоциаций в толще вулканогенно-осадочных пород является насыщенность этих пород хомогенно-осадочными продуктами в связи с формированием в морских условиях (карбонаты и галоиды *Mg*, *K*, *Na*, *Ca*). Не исключена возможность захоронения в подобных отложениях не только солей, но и рассолов.

На прогрессивном этапе метаморфизма формировались гидротермы с высокой концентрацией хлористого натрия, магния, кальция, калия, которые предопределяли направленность метасоматического минералообразования, в частности образование скаполита. В этом отношении представляют интерес экспериментальные исследования Д.В.Калинина [9], изучившего влияние раствора хлористого магния и кальция на основной плагиоклаз, который является породообразующим минералом вмещающих вулканогенно-осадочных пород. При температурах 600-650°C и давлении 500-600 атм в растворах, содержащих галоиды, образуются все скарновые минералы - гранат, пироксендиопсид - геденбергитового ряда, актинолит и др. Таким образом, наличие галоидов в вулканогенно-осадочных породах, подвергавшихся метаморфизму, может иметь решающее значение в развитии процесса скарнообразования и скаполитизации.

Поскольку процесс вулканоплутонического метаморфизма был изохимическим, без существенного привноса или выноса компонентов (исключая CO_2 и H_2O), большое значение для понимания происхождения того или иного состава конечных его продуктов имела подготовленность вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Имеется в виду степень их изменения при диагенезе, катагенезе, пропилитизации вулканогенными гидротермами в период их накопления. Примеры областей современного вулканизма, в частности Камчатка и Курильские острова [4, 8], показывают, что процессы пропилитизации приводят к образованию "осветленных" вулкаников на значительных площадях. Этот процесс приводит к выносу из основных вулкаников железа, магния, кальция и других элементов, а сами породы

замещаются альбитом, калиевым полевым шпатом и другими минералами в зависимости от температуры и состава гидротерм. Весьма вероятно, что во многих случаях "осветленные" породы альбитового или микроклинового состава среди метаморфизованных вулканитов Тагил-Магнитогорского прогиба являются, по-существу, метаморфизованными пропилитами.

Проведенное детальное изучение минеральных взаимоотношений в шлифах и аншлифах, определение температур гомогенизации, декрепитации и ряда других лабораторных исследований рудных и нерудных минералов позволяют установить следующую последовательность минералообразования при метаморфизме.

Наиболее ранними высокотемпературными минералами являются пироксен диопсид-геденбергитового ряда, скаполит и изотропный гранат (пироксен I + скаполит I + гранат I). Эти минералы были широко представлены на прогрессивном этапе, однако в дальнейшем почти полностью были замещены и сохранились лишь в виде реликтов. Очень плохая сохранность этих генераций не позволила изучить их более детально. Судя по гомогенизации газовой-жидких включений в этих минералах, они составляли равновесную ассоциацию лишь при температуре 650°C и выше. В настоящее время без специальных исследований невозможно судить о масштабах проявления этой минеральной ассоциации и поведении железа на этом этапе метаморфизма. На примере пироксен-плаггиоклазовых порфиритов базальтового состава (Гороблагодатское месторождение), по которым скаполитизация проходила не так интенсивно, как по вулканокластике и особенно вулканогенно-осадочным породам, можно видеть, что первично-магматический магнетит также претерпел перекристаллизацию с образованием более крупных зерен в интерстициях скаполита и пироксена.

Основная группа сохранившихся скарновых и метасоматических минералов была оформлена в интервале $460-560^{\circ}\text{C}$ и представлена пироксеном того же состава, но более поздней генерации, зональным гранатом, редко скаполитом второй генерации и, по-видимому, эпидотом. В этом же температурном интервале образовалась в виде равновесной ассоциации с гранатом, пироксеном и эпидотом большая часть магнетита скарново-рудных залежей. В узком интервале температур $380-420^{\circ}\text{C}$ образовалась основная масса сульфидов.

К группе низкотемпературных, гистерогенных минералов относятся апатит, альбит, анальдим, кальцит. Следует подчеркнуть, что кальцит в отличие от альбита и анальдима, образовавшихся в сравни-

тельно узких температурных интервалах (альбит 170–220°C, анальцит 180–220°C), кристаллизовался в широком диапазоне температур от 140 до 350°C скорее всего в виде нескольких генераций.

Таким образом, для всех трех разновидностей магнетитовых рудных залежей устанавливается генетическая или парагенетическая связь с вулканизмом, который был главным поставщиком железа. Последующие процессы вулкано-плутонического и контактового метаморфизма были причиной его перераспределения и переотложения в виде новых минеральных ассоциаций.

В заключении следует отметить, что имеющиеся материалы не позволяют однозначно решить вопрос о вулканогенно-осадочном генезисе большинства магнетитовых месторождений Урала, но постановка такого вопроса актуальна, поскольку предопределяет ряд принципиально новых поисковых критериев, ранее не учитывавшихся.

Указанные выше особенности локализации магнетитовых месторождений Тагил-Магнитогорского прогиба предопределяют соответственно иные поисковые критерии и рудоконтролирующие факторы. Прежде всего, главным объектом поисков с позиций вулканогенно-осадочного рудообразования олужат вмещающие вулканогенно-осадочные толщи, а не интрузивные образования. Площадь опоскования не ограничивается лишь зонами контактов с интрузиями, тектонической подготовкой или благоприятным для наложенного гидротермального рудообразования литологическим составом вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Первостепенное значение приобретает фациально-стратиграфический поисковый метод, который базируется на детальном формационном и фациальном анализе рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ с учетом эволюции вулканизма в ходе их становления и стадийности развития эвгессинклинальных структур. Роль плутонизма, разломной и пликтивной тектоники имеет второстепенный характер.

1. Баклаев Я.П. Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. - М.: Наука, 1973. - 229 с.

2. Беляшов Н.М. Полигенные месторождения магнетитовых руд в Тургае. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук - Алма-Ата, 1976. - 40 с.

3. Дербиков И.В. К проблеме генезиса контактово-метасоматических месторождений железа. - Сов. геология, 1968, № 10, с. 21-36.

4. Зеленев К.К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. - Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 13-17.

5. Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. Основные черты строения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Наука, 1963, т. 2, с. 49-53.
6. Иванов С.Н. Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 182-196.
7. Ивлев А.М., Ксенофонт О.К., Фальков Ю.Г., Филатов А.В. Валерьяновская андезит-диоритовая вице-намурская вулканоплутоническая формация Тургайского прогиба и ее рудоносность. - В кн.: Вулканогенно-плутонические формации Казахстана и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 28-39.
8. Кузнецов Ю.А. Происхождение магматических пород. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 296-331.
9. Калинин Д.В. О синтезе силикатов в системе $CaCO_3 - MgCO_3 - H_2O$ в присутствии хлоридов Ca и Mg . - Геология и геофизика, 1966, № 1, с. 17-23.
10. Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. - Свердловск, 1960. - 496 с. (Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 39).
11. Тетерев Г.М. Тургайские магнетитовые месторождения, их перспективная оценка и поисковые критерии: Автореф. дис. ... канд. Геол.-мин. наук. - Алма-Ата, 1965. - 26 с.
12. Petránek J. Sedimentary iron ores of the Lahn-Dill type: a new concept of their origin. - Vestn. Ugred. ustavu geol., 1976, № 4, p. 203-207.

УДК 553.067:553.495:551.34

В.А.Шумлянский УРАНОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В ОБЛАСТЯХ ОРОГЕНЕЗА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТООБРАЗОВАНИЯ

Последние достижения геотектоники и металлогенического анализа послужили основой для выделения особой категории структур земной коры, равной по значению геосинклинально-складчатым областям и платформам [12, 13]. Эти перворазрядные структурные элементы представлены областями тектономагматической активизации, имеющими также самостоятельное металлогеническое значение.

Одна из форм проявления активизации - контрастные глыбовые движения, ведущие к обновлению древних глубинных разломов и образованию новых разрывных нарушений, несогласно наложенных на структурный план фундамента. В результате тектономагматической активизации в консолидированных областях земной коры возникают характерные тектонические формы-своды и сопровождающие их прогибы различного типа [6], системы горстов и грабенов, рифтовые зоны, а также области с ведущим значением разрывных нарушений [13].

При всем разнообразии структур, возникающих при активизации, общими, вероятно, являются глубинные процессы, вызывающие сводообразование [5, 6]. Формирование орогенов и рифтогенов протекает в условиях воздымания земной коры [7], хотя в понимании взаимоотношений рифтовых зон и орогенных областей пока нет полной ясности. Имеются примеры различных вариантов как последовательного, так и синхронного развития на общей территории процессов рифтогенеза и орогенеза. Известны рифтогенные структуры (авлакогены), развивавшиеся без сопровождающих процессов орогенеза, а также орогенные области без ярко выраженных рифтовых зон.

Этапы тектономагматической активизации, сопровождающиеся образованием наложенных или унаследованных впадин различного типа, чрезвычайно продуктивны в отношении экзогенного уранового рудообразования. Это связано с тектоническим выведением на поверхность и последующей эрозией пород складчатого фундамента, продукты разрушения которых накапливаются в межгорных впадинах орогенов, обрамлении орогенов на прилегающих платформах, рифтогенных структурах. Значительные количества урана оказываются мобилизованными, переносятся поверхностными водами и накапливаются в орогенных осадочных формациях. Тектоническая активизация вызывает оживление гидродинамического режима, миграцию урана в грунтовых и пластовых водах и формирование рудных залежей на геохимических барьерах в водоносных горизонтах осадочного чехла.

Образование морфоструктур сопровождается эффузивным и интрузивным магматизмом, интенсивность которого колеблется в широких пределах, но иногда магматизм совсем не проявляется. Повышенная проницаемость земной коры для эндогенных растворов, которая возникает при активизации в результате образования разломов, разуплотнения и повышенного теплового потока, способствует формированию в породах осадочного чехла месторождений, имеющих черты как эндогенного, так и экзогенного генезиса.

Тектонический режим эпох образования экзогенных месторождений урана прежде всего интересен с точки зрения создания благоприятной палеогеографической обстановки — рельефообразования, формирования областей сноса и седиментации. Значительно влияют на рудообразование состав пород в области сноса, развитие кор выветривания, удаленность ареала осадконакопления от береговой линии, условия миграции урана, состав осадков, вулканическая деятельность и другие факторы [9]. С условиями накопления рудовмещающих оро-

генных формаций, естественно, совпадают условия образования экзогенных месторождений урана, возникающих на ранних стадиях литогенеза (седиментогенез, диагенез).

Экзогенные эпигенетические месторождения урана образуются на стадии катагенеза осадочных пород в результате отложения рудного вещества из подземных вод. Формирование оруденения определяется тектоническим режимом, палеогеографической и гидрогеологической обстановкой эпохи рудообразования, часто значительно оторванной от времени седиментации.

Экзогенные месторождения урана, образование которых связано с накоплением рудовмещающих орогенных формаций, распространены в континентальных рифтогенных депрессиях, межгорных впадинах орогенных областей и на участках платформ, прилегающих к орогенным областям. Близкие условия тектонического развития определили сходную экзогенную металлогеническую специализацию континентальных рифтовых структур и межгорных впадин орогенных областей, зажившихся на консолидированном складчатом основании (см. таблицу).

Ураноносность континентальных рифтовых структур изучена еще недостаточно. Это связано как с разнообразием самих структур, так и с недоступностью многих из них для изучения в связи с залеганием под мощным чехлом платформ.

Рифтовые и рифтоподобные зоны, как и орогенические пояса, делятся на периконтинентальные и внутриконтинентальные, причем последние, по мнению Е.Е. Милановского [7], следует разделить на эпиорогенные (эпигеосинклиналиные), эпиплатформенные, авлакогены и палеоавлакогены. Между ними существует ряд переходов главным образом во времени формирования. Так, палеоавлакогены характерны для раннего-среднего протерозоя, авлакогены формировались в рифее-палеозое, а эпиплатформенные щелевые и сводово-вулканические грабены - в мезокайнозое. Если эти представления верны, то к палеоавлакогенам приурочены наиболее крупные в мире запасы урана в позднеархейских-раннепротерозойских конгломератах. Рудовмещающие палеоавлакогены занимали интракратонное или перикратонное положение и развивались синхронно с эпигеогенетическим воздыманием, а иногда и орогенезом на территории прилегающего кратона. В некоторых случаях они фактически представляли собой крупные межгорные впадины рифтового типа, заполнявшиеся отложениями орогенных формаций.

Генетические типы экзогенных месторождений урана в областях орогенеза и континентального рифтообразования

Морфоструктуры области активизации		Тип основания области активизации	
		Складчатое консолидированное	Платформенное
Рифтогены		Древние конгломераты палеоавлакогенов с седиментационным оруденением <i>U, Th, Au, TR</i>	
		Катаплатформенные базальные конгломераты с седиментационными и диагенетическими концентрациями <i>U, Th</i>	
		Эксодиагенетические и полистадийные месторождения урана (с <i>Mo, V, Cu, Cr</i>) в пестроцветных и угленосных молассах и молассоидах	
Межгорные впадины орогенов	эпигеосин- клинальные	Эпигенетические инфильтрационные урановые (с <i>Mo, Sr</i>) месторождения пластовой кислородной зональности	
	эпи- платформенные		

В авлакогенах и более молодых грабенах, расположенных в основании чехла молодых платформ, отсутствуют ураноносные конгломераты типа раннепротерозойских, но базальные слои осадочного чехла (аркозовые конгломераты, гравелиты, песчаники) часто обогащены ураном и торием [9].

Если сравнивать тектонические условия развития рифтогенных структур (авлакогенов) с условиями образования межгорных впадин областей орогенной активизации, то определенное сходство намечается для первой стадии развития рифтогенных структур, т.е. до образования осадочного чехла на прилегающих частях платформ.

Для эпох аридного климата характерно накопление в авлакогенах красноцветных и пестроцветных континентальных разнообломочных формаций с эксодиагенетическим урановым и медным оруденением.

Гумидноклиматические эпохи отличаются накоплением угленосных молассоидов, к которым приурочены эксодиагенетические ураноугольные месторождения.

Морские отложения, присутствующие среди осадочных формаций авлакогенов, но нетипичные для межгорных впадин орогенов, обнару-

дывают значительное сходство с платформенными толщами. Морские терригенные формации содержат прослой черных углистых или битуминозных сланцев с повышенными диагенетическими концентрациями урана, ванадия, молибдена и меди.

Однако, если основные запасы экзогенных месторождений урана в докембрии связаны с палеоавлакогенами, то доля запасов урана в континентальных рифтогенных структурах фанерозойского времени более скромная. В фанерозое ведущая роль в накоплении урана переходит к областям орогенной активизации.

С точки зрения локализации экзогенных месторождений урана можно выделить два типа консолидированных сооружений, подвергавшихся активизации (см. таблицу): К первому относятся области с выведенным на поверхность кристаллическим основанием (щит, срединный массив "типа щита", область завершённой складчатости); ко второму — области с платформенным чехлом, перекрывающим кристаллический фундамент, например плиты платформ, квазиплатформы [47] и погребенные срединные массивы "типа платформ".

Рассматривая области первого типа, отмечаем, что эпигеосинклинальные и эпиплатформенные межгорные впадины орогенов характеризуются многими общими свойствами — связью со сводовыми поднятиями, размерами, набором формаций осадочных и эффузивных пород, генетическими типами месторождений урана. Причиной этого, по мнению Е.Д. Карповой, является однотипность глубинных процессов, одновременно накладывавшихся на фундамент с разной степенью консолидации, в том числе без длительной паузы тектонического покоя, т.е. на близкие по возрасту геосинклинально-складчатые структуры. Естественно, что в данном случае термин "тектономагматическая активизация" может употребляться весьма условно [47].

Известны крупные промышленные месторождения урана в эпигеосинклинальных верхнекаменноугольной и пермской формациях Европы [17]. Это преимущественно экзодиагенетические урановые (иногда с ванадием и хромом) месторождения в континентальных пестроцветных и угленосных молассах. Близкое по типу экзодиагенетическое урановое оруденение локализовано в девонских пестроцветных континентальных молассах каледонских межгорных впадин [147].

Экзогенные месторождения урана в эпиплатформенных межгорных впадинах особенно характерны для областей мезозойской и кайнозойской тектономагматической активизации. В развитии активизации этих областей намечается определенная стадийность, связанная

с развитием сводовых поднятий различных типов и масштабов [6], формированием разнотипных наложенных впадин с характерными комплексами осадочных формаций, магматизмом разного возраста и состава [4]. Для отдельных регионов А.Д.Шеглов [12] описывает две основные стадии, которые наиболее отчетливо проявляются при активизации срединных массивов и областей завершённой складчатости.

В самом общем виде первая стадия активизации приводит к образованию орогена, межгорных впадин в орогенной области и молодой платформы на складчатом основании, примыкающей к орогену [1]. Наложённые межгорные впадины заполняются молассоидами, нижняя часть разреза которых сложена мощными грубообломочными арковыми конгломератами, а верхняя — ритмично-слоистой песчано-глинистой толщей. В зависимости от ландшафтно-климатических условий осадко-накопления молассоида относятся к пестроцветной или сероцветной угленосным формациям. В литературе [3] описаны экзогенные урановые (иногда с молибденом) месторождения, приуроченные к молассоидам. По условиям формирования рудных концентраций эти месторождения относятся к экзодиагенетическим и полистадийным.

Аллохтонные платформенные формации, связанные с орогеном как с областью сноса обломочного материала, вмещают экзодиагенетические месторождения урана. В пестроцветных формациях последние представлены урановыми, урано-ванадиевыми, медно-урановыми рудами в русловых и дельтовых отложениях. Сероцветные угленосные формации, примыкающие к выступам кристаллического фундамента, вмещают залежи ураноносных углей [2].

Последующие дифференцированные тектонические движения приводят к формированию новых горных сооружений и межгорных впадин как на месте старых, так и в пределах молодой платформы. Иногда новообразованные межгорные прогибы более обширные и пологие, с широким распространением угленосных отложений [12]. Горообразование в пределах платформы, обладающей осадочным чехлом, часто характеризуется проявлением отдельных, ограниченных по площади горстовых поднятий, между которыми располагаются довольно обширные впадины (грабен-синеклизы), заполненные образованными на первой стадии или доорогенными платформенными отложениями. Новообразованные грабен-синеклизы представляют собой артезианские бассейны, а горстовые поднятия — области питания подземных вод (гидрогеологические массивы). Широко известны урановые, уран-селеновые, молибден-урановые эпигенетические инфильтрационные месторождения

пластовой окислительной зональности, локализованные в сероцветных континентальных (в том числе угленосных) и морских формациях платформенного чехла [8, 14]. Эти месторождения приурочены к водоносным горизонтам в крыльях артезианских бассейнов. В ряде случаев отмечается наложение зон пластового окисления на нефтеносные, битумсодержащие или эпигенетически восстановленные породы в пределах куполов и антиклиналей, осложняющих квазиплатформы или крупные конседиментационные прогибы в приорогенной части платформы. Здесь образуются месторождения со сложной восстановительной и окислительной зональностью [10], содержащие как смолково-черниевые, так и урано-битумные руды. Эти месторождения отличаются от гидротермальных урано-битумных наличием рудоконтролирующей окислительной зональности.

Дальнейшей задачей металлогении является углубленное изучение закономерностей размещения экзогенных месторождений урана, особенно в осадочных породах рифтогенных, а также в осадочном чехле и складчатом основании активизированных древних платформ.

1. Геология атомного сырья / Под ред. А.П.Виноградова. - М.: Атомиздат, 1959. Т. 8. - 517 с.
2. Данчев В.И., Стрелинов Н.П. Ураноугольные месторождения и их главные генетические типы. - Геология рудных месторождений, 1973, 15, № 3, с. 66-81.
3. Данчев В.И., Шумлянский В.А. Экзогенное урановое оруденение в отложениях молассоидных формаций межгорных впадин. - Геология рудных месторождений, 1979, 21, № 4, с. 79-88.
4. Карпова Е.Д. Металлогения областей тектономагматической активизации. - В кн.: Пробл. региональной металлогении. Л.: 1973, с. 62-102. Тр. ВСЕГЕИ, т. 191.
5. Корешков И.В. Сводообразование и развитие земной коры. - М.: Недра, 1975. - 207 с.
6. Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). - М.: Наука, 1977. - 174 с.
7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли. - В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. - Новосибирск: Наука, 1977, с. 5-11.
8. Образование месторождений урана: Тр. симпоз. по образованию месторождений урана (Афины, 6-10 мая 1974 г.). - М.: Мир, 1976. - 762 с.
9. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. - Л.: Недра, 1974. - 231 с.
10. Шмаринич Е.М., Машковцев Г.А., Рослый А.И. и др. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетическом месторождении урана. - Сов. геология, 1974, № 7, с. 56-63.
11. Шумлянский В.А. Закономерности размещения экзогенных месторождений урана в некоторых типах орогенических областей. - Геол. журн., 1978, № 3, с. 12-24.

12. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной, активизации. - Л.: Недра, 1968.- 180 с.
13. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа.- М.: Недра, 1976.- 295 с.
14. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под ред. А.И.Перельмана.-М.: Атомиздат, 1965.- 324 с.

УДК 553.067

В.Б.Коваль, А.А.Дроздовская, С.В.Кузнецова, В.Н.Кучер,
В.И.Николаенко, С.И.Терещенко

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

При всей сложности геологических процессов существует одна общая причина, приводящая к концентрации рудного вещества в месторождениях, - миграция его в рудоподводящем флюиде. Поэтому для выяснения закономерностей образования месторождений необходимо иметь геохимическую модель, описывающую период перехода элементов в раствор, миграцию их к месту рудообразования и причины, приводящие к концентрации металлов в форме рудных минералов.

Обычные геологические методы дают нам лишь косвенную информацию об этих процессах и не позволяют оценить значимость того или иного явления, границы его действия, выделить наиболее важные факторы, приводящие к накоплению вещества до рудных концентраций.

Необходимо, чтобы данные о химизме растворов, полученные на конкретных месторождениях при проведении геохимических, петрохимических исследований и изучения газово-жидких включений в минералах, корректировались путем постановки эксперимента в условиях, приближенных к природным, что полностью отвечает требованиям моделирования.

При этом следует не терять исторический подход к рассмотрению геологических объектов, для чего отдельные элементарные процессы следует располагать в последовательности, отвечающей общей направленности развития геологических систем.

С учетом того, что даже самая правдоподобная последовательность отложения руд, соответствующая законам физики и химии, не может служить доказательством того, что именно эта последовательность единственно возможная в природе, если она не обоснована геологическими данными, развитие экспериментальных работ и теоретического моделирования в секторе с самого начала тесно связывалось с изучением конкретных геологических процессов.

С 1963 по 1966 г. в секторе были созданы экспериментальные лаборатории по изучению физико-химических условий протекания геологических процессов в зоне гипергенеза и верхних частях земной коры. При постановке исследований основное внимание обращалось на изучение форм миграции элементов, кинетики процессов выщелачивания, а также условий фильтрации растворов через породы.

Широкое применение получил термодинамический расчетный метод. В основу его положен принцип определения количественных зависимостей между переменными параметрами, регулируемыми направленность процессов взаимодействия между устойчивыми соединениями какой-либо физико-химической системы, с помощью термодинамического анализа соответствующих реакций. Возможность использования результатов такого анализа для интерпретации природных процессов минералообразования обуславливается тем, что исходными предпосылками для расчетов служат данные экспериментальных определений устойчивости соединений, по составу отвечающих природным минеральным соединениям и компонентам природных растворов.

В Секторе металлогении использование этого метода для нужд моделирования различных геологических процессов начато в 1964 г. В процессе его освоения использовали не только существующие методические предпосылки, но и разрабатывали самостоятельно отдельные методические вопросы и приемы для решения конкретных задач. Так, для анализа условий образования железных руд была создана согласованная система констант для осадков и ионов железа, при решении вопросов о коллоидном переносе урана в природных водах была разработана методика расчетного определения равновесий между моно- и полиядерными соединениями элементов в водных растворах [9], для анализа процессов рудообразования в гидротермальных условиях была предложена новая, не зависящая от температуры характеристика кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов pR [10], связанная с pH следующим уравнением:

$$pR = - \lg \frac{a_{H^+}}{a_{OH^-}} = 2pH_T + pK_{w,T}$$

За истекшие годы результаты термодинамических расчетов использовали при моделировании процессов образования инфильтрационных месторождений урана [7], процессов гипергенной миграции тория [8], процессов формирования железорудных минералов на этапах осаждения, диагенеза и гидротермальных преобразований [23, 24, 8].

В последнее время в развитие исследований по теоретическому моделированию процессов рудообразования в гидротермальных условиях предприняты методические разработки по расчетам окислительно-восстановительных равновесий. Для этого предлагается использовать величину отрицательного логарифма активности свободных электронов pE , на преимущества использования которой в расчетах низкотемпературных равновесий впервые указал А.Н.Трусделл [28]. Необходимость таких разработок диктуется настоятельной потребностью решения задач по моделированию процессов рудообразования в ходе температурной эволюции гидротермальных систем — до настоящего времени решать такие задачи не представлялось возможным, поскольку общепринятые характеристики кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств гидротермальных растворов pH и Eh зависят от температуры и не могут быть количественно сопоставлены для разных температурных уровней гидротермального процесса.

Свободные электроны играют в водных растворах такую же роль, как ионы водорода: активность ионов H^+ регулирует соотношения между ионами одинаковой валентности, а свободные электроны — между ионами разной валентности. В то же время активность свободных электронов не зависит от температуры и может быть использована для характеристики окислительно-восстановительных свойств гидротермальных растворов.

По аналогии с pH и pA величину pE удобно назвать показателем восстановленности, а из анализа физико-химической сущности этого понятия представить математически его соотношения с Eh в виде уравнения

$$pE = -\lg a_e = \frac{Eh_r F}{2,303 RT},$$

где F — константа Фарадея; R — газовая постоянная; T — температура, К. Сущность расчетов окислительно-восстановительных равновесий с использованием pE заключается в том, что определение количественных зависимостей между переменными параметрами, регулирующими направленность какой-либо окислительно-восстановительной реакции, производится не из уравнения Нернста, а из выражения константы равновесия, в котором наряду с активностями растворенных соединений учитывается активность свободных электронов.

С использованием результатов проведенных методических разработок выполнен термодинамический анализ гидротермальных равнове-

Т а б л и ц а I. Реакции и уравнения, отражающие соотношения между окисными, сульфидными и карбонатными соединениями железа в гидротермальных условиях

№ п.п	Уравнения реакций	Выражение $\lg K$	$\lg K$ при $t, ^\circ C$			
			25	100	200	300
1	$2Fe_3O_4 + H_2O = 3Fe_2O_3 + 2H^+ + 2\bar{e}$	$-2pH - 2pF$	-6,12	-4,65	-3,50	-2,81
2	$2FeCO_3 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 2CO_3^{2-} + 6H^+ + 2\bar{e}$	$2\lg a_{CO_3^{2-}} - 6pH - 2pF$	-47,83	-41,93	-39,42	-39,86
3	$3FeCO_3 + 4H_2O = Fe_3O_4 + 3CO_3^{2-} + 8H^+ + 2\bar{e}$	$3\lg a_{CO_3^{2-}} - 8pH - 2pF$	-68,69	-60,57	-57,39	-58,38
4	$2FeS_2 + 19H_2O = Fe_2O_3 + 4SO_4^{2-} + 38H^+ + 30\bar{e}$	$4\lg a_{SO_4^{2-}} - 38pH - 30pF$	-195,06	-150,77	-120,55	-104,89
5	$Fe_2O_3 + 4S^{2-} + 6H^+ = 2FeS_2 + 3H_2O + 2\bar{e}$	$4\lg a_{S^{2-}} + 6pH - 2pF$	111,55	95,15	88,30	89,91
6	$3FeS_2 + 20H_2O = Fe_3O_4 + 6SO_4^{2-} + 56H^+ + 44\bar{e}$	$6\lg a_{SO_4^{2-}} - 56pH - 44\bar{e}$	-289,54	-223,83	-179,08	-155,93
7	$Fe_3O_4 + 6S^{2-} + 8H^+ = 3FeS_2 + 4H_2O + 4\bar{e}$	$-6\lg a_{S^{2-}} + 8pH - 4pF$	164,25	140,40	130,69	133,46
8	$FeS_2 + CO_3^{2-} + 8H_2O = FeCO_3 + 2SO_4^{2-} + 16H^+ + 14\bar{e}$	$2\lg a_{SO_4^{2-}} - \lg a_{CO_3^{2-}} - 16pH - 14pF$	-73,60	-54,44	-40,59	-32,50
9	$FeCO_3 + 2S^{2-} = FeS_2 + CO_3^{2-} + 2\bar{e}$	$\lg a_{CO_3^{2-}} - 2\lg a_{S^{2-}} - 2pF$	31,86	26,62	24,33	24,83
10	$FeS + S^{2-} = FeS_2 + 2\bar{e}$	$-\lg a_{S^{2-}} - 2pF$	25,50	22,65	21,57	22,31
11	$3FeS + 4H_2O = Fe_3O_4 + 3S^{2-} + 8H^+ + 2\bar{e}$	$3\lg a_{S^{2-}} - 8pH - 2pF$	-87,76	-72,48	-66,04	-66,45
12	$FeS + CO_3^{2-} = FeCO_3 + S^{2-}$	$\lg a_{S^{2-}} - \lg a_{CO_3^{2-}}$	-6,34	-3,97	-2,58	-2,70
13	$2Fe^{2+} + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6H^+ + 2\bar{e}$	$-2\lg a_{Fe^{2+}} - 6pH - 2pF$	-26,85	-19,20	-13,23	-9,64
14	$3Fe^{2+} + 4H_2O = Fe_3O_4 + 8H^+ + 2\bar{e}$	$-3\lg a_{Fe^{2+}} - 8pH - 2pF$	-37,22	-26,48	-18,09	-13,05
15	$Fe^{2+} + CO_3^{2-} = FeCO_3$	$-\lg a_{Fe^{2+}} - \lg a_{CO_3^{2-}}$	10,49	11,36	13,10	15,12
16	$FeS_2 + 8H_2O = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 16H^+ + 14\bar{e}$	$2\lg a_{SO_4^{2-}} + \lg a_{Fe^{2+}} - 16pH - 14pF$	-84,11	-65,78	-53,66	-47,62
17	$Fe^{2+} + 2S^{2-} = FeS_2 + 2\bar{e}$	$-\lg a_{Fe^{2+}} - 2\lg a_{S^{2-}} - 2pF$	42,35	37,97	37,53	40,14

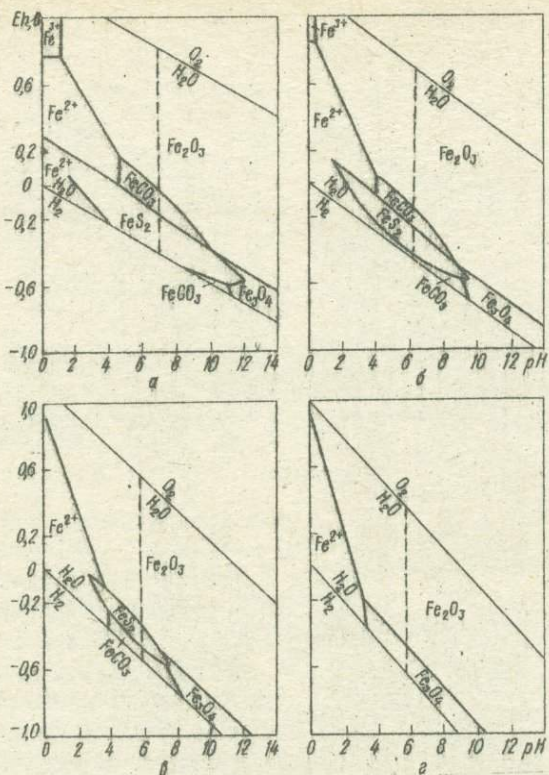


Рис. 1. Соотношения устойчивости окислов, сульфидов и карбонатов железа в зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств гидротермальных растворов: а - 25; б - 100; в - 200; г - 300°C. ($\Sigma a_{S_{расств}} = 10^{-4}$, $\Sigma a_{CO_2_{расств}} = 10^0$, $a_{Fe^{2+}} = 10^{-3}$). Пунктиром обозначены линии pH, соответствующие нейтральной среде при данных температурах.

сий между главнейшими окисными, сульфидными и карбонатными железорудными минералами, с помощью которого определен характер изменения соотношений между гематитом, магнетитом, пиритом, пирротитом и сидеритом в зависимости от температурной эволюции основных физико-химических параметров гидротермальных растворов - актив-

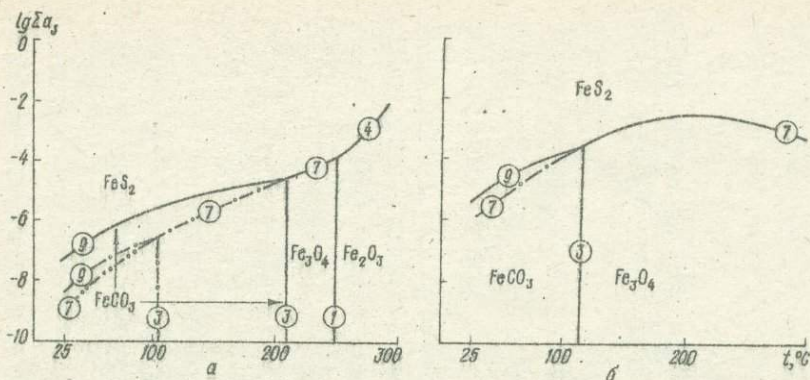


Рис. 2. Температурное изменение активности растворенной серы в условиях гидротермальных равновесий железорудных минералов: а - в нейтральной среде ($\rho R = 0$) с $\rho F = -4$; б - в щелочной среде ($\rho R = 6$) с $\rho F = -8$ ($\Sigma a_{CO_2 \text{ раств}} = const$; — 10^0 ; - - - 10^{-2} ; ····· 10^{-4}).

ностей растворенной серы $\Sigma a_{S \text{ раств}}$ и растворенной углекислоты $\Sigma a_{CO_2 \text{ раств}}$, а также от активностей свободных электронов ρF . Результаты расчетов представлены в табл. I и на рис. 1-4 в форме диаграмм $\rho R - \rho F$, $\lg \Sigma a_{S \text{ раств}} (t^\circ C)$, $\lg \Sigma a_{CO_2 \text{ раств}} (t^\circ C)$ и $\rho F / t^\circ C$. Диаграммы построены с помощью принятой исходной предпосылки о взаимозависимом изменении каких-либо двух параметров при постоянстве заданных значений всех остальных параметров: на рис. 1 показаны четыре изотермические диаграммы, иллюстрирующие соотношения между минералами железа в растворах с $\Sigma a_{S \text{ раств}} = 10^{-4}$ и $\Sigma a_{CO_2 \text{ раств}} = 10^0$ в зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств; на рис. 2-4 приведено по две диаграммы соотношений между минералами железа: а - в нейтральных средах со слабовосстановительными свойствами ($\rho R = 0$, $\rho F = -4$, что в пересчете на pH и Eh при 25, 100, 200 и 300°C составляет соответственно 7; 6,12; 5,68; 5,70 и -0,237; -0,296; -0,376; -0,455 В); б - в щелочных средах с сильновосстановительными свойствами ($\rho R = 6$, $\rho F = -8$, что в пересчете на pH и Eh при тех же температурах составляет 10; 9,12; 8,68; 8,70 и -0,473; -0,592; -0,751; -0,910 В) в зависимости от температурного изменения активности растворенной серы при $\Sigma a_{CO_2 \text{ раств}} = 10^0$ (рис. 2), ак-

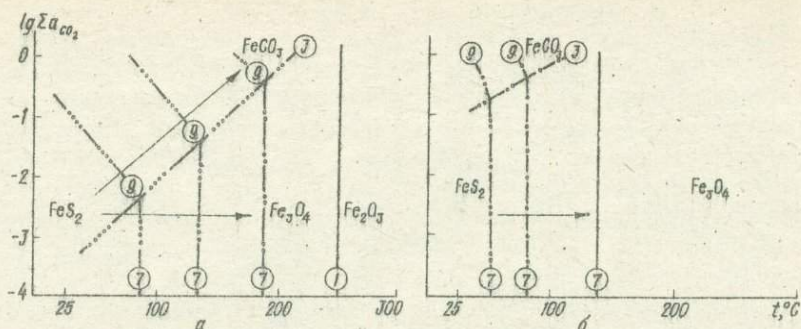


Рис. 3. Температурное изменение активности растворенной углекислоты в условиях гидротермальных равновесий железорудных минералов: а - в нейтральной среде ($\rho_f = 0$) с $\rho_f = -4$; б - в щелочной среде ($\rho_f = 6$) с $\rho_f = -8$. ($\sum a_{s \text{ парств}} = \text{const}$; — 10^{-3} ; - - - 10^{-4} ; - · - · 10^{-5} ; - · - · - 10^{-6} ; - · - · - 10^{-7} ; - · - · - 10^{-8} .)

тивности растворенной углекислоты при $\sum a_{s \text{ парств}} = 10^{-6}$ (рис. 3) и активности свободных электронов при $\sum a_{CO_2 \text{ парств}} = 10^0$ и $\sum a_{s \text{ парств}} = 10^{-4}$ (см. рис. 4).

Из анализа графических данных следует, что с падением температуры гидротермальных растворов при прочих равных условиях происходит образование пирита и сидерита за счет замещения ими гематита и магнетита. Магнетит может существовать в низкотемпературных условиях лишь в сильновосстановленных средах с резко выраженной щелочной реакцией. При этом характерно, что развитие пирита происходит термодинамически предпочтительнее, чем сидерита: на рис. 1, а видно, что в растворах с активностью растворенной серы на четыре порядка меньшей, чем активность растворенной углекислоты, поле пирита в низкотемпературных условиях значительно превосходит по площади поле сидерита. Обращает на себя внимание своеобразный характер соотношений между этими минералами в зависимости от окислительно-восстановительного характера среды: на диаграммах "а" и "б" (см. рис. 1) поле сидерита как бы рассекается на две части полем пирита - верхняя часть характеризует устойчивость сидерита в области преобладания сульфатных ионов, нижняя - сульфидных.

Из диаграмм $\sum a_{s \text{ парств}}/t, ^\circ\text{C}$ (см. рис. 2) видно, что активность растворенной серы, обеспечивающая равновесие пирита и сидерита,

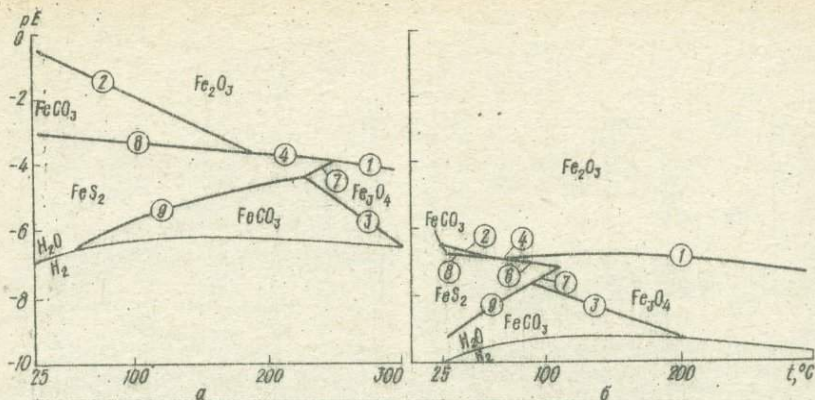


Рис. 4. Температурное изменение активности свободных электронов в условиях гидротермальных равновесий железорудных минералов: а - в нейтральной среде ($pK = 0$); б - в щелочной среде ($pK = 6$) ($\sum a_{CO_2, \text{раств}} = 10^0$, $\sum a_{S, \text{раств}} = 10^{-4}$).

понижается с уменьшением температуры и активности растворенной углекислоты и повышается по мере увеличения щелочности растворов. Такая же закономерность отмечается и для равновесия пирита с магнетитом с той лишь разницей, что степень понижения $\sum a_{S, \text{раств}}$ в этом случае несколько больше, чем для равновесия сидерит - пирит.

Активность растворенной углекислоты, обеспечивающая равновесие пирита с сидеритом, также понижается по мере уменьшения $\sum a_{S, \text{раств}}$ (см. рис. 3, а) и увеличивается по мере повышения щелочности (см. рис. 3, б), но в отличие от характера температурного изменения $\sum a_{S, \text{раств}}$ для этого равновесия устанавливается увеличение $\sum a_{CO_2, \text{раств}}$ при понижении температуры растворов. Для равновесия сидерит - магнетит устанавливается понижение активности растворенной углекислоты с уменьшением температуры и активности растворенной серы (см. рис. 3, а) и повышение - с увеличением щелочности (см. рис. 3, б).

Из анализа диаграмм $pE/t, ^\circ C$ (см. рис. 4а, б) следует: равновесие сидерита с окислами железа при уменьшении температуры растворов смещается в область менее восстановленных сред, а при увеличении щелочности - более восстановленных сред. Зависимость равновесий пирита с другими железорудными минералами от окислительно-восстановительного режима гидротермальных растворов носит более сложный характер, поскольку устойчивость самого пирита

определяется соотношением активностей растворенных форм серы с разной валентностью, в свою очередь зависящим от окислительно-восстановительного состояния среды: верхняя граница поля пирита располагается в поле преобладания сульфатных ионов и описывается уравнениями констант равновесия реакций 4,6,8 (см. табл. I), нижняя — в поле преобладания сульфидных ионов (уравнения K реакций 7,9). Различия в характере температурных зависимостей между переменными параметрами этих двух групп реакций и определяет различный характер температурного изменения границ ρf равновесия пирита с другими минералами железа: в поле преобладания ионов SO_4^{2-} равновесие пирита с сидеритом и магнетитом смещается в область менее восстановленных, а в поле ионов S^{2-} в область более восстановленных сред. При увеличении щелочности растворов равновесия пирита с другими минералами железа при прочих равных условиях смещаются в область более восстановленных сред.

Таким образом, проведенный термодинамический анализ гидротермальных равновесий между железорудными минералами выявил сложный характер зависимостей между переменными параметрами, регулирующими направленность процессов преобразования этих минералов в ходе температурной эволюции гидротермальных систем. Использование полученных результатов применительно к конкретным геологическим объектам может оказать существенную помощь при определении условий формирования природных минеральных ассоциаций, а тем самым и в расшифровке генезиса железорудных месторождений.

Круг вопросов для теоретического моделирования определяется результатами геологического изучения природных объектов и экспериментальным моделированием процессов миграции и отложения металлов в гидротермальных условиях. Ниже приводятся основные результаты, полученные лабораториями сектора при экспериментальном моделировании геологических процессов.

Процессы мобилизации, переноса и отложения урана в гидротермальных условиях

Пространственная приуроченность урановых месторождений к участкам развития процессов натриевого, калиевого и карбонатного метасоматоза, почти постоянное присутствие в ассоциации с урановыми минералами карбонатов и данные по химизму газово-жидких включений позволяют предположить, что карбонатные растворы являются наиболее реальной средой для переноса урана к местам накопления.

При экспериментальном моделировании этого процесса были использованы растворы с различной концентрацией солей карбонатов натрия и калия, а также смеси этих растворов с угольной кислотой. В ходе проведения экспериментов было выяснено влияние концентрации и состава растворов на перенос в них урана в зависимости от температуры и давления, а также изучены ионообменные реакции между флюидом и породой в связи с процессами рудообразования.

Поскольку при моделировании природных геологических процессов мы имеем дело с очень сложными, многокомпонентными системами, исследование их в большинстве случаев носит качественный характер и определяет круг вопросов для постановки более точных экспериментов на количественной основе.

Опыты проводили в экскалвах как в открытой, так и закрытой системе. Реактор, в котором при заданных температурах и давлениях происходила реакция, изготовлялся из нержавеющей стали типа 1Х18Н9Т. Объем его в зависимости от типа установки изменялся в пределах 60–180 см³.

Источником урана служила его трехокись, которая вводилась в реактор в чистом виде и в форме смеси с породами, минералами и химически чистыми солями.

Серии опытов были проведены в кислой, нейтральной и щелочной средах, растворах разного состава и концентрации, в диапазоне температур 90–500°C и давлении 50–1000 кгс/см². Давление создавалось и поддерживалось с помощью жидкостного насоса, работа которого контролировалась электроконтактным манометром.

Температура регулировалась с помощью электронного автоматического потенциометра в пределах $\pm 2^\circ\text{C}$. Опыты выполнялись по такой схеме: препарат вводили в лодочку из нержавеющей стали в реактор, который затем нагревался до заданной температуры и в него закачивали раствор.

В ряде дублирующих опытов по изучению перехода урана в раствор из трехоксида урана нагрев реактора начинался после закачки раствора. Каждой серии опытов предшествовали контрольные определения времени достижения стационарного состояния.

При работе в условиях открытой системы вентилем устанавливалась постоянная скорость протока, составляющая 3–5 см³/ч.

В зависимости от цели поставленных экспериментов раствор анализировался на уран, натрий, калий, кремний, магний, кальций и железо. Большинство определений было сделано колориметрическим

методом на приборе СФ-16. Содержание в растворе натрия и калия измерялось методом пламенной фотометрии.

Проведенные моделирующие эксперименты освещены в литературе [1, 16, 17], поэтому мы не будем останавливаться на них подробно, а осветим только основные результаты.

1. При контакте флюида с породами и минералами, содержащими в своем составе элементы-восстановители (закисное железо, органику, сульфидную серу и др.), U^{+6} в форме простых ионов при температуре выше 200°C практически не мигрирует, так как восстанавливается до четырехвалентного состояния и фиксируется на поверхности пород и минералов в форме окислов.

2. Добавление к водному раствору углекислоты не сказывается на содержании в нем урана при температуре выше 300°C . При взаимодействии обогащенного углекислотой раствора и смеси трехоксида урана с породами и минералами способствует в интервале температур до 300°C переходу в него дополнительных количеств кальция, магния и железа, при температуре до 400°C - натрия, а выше этой температуры - калия. При температуре 200°C наряду с кальцием и магнием в растворе отмечается увеличение содержания урана (до десятков миллиграммов на литр).

Во всем исследованном диапазоне температур зафиксировано уменьшение растворимости кремния и алюминия.

3. Сравнение устойчивости урана в карбонатных растворах калия и натрия показало, что в первых он находится в устойчивом состоянии в более широком диапазоне температур и давлений, чем во втором. Так, в 0,5 н. растворе KHCO_3 во всем исследованном диапазоне температур $200-400^{\circ}\text{C}$ зафиксирована при давлении 300 кгс/см^2 концентрация урана порядка нескольких тысяч миллиграммов на литр. В растворе NaNHCO_3 той же исходной концентрации содержание урана при 300°C снижается до сотен, а при 400°C - до десятков миллиграммов на литр.

Снижение давления до 50 кгс/см^2 при 300°C приводит к почти полному осаждению урана в натриевых растворах, а в калиевых наблюдается лишь небольшое уменьшение содержания урана.

4. Изучение взаимодействия трехоксида урана и концентрированных 40%-ных растворов Na_2CO_3 и K_2CO_3 показало, что содержание урана в растворе прямо пропорционально его концентрации. Скачкообразное уменьшение растворимости при 300°C карбоната натрия приводит к падению концентрации урана в интервале температур $200-$

300°C почти на два порядка, а при 400°C растворение карбоната натрия и содержание урана в растворе практически равны нулю.

В 40%-ном растворе Na_2CO_3 экстрагирование урана из трехоксида при давлении 300–800 кгс/см² отмечается во всем исследованном диапазоне температур 300–600°C.

При 300, 400°C и давлении 300 бар раствор после опытов приобретает характерную желтую окраску в результате формирования уранил-карбонатного комплекса. Содержание в нем урана равняется соответственно 3500 и 2600 мг/л. При повышении температуры до 500°C происходит расслоение раствора на две фазы. В газовой фазе содержание урана составляет 30 мг/л, а в сосуществующем с ней растворе – 1900 мг/л. Повышение давления до 800 бар приводит при этой температуре к увеличению концентрации урана в газовой фазе до 390 мг/л.

5. В разбавленных карбонатных растворах формирование уранил-карбонатного комплекса и перенос значительных количеств урана возможен лишь при температурах, близких к 100°C.

Так, в 0,01 н. растворе Na_2CO_3 концентрация урана порядка 90 мг/л отмечается при 100°C, повышение температуры до 150°C приводит к снижению содержания урана в растворе до 50 мг/л, а при температуре до 90°C она возрастает до 270 мг/л.

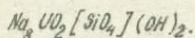
6. Стабилизация урана в форме уранил-карбонатного иона позволяет ему мигрировать на довольно значительное расстояние в широком диапазоне температур и давлений. Для фиксации урана из раствора необходимо разрушить уранил-карбонатный комплекс, что в природных условиях происходит при повышении температуры; смещении карбонатных и хлоридных растворов; разбавлении карбонатных растворов; потере раствором уголекислоты и образовании труднорастворимых карбонатов.

Для изучения осадительной способности пород и отдельных минералов было изучено их взаимодействие в диапазоне температур 200–400°C с урансодержащими натриево-карбонатными растворами.

Было установлено, что в концентрированных I н. растворах уран переходит в неустойчивое состояние только при температурах выше 300°C. При этом наибольшей осадительной способностью обладают пирит и куммингтонит. При взаимодействии с этими минералами часть находящегося в растворе урана восстанавливается до четырехвалентного и осаждается в форме уранинита. При наличии в системе кварца в этом же диапазоне температур отмечается развитие силиката урана.

Полученный силикат диагностировался оптическим, количественным спектральным и рентгеноструктурным методами [17]. Кристаллики синтезированного соединения имеют игольчатую форму, а в поперечном срезе образуют квадрат.

Оптические свойства кристаллов: $n_y = 1,574 \pm 0,002$; $n_x = 1,570 \pm 0,002$; двупреломление низкое, погасание косое, $\sigma_{yz} = 7^\circ$; удлинение положительное, сингония тетрагональная. В ультрафиолетовых лучах кристаллики люминесцируют ярким желтовато-зеленым цветом. Спектральный количественный анализ показал наличие в них 15% натрия, 30% урана, 10% кремния. Следов других элементов не обнаружено. С учетом данных рентгеноструктурных исследований и ИК-спектров поглощения формула минерала записывается в виде



Исследования кинетики перехода урана в карбонатный раствор показывают, что благодаря процессу комплексообразования экстрагирование и накопление его в растворе происходит гораздо быстрее по сравнению с породообразующими элементами.

Максимальная концентрация урана при взаимодействии 0,5 н. раствора $NaHCO_3$ с урансодержащими альбититами отмечена уже после получасовой выдержки.

При более длительном контакте содержание урана постепенно уменьшается в связи с переходом в раствор кремния и алюминия.

При изучении взаимодействия насыщенных по отношению к урану карбонатных растворов с породами и минералами вновь образованных урановых минералов не возникает. Лишь существенные изменения химического состава растворов могут вызвать удаление из него урана.

7. Опытами по растворению трехоксида урана было также установлено, что кроме растворов карбонатных солей, комплексообразование урана IV с лигандами неорганических кислот наблюдается в растворах фосфатов и фторидов щелочных металлов. Для фторидных растворов область комплексообразования не превышает температуру $200^\circ C$. В фосфатных растворах область комплексообразования захватывает весь изученный интервал температур от 200 до $500^\circ C$.

Проведенные экспериментальные исследования были сопоставлены нами с данными замеров температур, давлений и состава растворов, полученными при изучении газовой-жидкой включений в минералах руд, метасоматитов и вмещающих пород. В результате этого сопоставления

удалось установить значимость каждого из изученных факторов и составить геохимическую модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия.

Основой этой модели является возникновение и эволюция флюидоаккумулирующей структуры, формирующейся в зонах объемного катаклаза на границе раздела разновозрастных блоков земной коры. Пограничный раздел этих блоков характеризуется возникновением зон смятия вследствие интенсивных тектонических подвижек. В этих зонах, в местах структурных осложнений (пересечениях тектонических нарушений, флексурных изгибах пород и др.), формируются столбобразные структуры с повышенной проницаемостью.

Граница раздела разновозрастных блоков пород проходит по зонам глубинных разломов, поэтому возникает возможность поступления летучих с глубоких горизонтов земной коры, а возможно, из верхней мантии.

В эти же зоны, служащие областями разгрузки, устремляются сбрасываемые при метаморфизме летучие компоненты. Формируется гетерогенная флюидоаккумулирующая система, эволюция которой контролируется изменением температуры и давления. Основные этапы эволюции этой системы — экстрагирование элементов из вмещающих пород, миграция элементов вдоль градиентов температур и давлений, накопление элементов на геохимических барьерах.

По данным изучения газово-жидких включений, характерной особенностью накопившегося флюида является высокое содержание углекислоты. Ее источник предположительно связан с процессом дегазации верхней мантии.

Как установлено экспериментальными работами, углекислота существенно влияет на экстрагирование элементов из вмещающих пород [17]. При метаморфическом преобразовании пород в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма обогащенный углекислотой флюид накапливает значительные количества калия.

При эволюционном пути развития в спокойной тектонической обстановке нарушение химического равновесия такого флюида с породой, связанное с постепенным понижением температуры, должно привести к региональному развитию процессов гнейсификации, выраженному в раскислении плагиоклазов, замещении кислых плагиоклазов микроклином и т.д.

При скачкообразном нарушении равновесия в связи с новым этапом тектонических подвижек происходит вскипание флюида, удаление

из него углекислоты и других летучих компонентов. В остаточном флюиде резко возрастают щелочность и концентрация. С этим периодом связано интенсивное развитие процессов микроклинизации, растворение и вынос кварца, формирование тел сиенитоподобных пород. Эти процессы протекают на фоне значительных вертикальных блоковых перемещений, обусловленных боковым сжатием пород. При подъеме блока пород возникают зоны дробления и трещиноватости, благоприятные для интенсивного развития метасоматических процессов. В региональном плане области поднятия фиксируются породами с ассоциациями минералов гранулитовой фации метаморфизма, измененных наложенными процессами диафтореза. В областях, где порода обогащена ураном, остаточный флюид высокой концентрации с карбонатами натрия и калия будет интенсивно экстрагировать уран вследствие образования уранил-карбонатных комплексов. Возникают благоприятные условия для формирования концентрированных рудоносных растворов.

Заложение флюидоаккумулирующей системы, раскрытие трещин, удаление летучих компонентов и накопление остаточного концентрированного рудоэкстрагирующего раствора - основные этапы эволюции от метаморфических до рудоносных флюидов.

При понижении температуры раствор вследствие ионообменных реакций будет обогащаться натрием, а затем кальцием и магнием. Встреча такого урансодержащего раствора с разбавленными метеорными водами, смешение его с хлоридными водами и удаление в приповерхностных зонах в трещины углекислоты приведет к образованию труднорастворимых карбонатов, удалению из раствора иона CO_3^{2-} , распаду уранил-карбонатного иона и фиксации урана в минеральной форме.

Экспериментальное изучение мобилизации рудогенных элементов термальными растворами

Многочисленные геологические наблюдения последнего времени свидетельствуют о метаморфогенном происхождении значительного количества рудных месторождений. В связи с этим все большее внимание уделяется развитию и совершенствованию представлений о метаморфогенном рудообразовании, рассматривающем по-новому ряд вопросов: о происхождении рудообразующих растворов, путях и причинах их движения, об источниках металлов и значении форм их нахождения в породах и минералах и др.

Проведение настоящих исследований диктовалось необходимостью выяснения возможности и масштабов мобилизации рудогенных элементов пород в различной степени метаморфизованных в количествах, достаточных для возникновения рудоносных растворов. Предполагалось, что полученные данные послужат экспериментальным подтверждением одного из важнейших факторов теории метаморфогенного рудообразования — источников металлов многих и многих рудных месторождений.

Для решения поставленных задач нами проведено следующее:

1. Изучение геохимических особенностей, физико-химических условий и масштабов мобилизации рудогенных (железо, медь, никель, кобальт, цинк, свинец, марганец, хром, титан) и петрогенных (кальций, магний, алюминий, калий, натрий) элементов пород различных фаций метаморфизма при температуре 300°C и давлении 300 бар, т.е. в условиях, приближенно отвечающих начальным этапам зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [3, 20].

2. Определение форм нахождения рудогенных элементов в исследуемых породах и форм нахождения, наиболее легко поддающихся мобилизации.

С этой целью были отобраны пробы пород в последовательном ряду метаморфических фаций, начиная от осадочных, практически не метаморфизованных, объединенных нами под названием "дозеленосланцевая фация", до метаморфизованных в гранулитовой фации. Петрохимические пересчеты (по Н.П.Семенову) химических анализов этих пород свидетельствуют о принадлежности их к железисто-магнезиально-алюмосиликатному ряду, что дало основание считать отобранные породы сопоставимыми по своему химизму. Опыты проводились в автоклавах с легкими и тяжелыми фракциями пород, а также с мономинеральными фракциями сидерита, кварца и глинистых минералов в кислой, нейтральной и щелочной средах.

Проведенными нами работами были установлены особенности поведения отдельных металлов и их групп в зависимости от степени метаморфизма пород, в которых они содержатся [18].

Основным результатом проведенных исследований является установление зависимости величины мобилизации от степени метаморфизма пород: чем менее метаморфизованы породы, тем в больших масштабах происходит мобилизация рудогенных элементов. Так, суммарный средний вынос в раствор рудогенных элементов, достигающий в кислой среде в опытах с породами дозеленосланцевой фации 52% от перво-

Т а б л и ц а 2. Вынос железа из пород различных фаций метаморфизма (в % к исходному содержанию в пробах)

Среда	Ф а ц и и м е т а м о р ф и з м а						
	Дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая	
	Сидерит	Д-Г*					ПА-А
Т я ж е л я я ф р а к ц и я							
Кислая	5,9	19,9	15,0	15,8	15,1	17,7	17,8
Нейтральная	1,0	4,4	2,8	1,1	0,5	1,2	0,9
Щелочная	0,8	1,5	1,4	0,7	0,0	1,2	1,1
Исходный вес, мг/г	445,7	172,1	130,1	262,6	277,9	138,1	193,3
Л е г к а я ф р а к ц и я							
Кислая		67,7	60,7	40,1	40,4	33,4	28,8
Нейтральная		5,7	3,6	4,4	0,9	3,9	1,5
Щелочная		0,8	1,3	3,1	1,2	3,3	1,6
Исходный вес, мг/г		49,0	46,6	68,4	101,1	48,8	32,2

* Обозначения Д-Г и ПА-А применены в качестве показателей степени метаморфизма песчаников, алевролитов и аргиллитов, соответствующей степени метаморфизма углей: длиннопламенные - газовые и полуантрациты - антрациты.

начального содержания, уменьшается в опытах с породами гранулитовой фации до 23%, т.е. более чем в два раза. Наиболее подвижными из рудогенных элементов в условиях опытов являются: марганец - вынос его из осадочных пород достигает 82%, а с повышением степени метаморфизма уменьшается до 14%; железо - соответственно от 67% до 28%; а также медь, кобальт, цинк, никель и др. Наименее подвижны: титан - вынос изменяется от 16% до 14%, хром - от 26% до 13%, так как они в большинстве случаев входят в состав весьма устойчивых аксессуарных минералов.

В качестве примера приведем весьма показательные экспериментальные данные по железу. Железо характеризуется наиболее высоким выносом в кислой среде, причем для него, как и для большинства других рудогенных элементов, устанавливается наиболее интенсивный вынос из породобразующих минералов, не содержащих, как правило, собственных минералов железа, - средний вынос железа общего в кислой среде из тяжелых фракций не превышает 20%, а из легких не снижается ниже 28% (табл. 2). Даже из мономинеральных фракций сидерита вынос железа в кислой среде составляет менее 6% [21].

В кислых средах наблюдается четкая зависимость величины выноса железа из легких фракций в раствор от степени метаморфизма пород. В выносе из тяжелых фракций такой закономерности нет, так как в них железо находится преимущественно в минеральной форме сидерита, магнетита, сульфидов и других железистых минералов, которые встречаются в породах всех фаций метаморфизма и вынос железа из них практически одинаков. В нейтральных и щелочных средах вынос железа из легких и тяжелых фракций резко снижается и зависимость выноса от степени метаморфизма пород прослеживается менее четко.

Для тяжелых фракций пород дозеленосланцевой фации характерен высокий уровень окисления Fe^{2+} в твердой фазе, увеличивающийся от кислых сред к щелочным, что объясняется окисляющим воздействием воды на сидерит в данных термодинамических условиях, происходящим с выделением CO_2 и молекулярного водорода. В породах зеленосланцевой фации уровень окисления снижается, а для более глубоко-метаморфизованных пород вообще не характерен.

Следовательно, мобилизация и изменение форм нахождения железа происходит не только и не столько в зависимости от среды или концентрации его в породах, сколько от степени метаморфизма пород, т.е. от прочности связи железа в кристаллических решетках минералов. Этот же вывод распространяется на другие рудогенные элементы.

Изучение форм нахождения никеля (нами выделялись никель окисных форм, никель пентландита, никель пирротина и никель силикатных форм) позволило установить, что он содержится в породах преимущественно в форме сульфидов и силикатов, меньше — в окисной форме. В породах дозеленосланцевой фации преобладают сульфиды группы пирротина, наиболее легко поддающиеся мобилизации, что установлено нашими экспериментами: вынос никеля в виде этих форм нахождения в раствор составляет в отдельных пробах до 85% от первоначального содержания. С повышением степени метаморфизма пород увеличивается содержание в них значительно более устойчивых форм нахождения никеля в виде сульфидов группы пентландита и окисных соединений, чем объясняется общее снижение его выноса в раствор.

Для форм нахождения меди (медь окисных форм, медь первичных сульфидов, медь вторичных сульфидов и медь силикатных форм) не наблюдается столь четких закономерностей, как для никеля. Мобилизация меди зависит не только от степени метаморфизма пород и не только от наличия в них той или иной формы нахождения, но и от ко-

личественных их соотношений, от степени окисления пород и, вероятно, от других факторов. Однако на основании полученных экспериментальных данных можно сделать вывод о том, что наиболее активно из окисленных пород дозеленосланцевой фации в раствор выносятся медь силикатных форм (60-100%), а из метаморфических пород - медь первичных сульфидов (10-50%). Следовательно, формы нахождения рудогенных элементов в породах являются одним из основных факторов, влияющих на их мобилизацию и определяющих ее масштабы.

Полученные экспериментальные данные о мобилизации рудогенных элементов находятся в соответствии с результатами геохимического изучения этих же пород, т.е. с реальными геологическими условиями, при которых также происходит наиболее резкое снижение содержаний рудогенных элементов в породах зеленосланцевой фации по сравнению с породами дозеленосланцевой фации. Это обстоятельство чрезвычайно важно, так как оно однозначно указывает на время и условия наиболее значительного обогащения рудными компонентами термальных растворов, взаимодействующих с породами в процессе регионального метаморфизма, т.е. на формирование метаморфогенных рудообразующих растворов.

Таким образом, получено экспериментальное подтверждение о том, что породы низких фаций метаморфизма - зеленосланцевой и в меньшей степени амфиболитовой - наиболее благоприятны для нахождения метаморфогенных рудных месторождений многих металлов, а районы распространения этих пород в пределах древних щитов и кристаллических оснований платформ - перспективными для их поисков.

Роль процессов фильтрации в образовании рудных месторождений

До настоящего времени нет унифицированной специальной аппаратуры для изучения фильтрационных процессов в широком интервале термодинамических условий. Исследования проведены нами на значительно измененной установке УИПК-1М [12]. На основе указанной модели была сконструирована новая трехкамерная фильтрационная установка. Конструкция экспериментальной трехкамерной установки представляет собой проточную систему с использованием ненарушенного монолита горной породы. Система является открытой, где температура, давление, концентрация и состав раствора - независимые переменные. Каждая из камер установки позволяет проводить эксперимент при температуре до 300°C и рабочем давлении до 600 атм. Фильтрация

раствора происходит под воздействием давления на раствор в условиях всестороннего сжатия каркаса породы, превышающем флюидное давление, а давление на выходе раствора равно 1 атм.

Для изучения химического взаимодействия раствора с породами и определения их осадительной способности использован проточный реактор нашей конструкции. Используемая экспериментальная модель может быть сопоставима с фильтрацией растворов в зонах катаклаза и трещиноватости. Установка позволяет проводить эксперимент в условиях агрессивных сред с использованием углекислоты, в температурном интервале до 400°C и давлении до 600–800 атм. Время эксперимента 500 ч и более.

Исследования проводились определением влияния физических свойств пород (проницаемости, общей и эффективной пористости, упругих и проточных свойств, степени катаклаза, скорости фильтрации и удельной поверхности), влияния давления и температуры, петрохимического состава пород на динамику растворов и характер оруденения. Результаты изучения влияния состава пород на осаждение рудного вещества и фильтрации растворов позволяют дополнить характеристику поисковых критериев некоторых месторождений и по-новому осветить один из важнейших разделов теории рудообразования — пути движения рудоносных растворов [15].

Экспериментальные работы главным образом базируются на геологическом материале одного из месторождений ураново-натриевой формации и нескольких идентичных рудопроявлений. Характер метасоматического изменения пород, при котором наблюдаются постепенные переходы от неизмененных пород к альбититам, отложение нерудных компонентов и рудного вещества в виде прожилков и вкрапленности, в сопоставлении с экспериментальными данными позволяют предполагать, что движение растворов и, следовательно, отложение рудного вещества могло происходить следующими путями: а) фильтрацией по микро- и ультратрещинам и поровым каналам; б) фильтрацией по открытым трещинам в зоне разломов и в) диффузионным путем.

Изучение характера и особенностей процесса альбитизации позволяет утверждать, что химические и физико-механические свойства пород играли весьма существенную роль в процессе метасоматоза и рудообразования. Приуроченность оруденения к темноватым минералам — эгирину, рибекиту, хлориту свидетельствует о существенной роли этих минералов в локализации оруденения. Сочетание мелкой трещиноватости, катаклаза и зон метасоматоза, обусловивших повы-

шенную проницаемость пород, а также наличие в них темноватых минералов, способствующих развитию обменных реакций между породой и раствором, создают наиболее оптимальные условия для движения растворов и отложения рудного вещества.

Как известно, роль давления в переносе и отложении вещества значительна. Именно вследствие разности давлений на породу и раствор и наличия градиента флюидного давления в поровых системах возможно движение растворов. Формирование и перемещение растворов происходит в условиях пластических деформаций горных пород, сущностью которых является анизотропия физических свойств и распределения давлений. Давление на породы (геостатическое давление) сложное и зависит от тектоно-физических напряжений, связанных с движениями земной коры, весом вышележащих пород, гравитационными силами, изменением температуры и другими геологическими факторами. Влияние геостатического или всестороннего давления на объемную скорость фильтрации моделировалось увеличением или уменьшением всестороннего сжатия (при постоянной величине давления на раствор 200 кгс/см^2), что позволяет судить о характере изменения проницаемости пород. С увеличением всестороннего давления проницаемость горных пород уменьшается (табл. 3).

Т а б л и ц а 3. Изменение проницаемости пород в зависимости от геостатического давления

Геостатическое давление, кгс/см^2	Коэффициент проницаемости пород, мд^*			
	Гнейс	Гранит	Апогнейсовый альбитит	Апогранитовый альбитит
225	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
250	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
275	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
300	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
325	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
350	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
375	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$
400	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
425	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$
450	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$

* Каждое значение проницаемости является средним из 50 определений.

Таким образом, в зависимости от напряжения пород, тектоно-физических сил и нагрузки вышележащих пород определяется проницаемость пород и динамика растворов. По этим данным можно выделить область свободного движения растворов, с большой проницаемостью и область с низкими коэффициентами проницаемости, характеризующую оптимальные физико-химические процессы взаимодействия растворов с вмещающими породами. Можно полагать, что границу раздела областей следует рассматривать как структурно-литологический экран, благоприятный для процессов минералообразования и рудоотложения. От температуры и давления зависят все основные физические свойства флюидов и пород. Теплообмен в поровых системах находится в прямой зависимости от теплопроводности горных пород [2]. Важнейшей частью проблемы рудообразования является определение оптимальных областей фильтрации. По нашим данным (табл. 4), устанавливается уменьшение проницаемости пород с увеличением глубины их залегания.

Т а б л и ц а 4. Изменение проницаемости пород в зависимости от глубины залегания.

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	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	18
500 - 600	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	17
600 - 700	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	17
700 - 800	$3 \cdot 10^{-3}$	-	10
900 - 1000	$1 \cdot 10^{-3}$	-	10

Такая закономерность отчетливо видна, если сопоставляются петрографически однотипные разности пород, измененные и катаклазированные в одинаковой мере. Давление, испытываемое породами при метаморфизме, изменяется в широких пределах и определяется глубиной их залегания. Однако прямой зависимости между давлением на минералы и давлением растворов не обнаруживается. К настоящему времени накоплено крайне мало фактического материала о влиянии глубины залегания на пористость и проницаемость пород и их связь с оруденением. Из проведенных нами определений следует, что иног-

да породы, залегающие на больших глубинах, могут иметь значительно большую проницаемость, чем аналогичные породы верхней части разреза. Такие долгоживущие зоны проницаемости связаны со скрытыми глубинными разломами и могут быть выявлены глубокими крестовочными или поисковыми скважинами.

Наличие участков высокой проницаемости внутри толщи петрографически однотипной породы независимо от глубины ее залегания позволяет выделить активные зоны процесса, что составляет структуры фильтрации. Для этих участков можно определить направление движения растворов и соответственно направление миграции рудного вещества и таким образом использовать эти данные как поисковый критерий. Следовательно, можно утверждать, что массивы горных пород характеризуются неоднородным полем проницаемости и пористости, а распределение рудных тел контролируется зонами высокой проницаемости.

Важнейшую роль в формировании флюидопроводности, как известно, играет гидроразрыв. Он заключается в том, что при значительном повышении давления в пласте происходит коренное изменение фильтрационных свойств пород, происходит разрыв трещин, ведущий к выравниванию давления. Повышение внутрипорового давления до величин, превышающих гидростатический напор, не только содействует миграции, но и активно формирует через гидроразрыв микро- и макропути миграции.

В результате проведенных комплексных экспериментальных исследований сделаны следующие выводы.

1. Фильтрация растворов в породах зависит от многих величин, в первую очередь от проницаемости, общей и эффективной пористости, степени катаклаза и упругих констант.

2. Породы, залегающие на больших глубинах, могут иметь значительно большую проницаемость, чем аналогичные породы, залегающие в верхней части разреза, что связано с наличием зон высокой проницаемости, или так называемых структур фильтрации?

3. По данным исследования фильтрационных свойств пород в рудных районах установлена приуроченность зон высокой проницаемости и структур фильтрации к дизъюнктивным нарушениям.

4. Зоны высокой проницаемости служат путями движения рудных растворов, а характер изменения проницаемости в них определяет направление движения растворов и места развития оруденения. Высокопроницаемые зоны (структуры фильтрации) выявляются путем

построения профилей проницаемости, что может быть использовано для генетических построений и для определения направления поисковых и оценочных работ на выявленных рудопроявлениях.

5. С увеличением температуры проницаемость горных пород возрастает. Геостатическое давление в отличие от температурного фактора замедляет фильтрацию растворов, что может приводить к образованию барьеров низкой проницаемости и созданию структурных экранов, пережимов, приводящих к концентрации рудных компонентов.

6. Проницаемость и пористость пород уменьшаются с увеличением степени метаморфизма. Метасоматический процесс ведет к увеличению пористости и проницаемости горных пород.

7. Формирование уранового оруденения в альбититах происходит в тектоно-метасоматических зонах высокой проницаемости с высоким рудообразующим фильтрационным эффектом. Вкрапленный и прожилковый характер рудных концентраций обусловлен особенностями фильтрационных свойств рудовмещающих пород.

8. По результатам моделирующих экспериментов, наиболее благоприятны для осаждения урана из раствора амфиболиты, амфибол-гранатовые сланцы, графитовые гнейсы, углистые сланцы, магнетитовые кварциты.

Развитие экспериментальных исследований в области фильтрации углубляет и расширяет наши представления об условиях формирования месторождений, связанных с циркуляцией термальных растворов.

Полученные материалы по изучению условий фильтрации гидротермальных растворов и отложению рудного вещества способствуют углубленному изучению закономерностей формирования урановых месторождений и дают дополнительную информацию при решении практических задач локализации оруденения.

Условия образования метаморфогенных месторождений по данным термобарогеохимии

Для выяснения генезиса пород и руд метаморфогенных месторождений по реликтам минералообразующих сред особенно важную роль играют первичные включения, представленные чаще всего уплотненными флюидами. Механизм образования таких включений изучен пока слабо, Н.П.Ермаковым [11] они отнесены к классу метаморфогенных, описаны Ю.А.Долговым, А.А.Томиленко [6] и другими исследователями и легли в основу определения $P-T$ -параметров образования комплексов метаморфических пород разных ступеней метаморфизма. Как правило, такие включения имеют очень малые размеры, не превышающие

нескольких микрон, заполнены они обычно углекислотой, азотом, углеродородными соединениями и водно-солевыми растворами различных концентраций.

Ниже приводятся результаты термобарогеохимических исследований метаморфогенных месторождений уран-альбититовой формации, развитых среди метаморфических и ультраметаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма в пределах докембрийских щитов редкометальной минерализации в докембрийских железорудных провинциях и железорудных месторождений железисто-кремнистой формации.

а) Рудопроявления альбититовой формации. Нами изучены температуры и давление минералообразования, а также химизм растворов на некоторых рудопроявлениях и месторождениях этой формации в связи с решением вопросов генезиса, глубин формирования, путей движения растворов, развития околорудных ореолов пропаривания и других особенностей.

При термобарогеохимических исследованиях применялись методы гомогенизации газовой-жидких включений, криометрия, анализ водных вытяжек, газовый анализ, декрепитометрия. Анализировались отдельные минералы: альбит, карбонат, хлорит, рибекит, кварц; в некоторых случаях производились валовые анализы по породам (декрепитометрия, частично химизм растворов). Температурные условия формирования калиевых метасоматитов, по данным гомогенизации газовой-жидких включений в микроклине и кварце, определяются значениями более $350-400^{\circ}\text{C}$. Давление превышало $1500-2000$ атм. Ранний натриевый метасоматоз начинался при температурах около 400°C и продолжался до 200°C при давлениях $1500-900$ атм. Поздний натриевый метасоматоз происходил в интервале $300-120^{\circ}\text{C}$ с некоторой температурной инверсией по отношению к раннему натриевому метасоматозу, при давлениях $900-600$ атм. Рудная минерализация выпадала в более узком интервале температур в пределах $260-160^{\circ}\text{C}$. Установлена особенность, состоящая в том, что на участках развития слабрудных и безрудных альбититов процессы альбитизации начинались при более высоких температурах (400°C), а формирование альбититов — при более низких температурах ($320-300^{\circ}\text{C}$). Рассмотрение данных температурного анализа позволило прийти к выводу о том, что глубина формирования месторождений не превышала $4-5$ км.

Изучением химизма растворов установлено, что растворы, формировавшие щелочные метасоматиты и оруденение, имели

жидкое агрегатное состояние, относительно высокую плотность и переменную концентрацию. Изучено содержание катионов и анионов во включениях в полевых шпатах (альбитах и микроклинах) метасоматитов трех этапов: калиевого, натриевого раннего и натриевого позднего метасоматоза. Данные по составу растворов базируются на изучении химического состава содержимого включений методом тройной водной вытяжки, исключающей примесное влияние минерала-хозяина включений.

Этап калиевого метасоматоза характеризовался отношением калия к натрию в растворах, равным 0,41. Количество кальция составляет около 10%; среди анионов преобладает гидрокарбонат. Сульфат-ион отсутствует. В незначительных количествах фиксируются алюминий, магний и литий. Ранний натриевый метасоматоз, выразившийся в альбитизации (альбит по полевым шпатам - плагиоклазу, микроклину и по кварцу), происходил на фоне уменьшения калия в растворах. Отношение калия к натрию составляет 0,35; количество кальция практически не изменяется. Среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион. Увеличивается содержание галогенов и появляется сульфат-ион.

Процесс позднего натриевого метасоматоза, сопровождавшийся обособлением рудной минерализации, осуществлялся из растворов с повышенным содержанием натрия, прекратившего связываться в минеральной форме. Снижается содержание калия, и отношение его к натрию составляет всего 0,23. Снижается содержание кальция, связанного в карбонатах и эпидоте. Среди анионов несколько повышается содержание хлора и фтора и снижается - гидрокарбоната. Отмечается наличие сульфат-иона.

Концентрация растворов была переменной не только от начальных этапов щелочного метасоматоза к конечным, но и в пределах каждого этапа метасоматоза. Прямые замеры криометрическим способом свидетельствуют о более высоких концентрациях растворов при кристаллизации в условиях фильтрации и низких - при диффузии через кристаллическую решетку полевых шпатов за счет создающегося ситового эффекта. В целом по составу минералообразующих растворов и соотношению компонентов в них можно говорить о единстве генетических процессов, приводивших к щелочному метасоматозу, - дорудному и синрудному.

Поведение некоторых компонентов флюидной фазы включений в метасоматитах представляет особый интерес. К ним относятся аниогенные компоненты - углекислый газ, хлор и фтор, играющие важ-

нейшую роль в процессах рудообразования в качестве экстрагентов, переносчиков и минерализаторов при кристаллизации. Установлено, что количество флюидной углекислоты не коррелируется с наличием карбонатов. Углекислота выступает как характерный компонент флюидной системы, имеющий самостоятельное значение независимо от присутствия в связанной форме. Содержание флюидной углекислоты в альбититах характеризуется значительным разбросом значений от 60 до 300 см³/кг породы фракции 0,5–1,0 мм (определение проводилось по методике, описанной С.В. Кузнецовой, Б.В. Кучеренко [19]). Вмещающие альбититы породы вблизи метасоматических тел имеют некоторый ореол повышенных содержаний флюидной CO₂, причем ореол CO₂ несколько шире водного ореола, установленного декрепитационными исследованиями пород.

Роль фтора в процессах формирования постультраметаморфических месторождений альбититовой формации представляется весьма значительной, поскольку фтор является активным экстрагентом при параметрах, близких к магматическим, и сильным комплексообразователем, обеспечивающим перенос в высокотемпературных условиях. Анализ флюидного фтора в альбититах рудных месторождений и безрудных участков, а также во вмещающих породах на месторождениях и на безрудных участках показал следующее: в максимальном количестве флюидный фтор содержится в рудоносных альбититах (до $65 \cdot 10^{-6}$ г/г навески породы фракции 0,5–1,0 мм). Минимальные содержания отмечаются в безрудных альбититах (до $8 \cdot 10^{-6}$ г/г навески). Граниты рудных участков содержат до $11 \cdot 10^{-6}$ г/г навески, а безрудных – до $9 \cdot 10^{-6}$ г/г навески. Повышенные содержания фтора в околорудных гранитоидах представляют первичный ореол рассеяния этого анионогенного компонента.

Газовым анализом (волюмометрическим индивидуальных включений и валовым) кроме CO₂ установлено наличие во включениях в альбититах азота, метана, водорода, окиси углерода, редких газов, сероводорода и кислорода. Генетическая природа этих газов, по-видимому, различна. Переменные и контрастные в значениях количества водорода и метана свидетельствуют о наличии газовых струй, столь характерных для зон развития глубинных долгоживущих разломов.

б) Редкометалльные рудопроявления в железорудных провинциях докембрия. Для районов локализации редкометалльных рудопроявлений в железорудных провинциях докембрия характерно широкое развитие процессов щелочного и карбонатного метасоматоза. С зонами рибей-

китизации, эгиринитизации, альбитизации, доломитизации и кальцитизации вмещающих пород связана редкометальная минерализация. Характер метасоматического изменения пород и рудной минерализации зависит от химического и минерального состава вмещающих пород. По биотитовым сланцам в основном развивается альбит и силикаты редких металлов, по железистым кварцитам — эгирин, карбонаты и окислы редких металлов, по куммингтонито-гринеритовым сланцам — рибекит, эгирин, силикаты и окислы редких металлов.

На глубоких горизонтах в замковых частях складок и послонных нарушениях встречены кварц-олигоклаз-микроклиновые жилы, линзы и дайки гранитов.

Для характеристики термобарической истории формирования рудопроявлений были изучены газово-жидкие включения в кварцах, альбитах, турмалинах, эгиринах и гранатах, характеризующих различные стадии формирования вмещающих пород и метасоматитов.

Характерной чертой районов развития редкометальной минерализации является повышение температур гомогенизации включений в кварцах вмещающих пород, по сравнению с соседними областями. В послонном кварце железистых кварцитов зафиксированы первичные двухфазовые включения с температурами гомогенизации 435–410°C, а к югу от района месторождений температуры гомогенизации включений в послонном кварце понижаются до 360–350°C. При этом, судя по минеральным ассоциациям, степень метаморфизма пород уменьшается от амфиболитовой до зеленосланцевой. Объем газовой фазы включений колеблется в пределах 15–30%. При нагревании включения во всех случаях гомогенизируются в жидкость.

В послонном кварце широко распространены также двухфазовые включения — жидкая углекислота — газ с температурами гомогенизации 26–31°C.

Более высокие температуры гомогенизации по сравнению с метаморфическими породами рудных полей зафиксированы лишь во включениях кварцев послонных гранитов и пегматоидных жил. Хотя объем газовой фазы колеблется в них от 25 до 45%, включения в большинстве случаев гомогенизируются в газ при температурах 450–600°C. Наблюдается гомогенизация с точкой инверсии. Обычно включения описываемой группы располагаются в центре зерна, одиночно или небольшими группами, иногда вблизи мельчайших трещинок. Включения объемные, форма их округлая.

Для гранитов и пегматитовых жил характерны также включения с минералами-узниками. Среди них можно выделить трехфазовые включения (раствор 70%+твердая фаза 25-30%+газ 5-10%) и четырехфазовые - с соотношением фаз: раствор 40%+твердая фаза 30%+ $CO_{2ж}$ 25%+ $CO_{2г}$ 5%. Температура частичной гомогенизации первой группы 136-163°C (растворение твердой фазы), полной - 305-378°C. Во включениях более низкой температурной стадии: температура частичной гомогенизации 80°, полной - 206°C.

Для включений второй группы температура частичной гомогенизации для углекислоты 26-29°C (жидкость), 309-315°C - растворение твердой фазы. Полная гомогенизация включений происходит при 325-350°C. Твердая фаза по оптическим свойствам диагностирована нами как галит. Учитывая высокую солевую концентрацию раствора и значительное содержание в нем углекислоты, можно утверждать, что давление флюида в момент захвата его во включение превышало 3 кбара. Этим, по-видимому, объясняется тот факт, что только в единичных случаях удалось замерить температуру полной гомогенизации. Большинство включений взорвалось при 282-290°C. Аналогичные включения встречены в экзоконтакте гранитов и пегматитовых жил.

Описанные включения с галитом отмечаются в более позднем кварце по сравнению с кварцем-I гранитов, в котором законсервированы включения с малой плотностью, гомогенизирующиеся в газ. Поздний кварц образует в породе тонкие прожилки и характеризуется высокой насыщенностью включений с твердой фазой.

В кварце и альбите из альбититов железорудных провинций определены две группы включений: а) первично-вторичные с температурой гомогенизации 380-250°C; б) вторичные - с температурой гомогенизации ниже 250°C. Включения первой группы объемные, форма их неправильная, размер 0,001-0,003 мм, объем газовой фазы около 30%. Во всем интервале нагревания отмечается постоянное движение газовой фазы, вплоть до ее полного исчезновения в момент гомогенизации в жидкость. При охлаждении некоторых двухфазовых включений до 4-16°C появляется третья фаза (газовая фаза углекислоты). Жидкая углекислота часто занимает до 95% всего объема включений. При нагревании большинство включений с углекислотой взрывается при температуре 90-120°C.

С понижением температуры гомогенизации включения с углекислотой встречаются реже, ее объемное содержание уменьшается до 20-30%. Температура частичной гомогенизации повышается до 27-28°C.

Во включениях кварца и альбита из рудных метасоматитов жидкой углекислоты не обнаружено. Для минералов рудной стадии характерны группы включений:

1) обычные двухфазовые с температурой гомогенизации 250–120°C;

2) трехфазовые включения с минералами-узниками, которые не исчезают даже при нагревании до 600°C. По ромбической форме кристалликов и оптическим свойствам они диагностированы как карбонаты. Можно предположить, что карбонаты захватываются как твердая примесь в период консервации раствора включения.

В редкометалльных карбонатных метасоматитах двухфазовые включения встречены также в кальците и доломите. Форма их округлая, реже треугольная или неправильная. Газовая фаза занимает от 5 до 10% объема. Иногда отмечается движение газового пузырька при комнатной температуре. Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температурах 255–195°C.

В бурых и зеленых лучистых эгиринах из экзоконтактных зон карбонатных метасоматитов включения почти постоянно содержат минерал-узник, занимающий до 65% объема. Газовая фаза в таких включениях исчезает при 167°C, при 210°C в ряде включений наблюдается гомогенизация с растворением твердой фазы, в большинстве включений фиксируется лишь частичное растворение твердой фазы до температуры взрыва (260–280°C).

В широко развитых на редкометалльных рудопроявлениях железорудных провинций зонах окварцевания включения в минералах встречаются реже. Форма их округлая, вытянутая, иногда неправильная, амёбовидная. Располагаются они одиночно, реже группами. Температура гомогенизации включений в пределах 220–140°C.

В пегматитовых жилах, образующих послойные тела в биотитовых сланцах, а также в находящихся вблизи них зонах смятия отмечаются скопления розового граната (альмандина) и черного турмалина (шерла). В обоих минералах обнаружены многочисленные включения. В гранатах они имеют изометрическую форму, полностью заполнены газом. Охлаждение до -150°C не приводит к изменению агрегатного состояния.

Для турмалинов характерны трубчатые включения, вытянутые в направлении длинной оси минерала. Часто включения содержат минералы-узники, имеющие в срезе форму сферических треугольников. Вероятно, это новая генерация турмалина, растущая после консервации раствора.

Температура гомогенизации двухфазовых включений и частичной гомогенизации трехфазовых находится в пределах 210–220°C. Твердая фаза не растворяется вплоть до взрыва включения (305–310°C).

Проведенное изучение температур гомогенизации в породах и метасоматитах из районов развития редкометальной минерализации в железорудных провинциях докембрия позволяет утверждать, что температура большинства наложенных метасоматических процессов была ниже температур регионального метаморфизма. Лишь вблизи тел гранитоидов и пегматитов, а также в сопряженных с ними эгириновых метасоматитах встречены новые генерации минерала с температурами выше 500°C. Для формирования рудных минералов, судя по замерам температур гомогенизации включений в сопряженных с ними минералах, наиболее благоприятен температурный интервал 255–195°C.

в) Железорудные месторождения железисто-кремнистой формации. Большой генетический и прикладной интерес представляет изучение термобарических условий метаморфизма пород железорудных формаций докембрия, поскольку они возникли из различных по составу первичных эквивалентов и претерпели различные условия перекристаллизации при метаморфизме.

Основным объектом исследований для оценки температур и давлений метаморфических преобразований по включениям минералообразующих растворов явился кварц безрудных и рудных прослоев роговиков и джеспилитов железорудных месторождений различных фаций метаморфизма, исследовался также и кварц из прожалков тех же пород. Кроме кварца изучались включения в гранате, кальците, пироксене, амфиболе железистых роговиков, кварцитов, сланцев и других пород Криворожско-Кременчугской полосы, Побужья, Приазовья и Белозерского железорудного района.

Исследования показали, что в изученных породах наблюдаются различные по агрегатному состоянию первичные включения: а) газо-жидкие и жидко-газовые (раствор+газ); б) существенно углекислотные ($CO_{2ж} + CO_{2г}$); в) сложные водно-углекислые ($CO_{2ж} + CO_{2г} +$ раствор); г) многофазовые (твердая фаза+раствор+газ или твердая фаза+раствор); д) существенно жидкие (газ 5%); е) многофазовые с CO_2 ($CO_{2ж} + CO_{2г}$ + твердая фаза+раствор).

В Криворожье наиболее высокие температуры гомогенизации отмечаются в Северном (410–470°C) и Южном (450–470°C) рудных районах, а наиболее низкие – в Центральном (Саксаганском) рудном районе. Включения в кварце Криворожского бассейна типичные газо-

во-жидкие двухфазовые с преобладанием жидкой фазы над газовой. Форма включений изометричная, правильная, дипирамидальная. В большинстве случаев они очень мелкие, от субмикроскопических до 0,005 мм. Первичные газовой-жидкие включения располагаются в основном по центру зерна кварца, одиночно или группами по 2-3 штуки.

В железистых породах Приазовья и Побужья температура гомогенизации газовой-жидких двухфазовых включений гораздо выше (550°C), гомогенизация идет преимущественно в газ из-за возрастания доли газа по сравнению с жидкостью. Количество и размеры включений возрастают по мере увеличения степени метаморфизма.

Белозерский железорудный район термобарометрическими методами разделяется на две зоны - Западную и Центральную. Для Западной зоны характерны температуры гомогенизации газовой-жидких двухфазовых включений 480-525°C. Судя по температурам гомогенизации, Центральная зона более низкотемпературная (395-440°C). Температуры даны без поправок на давление. Гомогенизация идет в основном в жидкую фазу, редко в газ. По характеру гомогенизации, агрегатному состоянию, распределению включения в кварце Белозерского железорудного бассейна идентичны таковым в Криворожско-Кременчугской полосе.

Кроме послонного кварца, исследовался прожилковый кварц из рудных районов Криворожского бассейна. По форме, агрегатному состоянию, типу гомогенизации и расположению первичные включения в этом кварце соответствуют первичным включениям в кварце из прослоев. Температура гомогенизации первичных включений в прожилковом кварце ниже, чем в кварце из прослоев тех же районов. Гомогенизация также идет в жидкую фазу. Вероятно, кварцевые прожилки, широко развитые в кварцсодержащих породах, метаморфического происхождения.

Помимо первичных газовой-жидких включений как в послонном, так и в прожилковом кварце четко зафиксировано значительное количество разных по агрегатному состоянию вторичных и поздневторичных включений, гомогенизирующихся в жидкую фазу в широком интервале температур (от 120 до 400°C) и давлений. Вторичные включения образуют сложную систему залеченных трещин и отличаются большим многообразием. Вторичные включения с низкими температурами гомогенизации отражают поздние процессы, протекавшие в толщах пород. Интересно, что эти включения в прожилковом и послонном кварце очень сходны по расположению, форме выделения и температурам гомогенизации.

В Центральном (Саксаганском) районе Криворожского бассейна в послыном кварце встречены жидко-газовые включения с температурами гомогенизации 430–460°C. Гомогенизация идет в газовую фазу. Это можно объяснить накоплением газов в полостях с пониженным давлением, которые захвачены затем при кристаллизации минерала.

Особое положение среди метаморфогенных растворов занимает углекислота, которая является их важнейшей составной частью. Как показали результаты термобарических исследований, соотношение воды и углекислоты в составе метаморфогенных растворов в разных рудных районах Криворожского бассейна, а также в районах Приазовья, Побужья и Белозерском рудном районе колеблется в широких пределах, и роль углекислоты неодинакова для пород различных фаций метаморфизма. Углекислотные включения легко распознаются даже без химических анализов по низкой критической температуре (31,4°C) и внешнему виду (темная почти черная окраска в проходящем свете); CO_2 может присутствовать в значительных количествах как в жидкой, так и в газовой фазе включений.

В Криворожском железорудном бассейне наибольшее количество углекислоты во включениях встречено в Южном и Северном районах. Содержание существенно-углекислотных и водно-углекислых включений здесь составляет около 90%.

В прожилковом кварце из железистых пород Криворожского бассейна углекислотных включений содержится гораздо больше, чем в послыном, и они более разнообразны по агрегатному состоянию (многофазовые включения с твердой фазой и углекислотой), но с меньшей плотностью и несколько большей температурой гомогенизации. Увеличивается в прожилковом кварце и количество сложных водно-углекислых включений, которые появляются даже там, где их нет в послыном кварце. Следовательно, метаморфогенные растворы, принимавшие участие в метаморфическом преобразовании пород, впоследствии залечивали многочисленные трещинки и разбавлялись углекислотой, которая образовывала первичные включения в прожилковом кварце. Таким образом, для послыного и прожилкового кварца характерны различия в агрегатном состоянии, температурах и давлениях вторичных включений. Это говорит о том, что в процессе формирования и залечивания трещин происходило неоднократное резкое изменение давлений, температур, концентрации и плотности раствора в результате тектонических деформаций, в ходе которых возникла проницаемость пород для флюидов.

Интересны включения в гранатах из пород гранулитовой фации метаморфизма. После тщательного изучения с применением метода криометрии они оказались включениями чистой углекислоты, что свидетельствует о высокой плотности CO_2 во включениях. Первичные существенно-углекислотные включения отличались идеальной формой негативного кристалла-хозяйина, расположением в центре кристаллов и температурой гомогенизации 10–20°C, что отвечает плотности углекислоты 0,856–0,776 г/см³. Вторичные существенно-углекислотные включения резко отличаются от первичных. Для них характерна удлиненная, неправильная амебовидная форма с многочисленными ответвлениями, часто сливающимися. Часто во вторичных включениях отмечается неопределимая фаза черного цвета неправильной формы, занимающая нередко половину полости вакуоли или твердая фаза с высоким двупреломлением, в первом случае, возможно, рудное вещество, во втором – карбонат (нагреть включения было невозможно, поскольку они взрываются еще до растворения твердой фазы). Вторичные включения гомогенизируются в жидкую фазу CO_2 при 18–30°C. Кроме углекислотных включений отмечаются также включения "сухих" газов (жидкая фаза отсутствует). Они характеризуются изометричной правильной формой и расположением как групповым, так и одиночным. Размеры включений соответствуют сотым и тысячным долям миллиметра.

Заслуживают внимания включения расплавов-рассолов в пироксене из пород гранулитовой фации, в которых твердые фазы составляют основной объем включений и характеризуют высокую концентрацию растворов. Твердые фазы из-за их малых размеров определить не представлялось возможным, но судя по тому, как они легко растворялись при нагреве, скорее всего это хлориды натрия и калия и другие легкорастворимые в воде минералы. Они растворяются при 680–720°C. Кроме этих первичных многофазовых включений, в пироксене встречаются первичные включения чистого CO_2 с температурой гомогенизации 12–17°C и плотностью углекислоты во включениях 0,851–796 г/см³.

Интересны многофазовые включения с минералами-узниками (галитом), отмеченные в кварце роговиков из Северного и Южного рудных районов Криворожского бассейна, а также в прожилковом кварце. Кроме обычных многофазовых включений (твердая фаза+раствор+газ), встречаются редкие включения (твердая фаза+раствор). Температура гомогенизации первых достигает 523, вторых 374°C. В некоторых многофазовых включениях содержится CO_2 , в основном в прожилковом

кварце. Высокоминерализованные включения с твердыми фазами (галитом) указывают на соленость раствора, превышающую 40%. Присутствие жидкой фазы CO_2 во включениях гранулитовой фации позволило предположить, что гранулитовая фация характеризуется не только высокими давлениями и температурами, но и отсутствием воды, а также тем, что главным компонентом флюидов в гранулитовой фации является не вода, а CO_2 . Количество углекислотных включений в минералах амфибол-содержащих пород резко уменьшается, что свидетельствует о том, что в результате развития тектонических нарушений при потере породами пластичности углекислота удаляется из породы, однако возрастает количество газово-жидких включений с гомогенизацией в жидкость, свидетельствующих о том, что в систему поступает вода; подвижность кремния увеличивается и он удаляется в область низких давлений, что приводит к формированию обогащенных магнетитом руд. Следовательно, плотность CO_2 во включениях зависит от условий метаморфизма и понижается от гранулитовой фации к амфиболитовой и резко уменьшается в фации зеленых сланцев.

Результаты изучения включений в минералах железистых пород гранулитовой фации метаморфизма (кварце, гранате, пироксене) показали, что CO_2 играло здесь первостепенную роль по сравнению с эпидотамфиболитовой и зеленосланцевой фациями, где основной была вода, а CO_2 было второстепенным, т.е. с усилением метаморфизма пород количество CO_2 во включениях возрастает.

Вычисленные по плотности CO_2 давления в первичных включениях в минералах пород гранулитовой фации метаморфизма колеблются в пределах 4000–5000 бар, а в породах зеленосланцевой и амфиболитовой фации – до 1500–3000 бар.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. – Киев: Наук. думка, 1972. – 229 с.

2. Белевцев Я.Н., Николаенко В.И. Проницаемость горных пород в различных термодинамических условиях и ее значение в рудообразовании. – В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1971, с. 214–217.

3. Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Кучер В.Н., Кузнецко С.В. Mobilization металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами. – Геол. журн., 1972, 32, вып. 3, с. 42–51.

4. Долгов Ю.А. Особенности генезиса высокотемпературного кварца. – Минер. сб. Львов. ун-та, 1955, № 9, с. 17–21.

5. Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. – Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд-ния АН СССР, 1963, вып. 15, с. 58–67.

6. Долгов Ю.А., Томиленко А.А. Типы включений в метаморфических минералах. - В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 116-118.
7. Дроздовская А.А. Физико-химические условия образования инфильтрационных месторождений урана в песчаниках: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Киев, 1967. - 20 с.
8. Дроздовская А.А. Равновесия железорудных минералов в гидротермальных условиях. Препринт ИГЕМ АН УССР. ЕФ-23051. - Киев, 1975. - 48 с.
9. Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. О миграции урана в зоне гипергенеза в форме гидроксокомплексных соединений. - Геол. журн., 1978, 38, № 6, с. 33-42.
10. Дроздовская А.А. Кислотно-щелочной режим водных растворов и способы его выражения при повышенных температурах. - Геохимия, 1979, № 5, с. 735-792.
11. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. - М.: Недра, 1972. - 375 с.
12. Калинин М.К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. - М.: Гостоптехиздат, 1963. - 224 с.
13. Каложний В.А. Мінералоутворюючі флюїди та перагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України. - Київ, Наук. думка, 1971. - 210 с.
14. Коваль В.Б. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Киев, 1977. - 54 с.
15. Коваль В.Б., Николаенко В.И. Роль литологического фактора в выпадении урана из карбонатных растворов. - В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе, 1975, с. 160-161.
16. Коваль В.Б., Самсонов В.А., Годованная И.Н. Растворимость урана и редкоземельных элементов в гидротермальных растворах карбонат-фосфат-фторидного состава. - В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 210-215.
17. Коваль В.Б., Самсонов В.А., Гамарник М.Я. Силикат урана в системе $UO_3 - HCO_3 - H_2O$ - кварц. - В кн.: Тр. УШ совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. М.: Наука, 1971, с. 112-115.
18. Комаров А.Н., Фоменко В.Ю., Кучер В.Н. Миграция рудогенных и петрогенных элементов при процессах метаморфизма и рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 174-184.
19. Кузнецова С.В., Кучеренко В.В. Экспресс-метод химического определения CO_2 газово-жидких включений. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978, с. 210-213.
20. Кучер В.Н. Экспериментальное изучение экстракции рудогенных элементов из осадочных и метаморфических пород. - В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1969, с. 232-233.
21. Макивчук О.Ф., Коваль В.Б., Бабенко О.В., Гнатенко Г.И. Минеральная и температурная стадийность на одном из урановых месторождений докембрия. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 3, с. 105-110.
22. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. - Киев: Наук. думка, 1972. - 195 с.
23. Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Новые экспериментальные и расчетные данные об условиях отложения докембрийских железисто-кремнистых осадков. - Геол. журн., 1973, 33, вып. 2, с. 12-23.

24. Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А., Калинин-ченко А.М. Новые экспериментальные и расчетные данные о диагенезе железистых осадков. - Геол. журн., 1973б, 33, вып. 3, с. 32-41.

25. Наумов Г.Б. Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971.- 236 с.

26. Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. - М.: Наука, 1974.- 150 с.

27. Фоменко В.Ю., Кучер В.Н., Кузенко С.В. Образование магнетита в условиях низких фаций метаморфизма. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 49-60.

28. Truesdell A.H. The advantage of using pE rather than Eh in redox equilibrium calculation. - Geochem. Soc. Educ. Comm., 1968, 14, N 1, p.17-20.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 549.01 + 553.068.7

Б.И.Горошников, Н.Г.Корнева, М.В.Курило,
В.В.Кушеев, Ф.И.Ракович

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетическая минералогия месторождений, относимых к классу метаморфогенных, не разработана в должной мере, и в настоящее время имеются лишь разрозненные описательные данные по отдельным месторождениям этого класса. Требуется обобщение этих данных, их трактовка с новых генетических позиций, определяющих связь процессов рудообразования с метаморфизмом, а также получение новых данных по минералогии метаморфогенных месторождений на основе проведения детальных исследований с использованием новейших методов изучения вещества. Работы в этом направлении позволят разработать критерии физико-химических условий образования метаморфогенных месторождений, приуроченных к породам разных фаций регионального и локального метаморфизма, а также к комплексам ультраметаморфогенных пород.

Созданный в 1975 г. отдел минералогии рудных месторождений ведет исследования по нескольким направлениям этой большой проблемы, а именно в области условий образования низкотемпературных колчеданных и полиметаллических месторождений, типоморфизма минералов месторождений железа и кварца, приуроченных к породам различных фаций и субфаций регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, и др.

I. Месторождения, образованные в условиях низкотемпературного метаморфизма, являются важным источником различных металлов — железа, меди, свинца, цинка, золота и принадлежат к телетермальным и стратиформным классам. Однако до настоящего времени среди исследователей нет единого мнения об их метаморфической природе и многие из ученых все еще являются сторонниками классической "гидротермальной" теории, которая предусматривает прямую генетическую связь рудного вещества месторождений с магматическими породами.

Проблема образования стратиформных и телетермальных месторождений полезных ископаемых непосредственно сопрягается с проблемой фаций и субфаций регионального метаморфизма. Особенно спорные и до конца не решены вопросы парагенетических и термодинамических границ начального метаморфизма. Поэтому в зависимости от степени изменения вмещающих пород руды стратиформных месторождений подразделяются на диагенетические, катагенетические, метагенетические и метаморфические.

Одним из объектов исследований явилась территория Донбасса, а именно Нагольный край, в котором наиболее сконцентрированы рудопроявления полиметаллов. Минеральный состав отдельных рудопроявлений зависит от физико-химических условий их формирования и приведен на рис. I. Данные о физико-химических условиях рудоотложения базируются на результатах изучения газово-жидких включений в прозрачных минералах (сфалерит, кварц, карбонаты), а также исследованиях парагенетических ассоциаций руд и особенностей их минерального и химического состава. Эти данные позволяют достаточно объективно судить о температуре, давлении, концентрации и величине pH рудогенерирующих растворов.

Температура образования минеральных ассоциаций изучалась методом гомогенизации газово-жидких включений, которые довольно широко распространены в сфалерите, кварце и карбонатах. По агрегатному состоянию включения разделяются на газово-жидкие, жидко-газовые, существенно-жидкие. По составу наблюдаются водно-углекислотные ($CO_{2ж} + CO_{2газ} + \text{раствор}$), существенно-углекислотные ($CO_{2ж} + CO_{2газ}$) и жидко-газовые (раствор + $CO_{2газ}$). Характерно для состава жидких включений в минералах кварц-карбонат-сульфидных жил присутствие углекислоты. Плотность жидкой CO_2 , замеренная по температуре частичной гомогенизации, лежит в пределах 0,561–0,814 г/см³. Растворы, обогащенные углекислотой, находились, по видимому, в гетерогенном состоянии. Довольно часто наблюдается

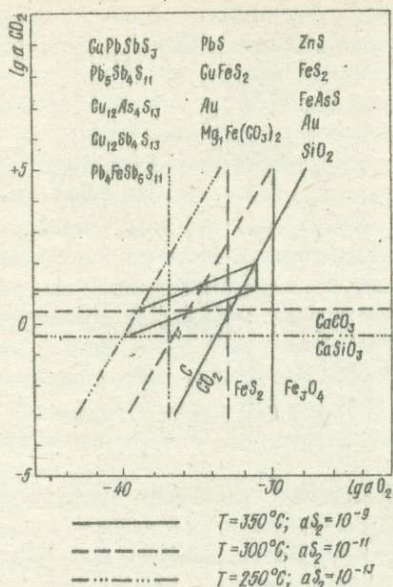


Рис. 1. Поле образования основных минеральных парагенезисов полиметаллических месторождений Нагорьного края в координатах $lg a_{O_2}$ - $lg a_{CO_2}$.

гомогенизация части сингенетических включений в жидкую, а части в газовую фазу при одинаковых температурах. Данное явление можно рассматривать как следствие вскипания минералообразующих растворов и тогда температура гомогенизации включений соответствует истинной температуре их захвата. Вскипание растворов, видимо, происходило при интенсивных тектонических подвижках вследствие изменения P - T -условий минералообразования. Определение температуры гомогенизации минералообразующих флюидов во включениях и давления на основании плотности углекислоты по диаграмме состояния H_2O - CO_2 [21] показывает, что наиболее высокотемпературным является Бобринское месторождение, температура образования минеральных парагенезисов которого составляет 250–350°C. Несколько меньшими температурами образования обладают минералы из рудопроявлений Острого бугра и Дьяково (200–320°C). Промежуточное положение занимают месторождения Центральный Нагорльчик, Нагорльная Тарасовка и цент-

ральный участок Есауловского месторождения, температурные условия образования рудных жил которого лежат в пределах 200–250°C. Наиболее низкими температурами образования руд (150–250°C) в цепи месторождений Нагольного кряжа обладает Есауловское месторождение — участки "Комсомольский" и "Крокодил".

Температурные условия формирования минеральных ассоциаций и месторождений Южной зоны в первом приближении соответствуют их стратиграфическому положению. Наиболее высокотемпературные полиметаллические месторождения Бобриково и Острога бугра занимают наиболее нижнее стратиграфическое положение (свиты $C_1^4 - C_1^5$). Относительно среднетемпературное типично полиметаллическое Центрально-Нагольчанское месторождение и рудопроявление Дьяково локализируются в верхних пачках свиты C_1^5 . Самое низкотемпературное Есауловское полиметаллическое месторождение с сульфосолями приурочено к свитам $C_1^5 - C_2^1$. Если к этому добавить, что Веровское сурьмяное месторождение ($T_{обр} = 100-160^\circ\text{C}$), расположенное на главной антиклинали западнее Нагольного кряжа, локализуется в породах свиты C_2^2 , а Никитовское сурьмяно-ртутное месторождение еще западнее — в свитах $C_2^2 - C_2^3$, то наглядно вырисовывается картина о смене с северо-запада на юго-восток относительно низкотемпературных и менее глубинных месторождений более высокотемпературными и более глубинными. Аналогичные результаты дают замеры давлений при рудообразовании. На Бобриковском месторождении давление при формировании руд составляло 800–1700 атм. На Дьяково и Центральном Нагольчике 700–1000, а на Есауловском 600–700 атм и меньше. В этом же направлении (с северо-запада на юго-восток) и от северных окраин к центру резко увеличивается мощность пород и закономерно возрастает метаморфизм пород и углей. Если на западе метаморфизм пород находится на катагенетической стадии развития (угли марок Т, ПА), то в юго-восточной части он достигает фации зеленых сланцев, а углей — марок А_I–А_{II}.

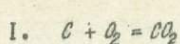
Таким образом, стратиграфическое положение месторождений, их температурные условия формирования, метаморфизм вмещающих пород и углей были тесно связаны между собой единой термодинамической обстановкой погружающей толщи, что наложило отпечаток на параллельность изменений указанных факторов. Абсолютные величины времени вторичных преобразований минералов глинистых сланцев, полученные из различных стратиграфических интервалов разных районов Донбасса и разной степени метаморфизма, весьма близки и колеблются в диа-

пазоне 230-248 млн. лет, что отвечает концу поздней перми - началу раннего триаса [13]. Согласно данным Б.Б.Зайдис [20], возраст золотосных кварц-карбонат-сульфидных жил Нагольного кряжа, выполненный калий-аргоновым методом по гидрослюдам, равен 245-250 млн. лет, что говорит о почти одновременном формировании рудных жил и метаморфических преобразованиях осадков.

Мощность свиты карбона (без учета c_1^3 , поскольку оруденение в этой свите неизвестно) равна 12 км. Если предположить, что геотермический градиент был близок к современному (3°C на 100 м), то получим цифру 360°C и больше. Это вполне согласованная величина с температурным интервалом образования руд Бобриковского месторождения, залегающего в свитах $c_1^4 - c_1^5$.

В результате термодинамических расчетов и на основании химизма некоторых рудных минералов (сфалерита, пирита и арсенопирита) нами впервые для данного района сделана попытка определения фугитивности серы, кислорода и углекислого газа при рудообразовании. Фугитивность серы в процессе рудообразования определена нами по химическому составу сфалеритов, а именно по мольному содержанию FeS в сфалеритах. Сфалериты из всех полиметаллических месторождений Нагольного кряжа содержат в среднем 1-10 мол. % FeS . Используя данные П.Б.Бартона и П.Тулмина III [17], определяем фугитивность серы в 10^{-9} атм, при температуре 350°C и 10^{-12} атм при 250°C . Это хорошо согласуется с данными этих же авторов по пирит-пирротинovому равновесию. На месторождениях Нагольного кряжа пирротин отсутствует в качестве рудообразующего минерала. Исключение составляет рудопроявление Острый бугор, где он встречается в виде пойкилитовых вростков в арсенопирите и пирите, что обусловлено, видимо, локальным понижением фугитивности серы в данном районе. При прочих равных условиях при 350°C пирротин образуется при фугитивности серы меньше, чем $10^{-9,5}$ атм, при 300°C - меньше $10^{-11,5}$ атм и при 250°C - меньше $10^{-12,5}$ атм. Фугитивность кислорода и двуокиси углерода вычислена на основании термодинамических расчетов по устойчивости минеральных парагенезисов месторождений Нагольного кряжа. Термодинамические данные, необходимые для расчетов, заимствованы из справочника Г.Б.Наумова, Б.И.Рыженко и И.Л.Ходаковского [17], наиболее авторитетной сводки термодинамических данных на сегодняшний день по термохимическим константам.

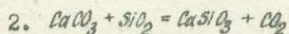
При расчете были использованы следующие реакции:



$$\lg K_{350} = 10^{+33,1}$$

$$\lg K_{300} = 10^{+35,9}$$

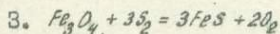
$$\lg K_{250} = 10^{+39,4}$$



$$\lg K_{350} = 10^{+1,1}$$

$$\lg K_{300} = 10^{+0,44}$$

$$\lg K_{250} = 10^{-0,36}$$



$$\lg K_{350} = 10^{-31,0}$$

$$\lg K_{300} = 10^{-32,6}$$

$$\lg K_{250} = 10^{-34,3}$$

Графит, волластонит и магнетит на месторождениях не встречаются. Кроме того, чистый кальцит на месторождениях встречается очень редко, а присутствует минерал группы сидерита-анкерита - пистомезит. Замена кальцита пистомезитом в реакции (2) существенно не влияет на расчет фугитивности CO_2 ; расчеты показали, что разница в ту или иную сторону в логарифме константы равновесия составляет первые десятые доли. В результате расчетов построены линии равновесия, которые на графике фугитивности $CO_2 - O_2$ ограничивают поле рудообразования при температурах 250-350°C (т.е. температура образования основной массы кварц-карбонат-сульфидных жил). Как видно из рис. 1, фугитивность кислорода в процессе рудообразования меняется от $10^{-30,5}$ при 350°C до 10^{-40} атм при 250°C. Фугитивность двуокси углерода изменяется от 10^{+2} до $10^{-0,6}$ атм при соответствующих температурах. Поле рудообразования на этой диаграмме расположено очень близко к линии углеродно-углекислого равновесия и к минимальным значениям фугитивности кислорода [23], поскольку в процессах рудообразования значительную роль играет органическое вещество, что подтверждается наличием в газовой-жидких включениях углеводородов [3,9] и присутствием в жилах антраксолитов.

Наряду с рудными жилами на месторождениях (Бобриково, Острый бугор, Нагольная Тарасовка) были обнаружены маломощные единичные прожилки перераспределенного органического вещества, называемого антраксолитом. Нахождение его на месторождениях такого типа, как Нагольный кряж (телетермальных, по Федорчуку [22]) имеет большое значение для выяснения этих образований.

Как известно, большая часть исследователей [2,26,27] связывает образование месторождений Нагольного кряжа с нескрытым маг-

матическим очагом, несмотря на то, что изверженные породы в его пределах не найдены. Однако нам кажется, что источники металлов следует искать во вмещающих породах. Так, при исследовании геохимических особенностей рудовмещающих нижне- и среднекаменноугольных песчано-глинистых сланцев установлено, что среднее содержание рудных компонентов (Pb, Zn, Cd, Ag, As и др.) превышает кларки пород соответствующего состава в 5-10 раз и больше (As в 50-80 раз). Максимальные количества элементов содержат породы, наиболее обогащенные углистым веществом. Эта особенность, т.е. приуроченность повышенных содержаний рудных элементов к разрезам осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, обогащенных органическим веществом, отмечается в работах В.И.Попова [18], А.А.Куденко, В.А.Нарсеева [12] и др. На основании этого можно предположить, что рудовмещающие породы были обогащены рудными компонентами почти на всей площади их распространения еще в процессе осадконакопления.

При интенсивных процессах трансформации осадка (метаморфизм пород Нагольного кряжа достигает фации зеленых сланцев) наряду с освободившимися поровыми и метаморфогенными водами происходят выщелачивание, миграция и отложение рудогенных элементов в благоприятных условиях. Такими в месторождениях Нагольного кряжа являются тектонические трещины, попадая в которые эти так называемые парагидротермы [12] вследствие резкого уменьшения давления сбрасывают свой полезный груз, образуя кварц-карбонат-полиметаллические жилы, которые по своему механизму формирования напоминают жилы альпийского типа. Даже органическое вещество, миграционная способность которого намного меньше, чем рудогенных элементов при данных условиях, подвергается перераспределению (миграционная способность органического вещества доказана экспериментально Киссиним и Пахомовым, 1971). Если при карбонизации органического вещества значительная часть ранее связанных элементов высвобождается и переходит в растворы и эти процессы являются экзотермическими (при окислении 1%-ного органического вещества, заключенного в породе, весь объем породы может быть нагрет на 125°C [12]), то становится ясно, что источником металлов в данном случае служат сами породы, подвергавшиеся метаморфизму.

Наиболее характерной минеральной ассоциацией для фации зеленых сланцев железорудных месторождений являются: сидероплезит + магнетит + кварц + хлорит; для амфиболитовой - магнетит + кварц +

+ железистый куммингтонит + грюнерит и для гранулитовой фации метаморфизма — магнетит + гиперстен + диопсид + кварц + роговая обманка + пирротин. Магнетит гранулитовой ступени метаморфизма нередко содержит эмульсионные, тонкосетчатые, штриховидно-пластинчатые, изометричные, решетчатые типа "лабиринта" структуры распада, представленные мельчайшими включениями шпинели, ульвешпинели и ильменита. Большинство включений фиксируется при исследовании магнетитов под микроскопом, а состав их определен микрорентгено-спектральным анализом.

Размеры зерен в железистых породах в зависимости от слоя колеблются в широких пределах. В кварцевых слоях размеры зерен магнетита снижаются до 0,0001 мм, а в рудных — они приближаются к размерам их в магнетитовых рудах и равны 0,01–0,5 мм. Размеры зерен магнетита увеличиваются с повышением степени метаморфизма пород.

Преобладающей формой выделений магнетита в железисто-кремнистых породах является октаэдр. С увеличением степени метаморфизма происходит усложнение формы от октаэдра для магнетитов зеленосланцевой фации метаморфизма до комбинации: куб+октаэдр в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. С увеличением степени метаморфизма идиоморфизм зерен магнетита падает.

Магнетиты из пород и руд зеленосланцевой фации метаморфизма характеризуются крайне низкими содержаниями элементов-примесей и небольшим их набором. Частота встречаемости многих элементов невысокая. Магнетиты амфиболитовой фации метаморфизма содержат такие же элементы, но количество их иногда несколько выше. Эти различия обычно не существенны и находятся в пределах ошибки анализа. Данные химического анализа показали, что магнетиты из пород различных фаций метаморфизма содержат крайне низкие количества титана (в виде следов, изредка десятые доли процента), алюминий в магнетитах зеленосланцевой и амфиболитовой фации обычно присутствует за счет неотделимой примеси алюмосиликатов; магний, кальций за счет карбонатов; щелочные элементы обусловлены тонкими сростаниями магнетита с амфиболами, слюдами. В магнетитах из пород и руд гранулитовой фации метаморфизма многие образцы содержат алюминий, магний, некоторые титан, марганец, повышенное количество трехвалентного железа. Эти элементы-примеси указывают на гетерогенный состав магнетита, который обусловлен присутствием шпинели, ульвешпинели, ильменита и гематита.

Твердость и отражательная способность магнетита несколько увеличиваются с повышением степени метаморфизма: для зеленосланцевой $H = 535 \text{ кг/мм}^2$, $\rho = 16,9\%$; для амфиболитовой $H = 550 \text{ кг/мм}^2$, $\rho = 18,0\%$; для гранулитовой $H = 586 \text{ кг/мм}^2$, $\rho = 18,2\%$.

Размеры элементарной ячейки несколько уменьшаются с увеличением степени метаморфизма пород. Однако параметры решетки магнетитов Ущ находятся в пределах принятых значений для гомогенного магнетита.

Исследование магнетитов с помощью метода ядерного гамма-резонанса (ЯГР) показало, что состав всех изученных образцов из пород различных фаций метаморфизма близок к стехиометрическому, спектры их подобны, а изомерные сдвиги и квадрупольные расщепления близки к литературным данным для магнетитов стехиометрического состава. Однако иногда магнетиты из пород более высоких ступеней метаморфизма имеют несколько повышенное значение $\frac{SA}{SB}$, что, возможно, объясняется вхождением небольшой части примесных элементов, возможной дефектности структуры магнетита.

Температура образования магнетитов из пород зеленосланцевой ступени метаморфизма колеблется в пределах $400-450^\circ\text{C}$, для магнетитов из пород гранулитовой фации — до 900°C .

Смена парагенезисов минералов от зеленосланцевой фации магнетит + сидероплезит + хлорит + кварц до гранулитовой — магнетит + + пироксен + кварц сопровождается облегчением изотопного кислорода.

Сравнение изученных магнетитов с магнетитами, связанными с трапповым магматизмом и метасоматозом, показало, что изученные магнетиты Ущ содержат ничтожные количества элементов-примесей. Крайне низкое содержание элементов-примесей, небольшой их набор и невысокая частота встречаемости в магнетитах из железистых пород и богатых руд Ущ следует рассматривать как важный типоморфный признак, свидетельствующий об осадочно-метаморфогенном происхождении.

Урановая минерализация натриевых метасоматитов, присутствуя в альбититах как аксессуарная, находится в тонкодисперсном состоянии в тесных сростаниях с альбитом, карбонатами, цирконом, магнетитом, сфеном и темнокветными минералами. Обычно минералы урана метамиктны, в естественных условиях рентгеноаморфны, а после прокаливания различные по составу титанаты и силикаты урана дают

сходные дебаеграммы, не позволяющие диагностировать их по данным рентгеноструктурного анализа.

Многочисленные определения показателей преломления, измерение твердости и отражательной способности для силикатов, титано-силикатов и титанатов урана позволили установить зависимость между твердостью, отражательной способностью и показателями преломления.

Установлено четыре группы, различающиеся составом, физическими константами и степенью изменения метамиктных урановых минералов.

Группа А включает силикаты типа коффинита, ненадкевита и близкие к ним по своим свойствам некоторые образцы, условно названные нами "титанатами сложного состава" и "титано-силикатами урана".

Группа Б. Это наиболее распространенная группа в альбититах минералов включает титанаты типа браннерита, сложные по составу титанаты урана и титано-силикаты урана.

Группа В включает в отличие от образцов группы Б, малоизмененные титанаты и титано-силикаты урана.

Группа Г включает давидит, некоторые наиболее свежие титанаты урана типа браннерита или промежуточные по составу разности между давидитом и браннеритом.

Выделенные на основании массовых замеров показателей преломления, твердости и отражательной способности группы соответствуют установленным нами при изучении силикатов, титано-силикатов и титанатов урана методами микрорентгеноспектрального анализа и ИК спектроскопии.

Учитывая, что обычно не представляется возможным выделить тонкодисперсные урановые минералы из альбититов для изучения методом ИК спектроскопии и проведения химического анализа, физические константы и установленная зависимость между показателями преломления, твердостью и отражательной способностью позволяют наиболее надежно диагностировать сложные по составу и изменчивые по своим свойствам силикаты, титано-силикаты и титанаты урана при изучении минерализации альбититовой формации.

Из аксессуарных урановых минералов калиевых метасоматитов изучались уранитит, бреггерит, клевет; из ураносодержащих - циртолит, апатит.

Уранинит калиевых метасоматитов обладает типоморфными особенностями, резко отличающими их от уранинитов, связанных с нат-

риевыми метасоматитами. Так, по данным химических анализов, для акцессорного уранинита калиевых метасоматитов характерно значительное содержание тория и редких земель. Среди редких земель преобладает тербий, неодим, церий, самарий, гадолиний, диспрозий, лантан, празеодим, гольмий. Температура образования акцессорного уранинита калиевых метасоматитов 370–400°C, выше уранинитов альбититовой формации.

Бреггерит – разновидность уранинита, богатая торием и свинцом (до 23% PbO). В отличие от бреггерита других месторождений бреггерит калиевых метасоматитов содержит 22,33% PbO ; 5,89% SrO_2 ; 1,91% Fe_2O_3 ; 42,02% H_2O .

Клевеит содержит более 6% CaO ; 3,7% H_2O и 4,7% P_2O_5 .

Циртолит калиевых метасоматитов в отличие от циртолита альбититов в своем составе содержит торий; лантан; гафний и скандий, иттрий, иттербий и другие элементы.

Апатит представлен фтор-апатитом. Рентгеноспектральным анализом в нем установлены следующие элементы, %: кальций – 55; фосфор – 43; иттрий – 0,1; марганец – 0,1; никель – 0,005; свинец – 0,015; церий – от 0,1 до 2; лантан – 0,1; натрий – 0,05. Высокое содержание кальция и фосфора в минерале показывает принадлежность минерала к группе фтор-апатита. Структура фтор-апатита характерна для метасоматических апатитов. Параметр кристаллической решетки 9,37 Å c/a – 6,85 Å соответствует также фтор-апатиту.

Исследовался микроклин – один из ведущих минералов калиевых метасоматитов. По времени образования установлено две генерации микроклина. Первая, более ранняя генерация, характеризующая безрудные калиевые метасоматиты, представлена пертитсодержащей разновидностью со слабо выраженной двойниковой структурой. Эти микроклины характеризуются оптической неоднородностью и промежуточной ($\Delta\rho = 0,70+0,87$) рентгеновской триклинностью, что позволяет отнести их к ортоклазу или к микроклину с неупорядоченной кристаллической решеткой.

Вторая генерация, а именно микроклин рудных калиевых метасоматитов, отличается четкой двойниковой решеткой, отсутствием пертитовых вростков, оптической однородностью и высокой степенью триклинности ($\Delta\rho = 0,9+1,00$). Кроме того, микроклины из рудных калиевых метасоматитов характеризуются более высоким содержанием таких элементов, как калий, литий и рубидий. Эти данные позволяют отличать рудные калиевые метасоматиты от безрудных. Изученные ак-

цессорные урановые минералы калиевых метасоматитов резко отличаются по своему химизму от аналогичных минералов натриевых метасоматитов. Все они обогащены торием и редкими землями. Среди редких земель преобладают элементы цериевой подгруппы при незначительном содержании иттриевых земель, что объясняется более высокими температурами образования калиевых метасоматитов, а также более высокой щелочностью среды минералообразования.

Таким образом, изучение типоморфных свойств минералов метаморфогенных рудных месторождений дает в наши руки материал, который позволяет решать много вопросов генетического плана, вопросы размещения рудного вещества в пространстве, что будет способствовать разработке поисковых критериев на тот или иной вид полезного ископаемого.

Кварц — типичный сквозной минерал пегматитов. Кристаллизация его начинается с образованием графической оболочки пегматитовых тел и кончается отложением из холодноводных растворов опала и халцедона. В занорышках пегматитовых тел кварц образует великолепно ограниченные кристаллы. Размеры их самые разнообразные — от долей миллиметра до 1 м и более по главной кристаллографической оси. В огранке кристаллов принимают участие грани 47 простых форм, что обуславливает их большое морфологическое разнообразие. Кристаллы, как правило, окрашены и обнаруживают зональное строение. Общая последовательность смены разноокрашенных зон в кристаллах следующая (от центра к периферии): соловьиный кварц — горный хрусталь — дымчатый кварц — морион — цитрин (дымчатый кварц) — поздний горный хрусталь — аметист. Обычно в одном кристалле присутствуют 2—3 окрашенные зоны, реже количество их достигает 4 и более. Отдельные зоны могут выпадать из разреза без нарушения общей последовательности их смены.

Основная масса кристаллов кварца сформировалась путем свободного роста из водных растворов. Об этом свидетельствует прекрасная огранка кристаллов, их высокая чистота и четкое зонально-секториальное строение. В соответствии со стадиями минералообразования в пегматитах выделяется три генерации кристаллов. Взаимоотношения между ними достаточно сложные и определяются тем обстоятельством, что кристаллы ранних генераций часто служили зародышами для кристаллов последующих генераций.

Кристаллы первой генерации формировались в области высокотемпературной гексагональной модификации кварца. В современном

состоянии кристаллы его представляют сильно трещиноватую параморфозу низкотемпературного кварца, так называемый сотовый кварц. Кристаллы обычно одноконечны. Облик их изометрический, реже вытянутый, габитус — пирамидально-призматический. Зародышами кристаллов высокотемпературного кварца служили ихтиоглипты графика, пегматоидные и блоковые обособления кварца. Кристаллографически правильная форма индивидов сотового кварца свидетельствует о том, что полости свободного роста существовали уже в доинверсионную стадию развития пегматитов, а наблюдающееся во многих случаях зональное строение кристаллов показывает, что минералообразование в этот период сопровождалось изменением химического состава растворов.

Сотовая трещиноватость в кристаллах служит своеобразным репером, разграничивающим первоначально высокотемпературную и низкотемпературную модификацию кварца [5, 247]. Точка модификационного перехода для кварца из пегматитов условно принята в 600°C. Считается, что быстрый спад температуры, необходимой для образования сотовой трещиноватости в кварце, осуществлялся за счет адиабатического раскрытия пегматитовой системы при контракционном ожатии вмещающих пегматит гранитов [6]. Перерыву в кристаллизации первой и второй генераций кварца соответствует инверсия фазового и химического состава минералообразующих растворов.

Кристаллы второй генерации имеют наиболее богатую морфологию. Среди них наблюдаются индивиды всех возможных типов облика и габитуса. Преобладают кристаллы вытянутого облика призматически-ромбоэдрического габитуса. Несколько им уступают кристаллы остроромбоэдрического габитуса (obeliskovidnye). Особенности внутреннего строения кристаллов показывают, что формирование их происходило как дорастанием кристаллов сотового кварца, так и ростом из новых центров. Зародышами служили зерна породообразующего кварца (графика, пегматоидные и блоковые обособления), получившие доступ в полости свободного роста, обломки сотового и молочно-белого кварца.

Индивиды третьей генерации имеют изометрический и искаженный облик. В большинстве случаев кристаллы двухконечны. Изучение их внутреннего строения показало, что росту кристаллов этой генерации предшествовали интенсивные процессы дробления в пегматитах. Формирование кристаллов происходило путем регенерации большого количества обломков предшествующих выделений кварца.

Процессы замещения кварцем полевого шпата широко распространены в пегматитах. Описаны проявления замещения с образованием

массивного блокового кварца и агрегатов решетчатого строения [19]. Наше внимание привлекли следы замещения полевого шпата в корневых частях кристаллов из полостей свободного роста. Следы метасоматического роста кварца фиксируются здесь наличием реликтовых пластинок гидратированного микроклина. Взаимнопараллельное расположение пластинок указывает на то, что они являются частями одного и того же кристалла микроклина. К середине кристалла пластинки утончаются и сходят на нет. О прежнем существовании их напоминает лишь ориентированное расположение пылеватых частичек в кристалле кварца.

Иногда процесс замещения не завершается полностью, останавливаясь на какой-то стадии. Во многих кристаллах кварца наблюдаются отдельные блоки лишь частично измененного полевого шпата; встречаются обломки полевого шпата без видимых следов изменения. Это, вероятно, связано с различным химическим составом минералообразующих растворов и, возможно, с высокой скоростью роста кристаллов кварца.

Как следует из зонального строения кристаллов кварца, замещение предшествует по времени свободному росту кристаллов. Однако, возможно, эти процессы протекают синхронно: в корневой части кристалл развивается метасоматически, а головка его растет нормальным приращением частиц из раствора. Подобные случаи описаны для кристаллов из других месторождений [4, 10, 16]. По времени проявления процессы замещения относятся к началу последней инверсионной стадии минералообразования в пегматитах. Этому периоду отвечает кислый характер минералообразующих растворов, способствовавших растворению и выносу полевошпатового субстрата и привносу кремнезема [8].

Процессы скелетного роста кристаллов кварца проявились в начальной и завершающей стадиях кристаллизации в пегматитах. В доинверсионную стадию скелетным путем формируются кристаллы кварца в зоне графических структур, примыкающей к занорыщу. Наблюдаются все формы скелетных кристаллов от ельчатых ихтиоглиптов до объемных фигур, выполненных комбинацией реберных и граничных форм ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$. Размеры их самые разнообразные — от нескольких миллиметров до 20 см и более в поперечнике. На участках выхода в полости свободного роста скелетные кристаллы дорастают нормальными объемными головками в параллельной ориентировке.

Скелетные формы роста обнаруживают и кристаллы из области гранулитовых структур. Внешне они имеют нормальный кристаллографический облик. Размеры их составляют 3–5 см по тройной оси. Часто

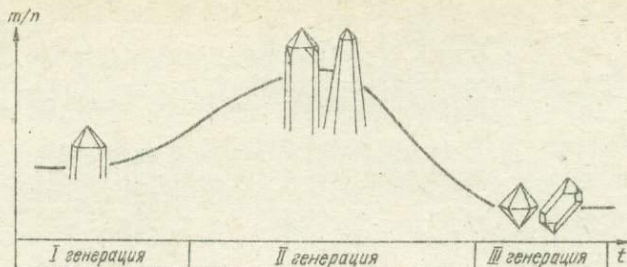


Рис. 2. Схема изменения формы кристаллов кварца в процессе кристаллизации в пегматитах.

они двухконечны. Габитус кристаллов призматически-ромбоэдрический. Из второстепенных форм обычно присутствуют мелкие грани тригонального трапецеэдра $\{51\bar{1}1\}$. Строение кристаллов зональное. Внутренняя часть сложена кавернозным сосовым кварцем с лапчатыми и ветвистыми формами роста. Промежутки между ним выполнены дымчатым кварцем с пустотами или участками, заполненными гидратированным полевым шпатом. Периферическая часть кристаллов сложена дымчатым кварцем. Характер строения внутренней части кристаллов не оставляет сомнений в том, что они развиваются путем скелетного роста. Примерно такое же строение имеют кристаллы из лазиратов, описанные Г.Т.Леммлейном [14, 15].

Следующее проявление скелетного роста относится к завершающей стадии кристаллизации кварца в пегматитах (поздний горный хрусталь). Скелетный рост здесь проходил по классической схеме — вершины — ребра — грани. В качестве нарастающего материала обычен поздний горный хрусталь, реже — аметист. Встречены формы скипетровидного нарастания, когда скипетр отделяется от головки кристалла тонкой охристой прослойкой. Интересный случай скелетного нарастания наблюдается на кристалле с Вишняковского участка. Здесь пленка позднего горного хрусталя отделена от призматической грани кристалла тонким прослоем (1–2 мм) гетита. Гетит имеет параллельно-волокнистое строение. Волокна ориентированы перпендикулярно к призматической грани кристалла. Нарастающий прослой позднего горного хрусталя сохраняет общую ориентировку кристалла.

Таким образом, кристаллы кварца из пегматитов Волыни формировались разными способами. Общая схема последовательности этих процессов показана на рис. 2.

1. Бартон П.Б. мл., Тулшин П.Ш. Фазовые отношения сфалерита в системе $Fe-Zn-S$. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 238-287.
2. Бутурлинов Н.В., Панов Б.С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1959, вып. 4, с. 19-21.
3. Возняк Д.К., Павлишин В.И. О кварце с включениями углеродородов из жильных образований Донецкого бассейна. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения включений в минералах). Львов, 1975, с. 54-55.
4. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. - 150 с.
5. Долгов Ю.А. Особенности генезиса высокотемпературного кварца. - Мин. сб. Львов. ун-та, 1955, № 9, с. 17-21.
6. Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. - Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1963, вып. 15, с. 58-61.
7. Зубов В.И. Некоторые черты сходства и различия минералогии сурьмяно-ртутных руд Северо-Западного Кавказа и Никитовки. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966, с. 27-31.
8. Каложный В.А. Минералоутворюючі флюїди та парагенезис мінералів пегматитів заноришевого типу України. - Київ, Наук. думка, 1971. - 210 с.
9. Каложный В.А., Зинчук И.Н., Сворень И.М. - Метановые и водно-метановые включения высокой плотности в минералах гидротермальных жил Донбасса. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения включений в минералах). Львов, 1975, с. 52-54.
10. Карякин А.Е. - Зарождение и разрушение кристаллов. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1954, вып. 1, с. 55-59.
11. Колтун Л.И., Головаченко Н.Г. О температурах минералообразования на Никитовском ртутном месторождении, определенных по включениям в минералах. - Мин. сб. Львов. геол. о-ва, 1962, № 16, с. 18-19.
12. Куденко А.А., Нарсеев В.А. О возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме. - В кн.: Пробл. метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1969, с. 15-17.
13. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. - Киев, Наук. думка, 1975. - Ч. 2. - 500 с.
14. Леммлейн Г.Г. Коррозия и регенерация кварцевых включений в кварц-порфирах. - Докл. АН СССР, 1930, № 5, с. 5-7.
15. Леммлейн Г.Г. Скелетные кристаллы кварца в липаритах. - Тр. петрограф. ин-та АН СССР, 1932, № 3, с. 17-19.
16. Мельников Б.Д. Необычная ориентировка кристаллов кварца в хрусталеносном погребке. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1969, вып. 6, с. 71-72.
17. Наумов Г.Б., Риженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971. - 236 с.
18. Попов В.М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов. - В кн.: Состояние и задачи Советской металлогении. М.: Наука, 1970, с. 185-187.
19. Приказчиков Л.А. О явлениях перекристаллизации и замещения в пегматитовых телах Волини. - В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965, с. 327.
20. Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1973. - 202 с.

21. Такеноччи С., Кеннеди Дж. Бинарная система, $H_2O - CO_2$ при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 110-136.

22. Федорчук В.П. Телетермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968, с. 544-585.

23. Холланд Х.Д. Некоторые приложения термохимических данных к проблемам рудных месторождений. Минеральные ассоциации и состав рудообразующих флюидов. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 9-109.

24. Цинзерлинг Е.В. Растрескивание пластин кварца при температуре от 200 до 600°C. - Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1948, вып. 4, с. 11-17.

25. Шафрановский И.И. Возможность использования кристаллохимического анализа для решения минералогических задач. - Зап. Всесоюз. мин. с-ва, 1960, вып. 1, с. 47-51.

26. Юшко С.А. Минералогические ассоциации и последовательность кристаллизации в рудных месторождениях Нагольного кряжа. - Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1948, 23, с. 26-28.

27. Якшин А.А. Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного кряжа. - Тр. Ин-та геофизики АН СССР, 1952, 65, № 14, с. 60.

УДК 550.42:546.027:553.5/.9

Ф.И. Жуков, Д.А. Ласной, О.В. Гнатенко, В.Ф. Лапуста, Л.Т. Савченко
ВАРИАЦИИ ИЗОТОПОВ СВИНЦА, СЕРЫ И УГЛЕРОДА
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЩИТОВ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для выяснения источников рудообразующих веществ, условий их переноса и отложения были изучены изотопные соотношения свинца, серы и углерода на месторождениях Украинского кристаллического щита и складчатых областей Карпат, Балкан, Кавказа и Казахстана.

Изотопы свинца в докембрийских породах
Украинского щита

Комплексное изучение распределения изотопов свинца в зонах натриевого метасоматоза и вмещающих их породах докембрия Украинского щита проводилось по следующим направлениям:

1. Определялась изотопно-геохимическая специализация пород.
2. Были выяснены закономерности распределения изотопов свинца во вмещающих породах, альбититах и редкометалльных альбититах зон натриевого метасоматоза.

Определение изотопного состава свинца проведено на унифицированном интерференционном спектроанализаторе УИСА-64-М отдела геохимии стабильных изотопов ИГЕМ АН УССР.

При концентрации изотопов ^{208}Pb более 40%, а ^{207}Pb и ^{206}Pb более 20% относительная погрешность измерения не превышает $\pm 1,0 - 1,5\%$; $\pm 1,5 - 2,0\%$ и $\pm 2,0 - 2,5\%$ соответственно. Погрешность определений изотопа ^{204}Pb при концентрации 1,4% составляет $\pm 5-7\%$ [17].

Изучение изотопно-геохимической специализации пород по характеру распределения ^{206}Pb в гранитах и гнейсах различного состава и возраста в пределах центральной части Ущ (табл. I), показало [17] следующее:

1) граниты и гнейсы Украинского щита имеют средние содержания ^{206}Pb выше, чем аналогичные породы других щитов (22,51-26,76%), достигающие 30%.

2) различия в возрасте пород не оказывают существенного влияния на вариации изотопа ^{206}Pb .

3) породы различного состава могут иметь сходный характер распределения ^{206}Pb .

Дальнейшие разработки опирались на изотопно-геохимические формулы, оценивающие свинцово-изотопные связи с различных позиций.

Разность $^{208}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}) \cdot (1)$ в пределах точности метода количественно оценивает радиогенную добавку и указывает на ториевую (при положительных значениях) или урановую (при отрицательных значениях) контаминацию свинца.

В закрытой системе соотношение $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ (II) отражает накопление радиогенной компоненты во времени - более древнему субстрату соответствует большее значение. В открытой системе это равновесие нарушается за счет различной миграционной способности ^{238}U и стабильных изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb . В каждом конкретном случае уменьшение соотношения (II) отражает постепенное накопление ^{206}Pb в процессе изменения пород.

Сопоставление этих формул дает возможность проследить процесс накопления радиогенных свинцов в ходе регионального метаморфизма, метасоматоза и рудного процесса в породах докембрия Ущ.

На примере трех тектоно-метасоматических зон, расположенных в породах гетерогенной гнейсово-мигматитовой толщи, рассмотрена эволюция соотношений изотопов свинца в ходе метасоматического замещения вмещающих пород альбититами с редкометальным оруденением.

Центральные части тектоно-метасоматических зон имеют вид широкого веера трещинно-катакластических структур. Метасоматиче-

Т а б л и ц а I . Вариации ²⁰⁶Pb в гранитах центральной части УЩ

Исследуемый район	Состав пород	Возраст, млн. лет	Количество проб	Вариации изотопа ²⁰⁶ Pb				
				минимальные	максимальные	средние	Аномальность	
							I степени	II степени
Корсунь-Новомиргородский плутон Новоукраинский массив	Граниты рапакиви	1300-1700 (Семененко)*	21	25,4	39,5	26,2	30-32	39-40,5
	Калиевые трахитоидные граниты	1900 (Виноградов, Комлев)	22	22,5	28,2	23,0	-	-
Бобринецкий массив	Кировоградские порфиробластические граниты	1730-1990 (Комлев)	20	24,2	29,7	26,4	-	-
Звенигородско-Анновская зона	Щелочные граниты	1750-2000 (Тугаринов)	47	26,2	35,5	30,0	-	36-37
	Тальновско-Мироновская зона	Щелочные граниты	27	22,4	38,5	26,6	30-31 33-34	-
Богуславский массив	Микроклиновые порфировидные граниты	1900 (Семененко)	26	22,5	32,6	26,6	29-30 32-33	-
	Восточная часть Уманского массива	Аплитоидные граниты	21	23,5	30,6	27,1	-	-
Братская синклиналь	Порфировидные граниты кировоградского типа	1900-2100 (Семененко)	13	23,6	39,0	27,7	32-33	38-39

* Используются данные возраста пород из монографии "Геохронология докембрия Украины" [6].

ские породы являются продуктом замещения гнейсов, мигматитов и гранитов до почти мономинеральных альбититов. Рудная минерализация приурочена к центральным частям пачек метасоматитов. Преобладают альбититы по гранитам и мигматитам, реже — по гнейсам.

Т а б л и ц а 2. Изотопно-геохимическая специализация зон натриевого метасоматоза

Зона	Породы	U, усл. ед.	Отношение	Отношение
			(1) 208pb - - (207pb / 206pb) +	(2) 207pb / 206pb
1	Вмещающие породы	3-10	+ 3,2	0,79
	Альбититы	10-60	-13,2	0,56
	Альбититы редкометалльные	> 60	-76,8	0,14
2	Вмещающие породы	3-10	- 2,6	0,69
	Альбититы	10-60	-23,0	0,40
	Альбититы редкометалльные	> 60	-64,8	0,15
3	Вмещающие породы	3-10	+ 8,2	0,83
	Альбититы	10-60	- 2,1	0,63
	Альбититы редкометалльные	> 60	-84,4	0,14

Средний изотопный состав свинца вмещающих пород (табл. 2) незначительно отклоняется от параметров обыкновенных свинцов, рассчитанных по критериям Дж.С.Брауна: (I) = +7,1; (II) = 0,86. Вмещающие породы существенно отличаются от альбититов. По породам (I) +3,2; - 2,6; +8,2 и -13,2; - 23,3; -2,1; а по альбититам (II) соответственно 0,79; 0,69; 0,83 и 0,56; 0,69; 0,63. Альбититы с редкометалльной минерализацией характеризуются в среднем более низкими значениями по (I) - 76,8; - 64,8; - 84,4 и меньшими отношениями по (II) - 0,14; 0,15; 0,14 соответственно.

Установленные изотопно-геохимические ряды указывают на закономерное изменение свинцово-изотопных параметров в ходе преобразования вмещающих пород в альбититы с последующим обогащением редкометалльной минерализацией.

Во вмещающих гнейсах, мигматитах и гранитах содержания урана достигают 10 усл. ед., что соответствует фону для этих пород (I). Интервал вариаций изотопов свинца для них - от +8,2 до - 2,6 (I) и от 0,83 до 0,69 (II).

Натриевый метасоматоз сопровождается формированием альбититов с редкометалльной минерализацией, в которых происходит дальней-

шая концентрация урана и соответственно изменяются изотопно-свинцовые соотношения и разность ториевого и урановых изотопов свинца. Они снижаются от -2,1, -23,3 до -64,8 - 84,4 по (I) и от 0,56-0,63 до 0,14-0,15 по (II).

Вариации изотопов серы в складчатых областях и докембрийских породах Украинского щита

В складчатых областях исследовался изотопный состав серы сульфидов различных типов в вулканогенно-осадочных породах нижнего палеозоя Карпато-Балканской области, верхнего палеозоя Северного Кавказа, рифей и нижнего палеозоя Южного Казахстана, а также в докембрийских породах Украинского щита.

В Карпато-Балканской области по вариациям $\delta^{34}S$ подтверждена конвергентность рудных залежей [9].

Полигенность рудной минерализации различных типов была проверена анализом ряда проб на изотопный состав серы.

Изотопный состав зависит от изменения физико-химических условий, при которых происходит отложение рудного вещества в различной геологической обстановке. Скорость и характер изотопно-обменных реакций проявился на разнице изотопного состава серы продуктов эндогенного субвулканического процесса, рудоотложения и рудных минералов экзогенных пластовых тел.

В результате были получены следующие вариации: $\delta^{34}S$ (табл. 3).

Получены две различные вариационные группы значений $\delta^{34}S$ с разницей около 20%: первая - обогащенная легким изотопом ^{32}S , вторая - тяжелым ^{34}S .

Первая группа соответствует эндовулканическим рудным залежам [10], приуроченным к субвулканическим зонам разрыва, брекчированья, мелкой трещиноватости и первично-магматическим выделениям в кварцевых порфирах внутри вулканических аппаратов (типы руд I и II). Вторая группа соответствует экзотвулканическим рудным залежам, сформировавшимся в осадках мелких замкнутых водоемов и палеорусловых фациях (III тип руд).

Обособленное положение занимает группа, в которой вариации $\delta^{34}S$ резко колеблются от +9,1 до -10,3‰. Эта группа проб соответствует трещинным рудам (IV тип), сформировавшимся в процессе динамометаморфизма в зоне надвига триасовых известняков. В минерализованных участках обнаружены обломки первично-рудных пород,

Т а б л и ц а 3. Вариации изотопов серы в пиритах из различных типов руд

Тип руды	Анализируемый минерал	$\delta^{34}S$, ‰		
		от	до	среднее
I. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные	Пирит			- 9,4
II. Прожилковые из цемента туфобрекчий и жильных выполнений	Пирит	- 0,4	-12,9	- 9,2
III. Послойные залежи				
а) минерализованные растительные остатки	Пирит	+11,8	+ 9,7	+10,5
б) рудные прослойки	"	+11,8	+11,5	+10,6
IV. Трещинные из оперяющих структур надвига	"	+ 9,1	-10,3	- 4,1

а также продукты регенерации рудных минералов. Образование последних следует связывать с процессами эпигенеза при больших тектонических напряжениях, вызванных надвигом. Тектоногенез пород вызвал усиленную их трещиноватость и открыл пути к отложению и переотложению поздних сульфидов и сульфасолей в карбонатах. Таким образом, с одной стороны, имеется близость химического состава руд IV и I типов, с другой — большой диапазон вариаций $\delta^{34}S$ в пробах IV типа руд. Избыток тяжелого изотопа ^{34}S характерен для механических обломков руд IV типа, а избыток легкого изотопа ^{32}S — для рудных прожилков метаморфического происхождения.

Изучение вариаций изотопов серы в пределах рудного поля позволяет говорить о формировании конвергентных минерализованных залежей и характере их преобразования.

Стадийность формирования подобных месторождений раскрывается при воссоздании физико-химических условий их образования.

Рудные залежи в монолитных кварцевых порфирах представляют собой эллипсоидные тела с неясными контурами. Руды в них вкрапленные или прожилково-вкрапленные. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, молибденит и незначительное количество сульфидов других металлов.

Физико-химические условия рудоотложения в кварцевых порфирах можно воссоздать по парагенетическим ассоциациям и вариациям величин $\delta^{34}S$. Главными факторами, контролирующими рудоотложение, являются температура, pH растворов, значение окислительно-восста-

новительного потенциала. От этих параметров зависят изотопный состав серы гидротермальных минералов [17].

Изотопы серы из сульфидов вкрапленных руд, локализованных в кварцевых порфирах, показали близкий изотопный состав, средняя величина которого равна $\delta^{34}S = -9,4\%$.

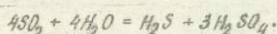
Такое "облегчение" изотопов серы по сравнению с метеоритной серой - результат фракционирования ее между сульфид- и сульфат-ионами. Причем гидротермальные растворы были окислительными с незначительным содержанием сероводорода и во много раз превышающей его концентрацию сульфат-иона. Г.Б.Наумов [14] на основе анализа окисно-сульфидных парагенезисов настурана пришел к выводу, что уран-молибденовые растворы имели низкую концентрацию сульфидной серы, не превышавшую 10^{-6} моль/л. Этой концентрации серы вполне достаточно, чтобы в восстановительной обстановке были отложены молибденит, халькопирит, уранинит [1]. Для уран-молибденовых месторождений в кварцевых порфирах не заметно сильного гидротермального изменения окружающих пород, нет выноса кварца, пириты не замещены магнетитами, слабо развиты хлориты и гидрослюда. Это связано с тем, что гидротермальные растворы были слабокислыми, pH порядка 4,5-5. В момент рудоотложения pH повысилось до 5,5-7, но не более, так как в щелочной среде молибден снова становится подвижным [14]. В окислительных условиях, в слабокислой среде перенос урана и молибдена может быть связан с наличием в гидротермальных растворах фтор-иона. В таких средах для урана возможно образование и уранил-карбонатных комплексов. Образование таких гидротерм может быть связано с высокотемпературными магматическими газовой-жидкими эксгаляциями.

К.Б.Краускопф [13] рассчитал равновесные концентрации компонентов магматического газа при $600^{\circ}C$. В зависимости от парциального давления кислорода эти газы делятся на окислительные и восстановительные (табл. 4).

Общее давление воды равно 1000 ат. Окислительные магматические газы, проникая по трещинам и порам окружающих пород, охлаждаясь и смешиваясь с высокотемпературными метеорными водами, образовали гидротермальные растворы. Эти растворы способны ассимилировать уран и молибден пород, переводя их в комплексные соединения.

Л.Н.Овчинниковым [15] было показано, что источником сульфидной и сульфатной серы в гидротермальных растворах может быть SO_2 .

При температурах 500–600°C в условиях равновесия практически весь газ SO_2 перейдет в H_2S и H_2SO_4 согласно реакции



Соотношение между H_2S и сульфат-ионом зависит от парциального давления кислорода и температуры. Увеличение P_{O_2} системы будет способствовать переходу сульфидной серы в сульфатную. Понижение P_{O_2} и понижение температуры увеличивает потенциал сульфидной серы, что приводит к отложению сульфидов.

Т а б л и ц а 4. Вероятный состав магматической газовой фазы при 600°C в условиях равновесия [13]

Условия	Компоненты газа $P, ат$												
	O_2	H_2	HCl	Cl_2	HF	CO_2	CO	CH_4	N	NH_3	H_2S	S_2	SO_2
Окислительные	$10^{-4.5}$	0,04	10	10^{-5}	50	50	10^{-3}	$10^{-4.5}$	10	$10^{-4.5}$	1	$10^{-2.4}$	29
Восстановительные	$10^{-2.1}$	40	10	$10^{-1.5}$	50	10	0,2	40	9	1	30	10^{-8}	$10^{-5.1}$

Таким образом, в гидротермальных растворах при определенном парциальном давлении кислорода и температуре устанавливаются концентрационные и изотопные равновесия между формами серы в H_2S и SO_4^{2-} . Величина $\delta^{34}S$ зависит от количества H_2S и SO_4^{2-} . Чем меньше соотношение H_2S/SO_4^{2-} , тем "легче" сера в H_2S [17].

Гидротермальные растворы, обладая высоким давлением, проникали по мелким трещинкам и порам, поднимались в зоны разгрузки. Здесь происходила дегазация растворов, резкое падение окислительно-восстановительного потенциала и увеличение pH растворов, т.е. создавались благоприятные условия для отложения сульфидов железа, меди, молибдена. При этом происходило разрушение карбонатных и оксифторидных комплексных соединений урана и отложение уранинита.

Узкий интервал значений $\delta^{34}S$ сульфидов говорит о том, что вкрапленная сульфидная и окисная минерализация в кварцевых порфирах образовалась из высокотемпературных равновесных гидротермальных растворов при резком снижении давления.

Гидротермальные растворы вулканических аппаратов, двигаясь по разрывным структурам, проникали в наиболее проницаемые толщи туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников, образуя метасоматические рудные залежи.

Температура флюида постепенно понижалась. На своем пути они могли восстанавливать коровую серу, реагировать с вмещающими породами, осаждают сульфиды и окислы при метасоматических процессах в пирокластических образованиях. Поскольку в реакцию была вовлечена коровая сера, то изотопный состав сульфидов характеризуется значительной вариацией $\delta^{34}S$ от $-0,4$ до $-12,9\%$.

Рудные тела, сформировавшиеся в зоне метасоматоза и жильных структурах, по химическому составу идентичны вкрапленным рудам из кварцевых порфиров [57]. Изменяется в них только количественное соотношение в содержании элементов: урана $0,25\%$ против 1% в кварцевых порфирах; меди $0,30\%$ против $0,65$; молибдена $0,2\%$ против более чем 1% и т.д. Одновременно увеличивается содержание свинца, цинка и некоторых других элементов.

Проведенные исследования показали, что при едином источнике рудогенных элементов, связанном с извлечением их из окружающих пород поствулканическими гидротермальными растворами, возможно стадийное образование конвергентных залежей медно-молибденовых руд внутри вулканического аппарата.

В этом случае, когда гидротермальные растворы находят выход на поверхность вблизи жерла вулкана и проникают во временные мелководные водоемы, может образоваться Ш морфогенетический тип рудных залежей. В условиях аридного климата на дне водоемов скапливался детритовый материал, который совместно с выносимыми гидротермальными растворами углеводородами является восстановителем для сульфат-иона. По мере накопления сероводорода и в связи с изменением окислительно-восстановительного потенциала в водоемах образуются послонные рудные залежи. Изотопный состав серы сульфидов (пиритов) этих месторождений имеет значение $\delta^{34}S$ до $+11,8\%$. Узкий интервал значений говорит о том, что источником серы были сульфаты поствулканических гидротерм с незначительной вариацией изотопного состава. Рудные залежи представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом.

Впоследствии часть эндовулканических рудных залежей была эродирована. Слагающие их рудные минералы были окислены вадозовыми

водами и отнесены на значительные расстояния вдоль русел рек. В пойменных участках и болотистых низменностях, где осадки были насыщены органикой, шло биогенное восстановление сульфат-иона с образованием сероводорода. Постепенно фугитивность кислорода уменьшалась, система из окислительной переходила в восстановительную, что приводило к послойному отложению сульфидов.

Эти сульфиды обогащены легким изотопом серы, среднее значение $\delta^{34}S = -17,2\%$. По химическому составу эти руды подобны метасоматическим и пластовым залежам III типа.

Таким образом, все описанные выше рудные залежи имеют единый источник рудного вещества. Образование различных морфогенетических типов связано с отличающимися физико-химическими условиями их формирования.

На Северном Кавказе (Горная Осетия) объектом исследования послужили верхнепалеозойские толщи грубообломочных пород вулканогенно-терригенной формации, несущие редкометальное и медное оруденение. Породы этой толщи представлены в основном вулканогенно-песчаниковым материалом с огромными линзами молласоидных внутри формационных конгломератов, которые формировались в узких тектонических депрессиях типа межгорных впадин.

Вулканизм района проявлен в разрезе маломощными отложениями туфов, туфопесчаников, реже — лав. Состав вулканитов во времени изменялся от существенно кислого (липариты, кварцевые порфиры) в низах, до среднего и основного (андезиты, диабазы) в верхах разреза. В этом же направлении в разрезе уменьшается количество вулканогенного материала.

Рудная минерализация установлена на пяти стратиграфических уровнях палеозойского разреза. Минералогические и геологические исследования позволили выделить следующие морфогенетические типы рудной минерализации:

1. Дисперсная вкрапленность в осадочных породах.
2. Первично-обломочные руды представлены обломками рудных минералов и пород с включениями этих же минералов.
3. Дисперсные и обломочные руды, являющиеся результатом перестроения первичного оруденения.

Элементный состав руд изменяется согласно составу продуктов вулканизма от редкометально-медного (кислый вулканизм) до существенно медного (средне-основной вулканизм).

Результатом проведенных исследований является отнесение редкометалльно-медного оруденения к стратиформному типу двух видов:

а) вулканогенно-осадочному, источником рудного вещества которого является посторогенный вулканизм;

б) осадочному перестроению (в конгломератах); источником материала для которых послужили руды первого типа, размывающиеся при инверсиях вулканических поясов.

Значения $\delta^{34}S$ сульфидной минерализации нижней вулканогенно-осадочной толщи варьирует от $-6,0$ до $-31,2\%$; верхней вулканогенно-осадочной толщи от $-2,8$ до $-16,4\%$. Для сульфидов конгломератовой толщи значения $\delta^{34}S$ находятся в пределах $0,5\%$ - $0,6\%$. Таким образом, изотопный состав серы сульфидов вулканогенных толщ характеризуется по сравнению с сульфидами конгломератовой толщи "облегчением" на $10-20\%$ и более.

Источник серы горизонтов редкометалльно-медного оруденения стратиформного типа, в верхнепалеозойских толщах Горной Осетии - существенно эндогенный, связанный с проявлениями активной посторогенной вулканической деятельности.

В Коксу - Текелийском рудном районе стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения расположены в субширотной полосе на юге Джунгарского Алатау, входящего в Джунгаро-Балхашскую герцинскую систему. В районе выделено три структурно-геологических этажа: каледонский, герцинский и альпийский [87]. К каледонскому структурному этажу относятся отложения рифея и венда, в которых заключены тела промышленных колчеданно-полиметаллических руд. Отложения рифея представлены метаморфизованными псамитами и псефитами, карбонатными породами с углистым веществом в зонах развития рудной минерализации и порфиридами; отложения венда - известняками, доломитами, кварцитами, кремнисто-глинисто-карбонатными породами. К герцинскому структурному этажу относятся вулканические породы девона и карбона. Мезокайнозойские отложения альпийского структурного этажа - пестроцветные песчано-глинистые и галечные отложения палеогена и неогена - распространены на водоразделах и во впадинах.

Месторождения приурочены к крыльям Текелийского антиклинория. Региональными разрывными структурами являются Текелийский, Солдатсайский и Южноджунгарский глубинные разломы северо-западного и субширотного простирания. Породы района испытали метаморфизм различных типов - субрегиональный, дислокационный, контактовый,

пневмато-гидротермальный. Активное тектоническое развитие района и разнообразная магматическая деятельность привела к многократному метаморфическому изменению пород и рудных залежей. Степень регионального метаморфизма в среднем достигала фации зеленых сланцев, поэтому изменение структур и текстур руд не сопровождалось изменением минерального состава. Основные морфологические признаки рудных тел обозначились герцинским этапом регионального метаморфизма, для которого характерно образование линейной складчатости, наложенной на каледонскую складчатость.

Интрузивные породы в пределах Джунгаро-Балхашской системы распространены достаточно широко на всех этапах ее развития. Среди пород каледонского гранитного комплекса преобладают плагиограниты, двуслюдяные граниты, мусковитовые граниты и их порфиоровые разновидности. Герцинский магматический комплекс представлен интрузивными телами различных гранитов и субвулканическими разновидностями дацитового, липаритового, базальтового и андезитового состава.

Рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, приурочены к углисто-глинисто-карбонатным пачкам в толще пород рифея и венда. Среди них по морфологии выделяются сплошные и вкрапленные руды, по составу - свинцово-цинковые и пиритовые. Колчеданные руды на месторождении преобладают над свинцово-цинковыми.

По структурно-текстурным особенностям выделяются руды гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического и метаморфогенного генезиса [5, 167]. В общей схеме развития (рисунок) колчеданно-полиметаллических руд Коксу-Текелийского района выделены этапы образования доминирующих в рудном процессе сульфидов, изотопные характеристики которых приведены в табл. 5.

Минералы	Этапы минералообразования						
	Седиментогенез	Диagenез	Метаморфизм	Гидротермально-метасоматический			Метаморфизм
				I	II	III	
Пирит							
Галенит							
Сфалерит							

Схема образования колчеданно-полиметаллических руд Коксу-Текелийского рудного района.

Т а б л и ц а 5. Изотопный состав серы основных разновидностей сульфидов Коксу-Текелийского рудного района

Минерал	Количество проб	δ ³⁴ S	
		Дисперсия	Среднее
Пирит-I и II (вкрапленный, дисперсный, глобулярный)	5	- 0,7...-17,3	- 7,5
Пирит-III (метакристаллический)	9	- 6,0...+22,9	+ 9,5
Пирит-IV (секущие прожилки, стяжения)	7	+10,6...+47,3	+20,0
Сульфиды сингенетические, диагенетические и метаморфические	20	-17,3...+47,3	+ 9,2
Пирит-V (колчеданный)	9	-16,0...+19,3	+ 2,8
Пирит-VI	17	± 7,2...+23,6	+11,5
Галенит-II	13	+ 4,6...+16,9	+10,1
Сфалерит-II	I		+ 8,8
Сфалерит-III	I		+16,8
Галенит-III	3	+13,0...+17,4	+15,7

Наиболее древней является группа сингенетичных дисперсных пиритов, образующих послынную вкрапленность ксеноморфных выделений размером 0,05 мм и меньше (пирит-I), а также рассеянную послынную вкрапленность глобулярных пиритом (пирит-II) в углесто-карбонатных сланцах и известняках. Глобули субмикроскопического размера образуют как индивидуальные рассеянные выделения, так и скопления. Нередко отмечается собирательная перекристаллизация с образованием глобулярных форм, пространственно тяготеющих к рудным горизонтам.

К метаморфическим пиритам (пирит-III), образование которых предшествовало основной гидротермально-метасоматической рудной фазе, относятся послынно-вкрапленные идиоморфные и субидиоморфные пириты. Среди них различаются выделения хорошо образованных метакристаллов пирита с незначительным количеством включений и высокой отражательной способностью и пириты "ячеистой" текстуры с обильными включениями и низкой отражательной способностью.

Пирит стяжений и секущих напластование прожилков (пирит-IV) сходен по структуре с пиритом-III.

Образование пиритов колчеданных залежей (пирит-V), весьма широко развитых в Коксу-Текелийском рудном районе, непосредственно предшествовало отложению полиметаллических руд. Среди пиритов массивных колчеданных залежей можно обнаружить все разновидности форм выделения пиритов. В рудной зоне встречаются дисперсные,

скелетные, ячеистые, глобулярные, колломорфные и метакристаллические формы пирита. Рассеянная вкрапленность пирита тесно ассоциируется с полиметаллическими рудами (пирит-VI), выделяется обычно в виде сростков с кристаллами галенита и сфалерита. Основными минералами полиметаллических руд района являются галенит и сфалерит.

Галенит образует вкрапленные, прожилковые и агрегативные выделения, по характеру которых и их отношениям с другими минералами различаются несколько его разновидностей. Первая генерация галенита (галенит-I) фиксируется в подчиненном количестве в сростании с темноокрашенным сфалеритом. Галенит-сфалеритовые агрегаты выполняют секущие прожилки, образуют гнезда и сплошные массы. Галенит развит по периферии кристаллов сфалерита или в виде включений внутри сфалеритовых агрегатов. Шире всего этот тип минерализации проявлен в колчеданно-полиметаллических рудах, где галенит-сфалеритовый агрегат цементирует зоны брекчирования в колчеданном субстрате.

Галенит богатых полиметаллических руд (галенит-II) выделяется в виде массивных агрегатов, секущих прожилков и вкрапленности. Он преобладает над сфалеритом, который образует каемки вокруг выделений галенита или включения в нем.

Галенит бедных руд (галенит-III) образует рассеянную вкрапленность вокруг основных рудных тел.

Сфалерит в рудах Коксу-Текелийской полосы образует прожилки и вкрапленность во вмещающих породах и других рудных минералах, а также массивные агрегаты. По своим особенностям и взаимоотношениям с другими минералами различаются темноокрашенный сфалерит первой генерации (сфалерит-I), ассоциирующий с колчеданными залежами. Сфалерит в богатых полиметаллических рудах (сфалерит-II) также основной фазы, вкрапленность в нем и кайма вокруг агрегатов и отдельных кристаллов галенита. Светлоокрашенный желто-бурый сфалерит (сфалерит-III) образует секущие прожилки, поздние по отношению к большинству рудных минералов.

Основное внимание было уделено изменению изотопного состава серы пиритов, широко распространенных в Коксу-Текелийском рудном районе. Они участвуют во всех этапах рудообразования и представлены, следовательно, всеми морфогенетическими типами руд. По мнению большинства исследователей стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений, ключом к познанию их генезиса является установление происхождения колчеданных руд.

Проанализирован изотопный состав серы 65 образцов сульфидов, отобранных в подземных и поверхностных горных выработках, скважинах и обнажениях месторождений Текели, Западное Текели, Коксу, Усек, Большой Усек, Тышкан, Верхний Тышкан (см. табл. 5).

Для серы сульфидов Коксу-Текелийского рудного района среднее значение $\delta^{34}S_{ср} = +9,3\%$ при вариациях в диапазоне до 65%. Среднее значение $\delta^{34}S$ для каждого из исследованных объектов не выявило существенных отличий от среднего значения $\delta^{34}S$ для всего Коксу-Текелийского района, хотя по основным морфогенетическим разновидностям были обнаружены закономерные изменения значений $\delta^{34}S$ в зависимости от места сульфидов в процессе рудообразования. Пириты послойно-вкрапленные, массивных стяжений и секущих напластование прожилок допродуктивных этапов развития оруденения имеют близкое к среднему для всего района значение $\delta^{34}S = +47,3\%$. К этой группе пиритов, образовавшихся на стадиях седиментогенеза, диагенеза и допродуктивного метаморфизма (см. рисунок), относятся пириты послойно-вкрапленные и глобулярные (пирит-I и II) со средними значениями $\delta^{34}S_{ср} = -7,5\%$ и вариациями от $-17,3$ до $-0,7\%$ (5 проб).

Послойно-вкрапленные метакристаллические пириты (пирит-III) этапа допродуктивного метаморфизма содержат серу с резко возросшим количеством изотопа ^{34}S . В среднем значение $\delta^{34}S = +9,5\%$ при вариациях от $-6,0$ до $+22,0\%$ (8 проб).

Пирит массивных стяжений и секущих напластование прожилок (пирит-IV) имеет "тяжелый" изотопный состав серы $\delta^{34}S_{ср} = +20,5\%$ при вариациях от $+10,6$ до $+47,3\%$ (7 проб). Пространственное положение этой формы пирита - фланги основных колчеданно-полиметаллических тел. Этот пирит выделяется максимальными значениями $\delta^{34}S$. Начало продуктивного этапа отмечено образованием колчеданных залежей (пирит-V).

Пирит массивных и полосчатых колчеданных залежей характеризуется близким к эталонному средним значением $\delta^{34}S_{ср} = +2,8\%$ (9 проб) серы при довольно значительных отклонениях от среднего как в сторону отрицательных (до $-16,0\%$), так и в сторону положительных значений (до $+19,3\%$).

Пирит, ассоциирующий со свинцово-цинковым оруденением (пирит-IV), имеет более высокое среднее значение $\delta^{34}S$ и относительно узкий диапазон вариаций $\delta^{34}S$ по сравнению с серой колчеданных руд. Пирит, ассоциирующий с вкрапленной и дисперсной полиметал-

лической минерализацией, имеет более высокие значения $\delta^{34}S$, чем сера пирита богатых полиметаллических руд.

Сера пиритов, ассоциирующих с вкрапленными свинцово-цинковыми рудами, имеет среднее значение $\delta^{34}S_{cp} = +14,6\%$ (4 пробы) при вариациях от +7,2 до +23,6%, а пиритов, ассоциирующих с богатыми полиметаллическими рудами, $\delta^{34}S_{cp} = +10,5\%$ (12 проб) при вариациях от +2,4 до +16,3%.

Значения изотопного состава серы галенитов $\delta^{34}S_{cp} = +11,1\%$ при вариациях от +4,0 до +17,4%, причем сера галенита (галенит-II) богатых руд характеризуется меньшими значениями $\delta^{34}S_{cp} = +10,1\%$ (13 проб) при вариациях от +4,6 до +16,0%, чем сера галенита (галенит-III) фланговой рассеянной вкрапленности, для которой соответствуют значения $\delta^{34}S_{cp} = +15,7\%$ (3 пробы) при вариациях от +13,0 до +17%.

Единичные анализы серы сфалерита (сфалерит-II) как темно-коричневого (+8,8%), так и светло-бурого (сфалерит-III, +16,8%), позволяют отнести ее к той же генерации, что и серу галенитов. Сера галенитов и сфалеритов первой генерации не охарактеризована. Утяжеление серы фланговых минеральных ассоциаций обусловлено их более поздним отложением при заимствовании из остаточных растворов изотопно более "тяжелой" серы, в соответствии с общеизвестной схемой фракционирования изотопов серы в рудном процессе [7].

Термобарометрические исследования включений в кварце и карбонате, ассоциирующих с рудными минералами и, следовательно, образовавшихся в сходных температурных условиях, показали, что кварц и карбонат имеет широкий интервал температур гомогенизации — от холодноводных включений до 320°C. Выделяются первичные и вторичные газово-жидкие включения с гомогенизацией в жидкую фазу. Температура гомогенизации в первичных газово-жидких включениях в кварце от 210 до 320°C, в карбонате — от 170 до 260°C. Вторичные включения имеют температуру гомогенизации от холодноводных до 190 в кварце и до 160°C в карбонате. Основному этапу образования полиметаллического оруденения соответствуют температуры 120–190°C.

Сопоставление изотопного состава серы с данными термобарометрии определяет прямую зависимость $\delta^{34}S$ от температуры гомогенизации: при увеличении температуры увеличивается $\delta^{34}S$ серы сульфидов.

Месторождения Коксу-Текелийского рудного района близки по основным признакам к группе месторождений Центрального Казахстана

на — месторождениям "атасуйского" типа, относящимся к разновидности стратиформных месторождений, в которой совмещается несколько генетических типов сульфидов в одном рудном поле. Изотопный состав серы сульфидов этих месторождений имеет широкий диапазон вариаций изотопных отношений (30—40%), хотя отношения изотопов основной массы серы проанализированных сульфидов близки к эталонному [18].

Полученные изотопные и термобарометрические данные по месторождениям Джунгарского Алатау не оставляют сомнений в многоэтапности формирования руд и участия в рудном процессе серы из различных источников, как это установлено для месторождений "атасуйского типа". В отличие от последних сера сульфидов Коксу-Текелийского рудного района обогащена изотопом ^{34}S и имеет более широкий диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$. Основная масса сульфидов отложилась в гидротермально-метасоматический этап рудоотложения, что выразилось в общем облегчении серы колчеданных руд. Последующее развитие процесса образования колчеданно-полиметаллических руд Коксу-Текелийского рудного района сходно с аналогичным процессом рудообразования на месторождениях Атасуйского района: произошло нарастающее к окончанию процесса образования руд обогащение серы сульфидов тяжелым изотопом серы и значительное сужение диапазона вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$.

В Криворожском бассейне физико-химические условия формирования пород и рудной минерализации в отдельных свитах криворожской серии обусловили определенные различия изотопного состава серы сульфидов различных свит.

Для пиритов из отложений нижней свиты K_1 характерна сера, близкая по изотопному составу к метеоритному стандарту ($\bar{\delta}^{34}\text{S} = -0,1 \dots -0,9\%$). Это свидетельствует о том, что при формировании отложений криворожской серии процессы сульфатредукции и связанное с ними изотопное фракционирование серы проявлялись слабо [2—4]. Основными источниками серы сульфидов в этот период могли быть продукты разрушения магматических пород, сносившиеся в бассейн осадконакопления, а также продукты субмаринной вулканической деятельности. Однако некоторый разброс в значениях $\delta^{34}\text{S}$ (особенно в верхах нижней свиты K_2 для Центрального района Саксаганской полосы) указывает на проявление процессов сульфатредукции уже в ранний период формирования отложений криворожской серии.

Средние значения $\delta^{34}S$ для различных районов Криворожского бассейна указывают на общность условий осадконакопления в них в период формирования отложений нижней свиты N_1 .

При отложении осадков средней железорудной свиты N_2 процессы сульфатредукции получили более широкое распространение, что указывает на определенную смену условий осадконакопления, т.е. на увеличение концентрации сульфатной серы в бассейне осадконакопления.

Изотопное фракционирование серы происходило при медленной реакции под тонким слоем окисленного ила, в условиях нейтральной или слабовосстановительной среды (Чухров, Виноградов, Ермилова, 1968). Это вызвало обогащение серы пиритов из отложений средней железорудной свиты N_2 легким изотопом (средние значения $\delta^{34}S$ для пиритов из средней свиты в различных районах колеблются в пределах от $-0,5$ до $-3,1\%$).

При этом некоторые изменения в интенсивности процесса редукции сульфатов привели к наблюдаемым колебаниям в изотопном составе серы сульфидов средней свиты (от $-15,7$ до $+4,6\%$).

Существенных различий между изотопным составом серы пиритов сланцев и железистых горизонтов средней свиты не наблюдается, что может указывать на общий источник серы для них, а также на близкие геохимические условия среды осадконакопления. Однако вариации изотопного состава серы позволяют зафиксировать некоторые отличия в условиях осадконакопления в период формирования средней свиты N_2 криворожской серии в пределах различных районов Криворожского бассейна. Наиболее интенсивно процессы бактериальной сульфатредукции проявились в Центральном районе ($\bar{x} \delta^{34}S = -3,1\%$), наименее — в Южном ($\bar{x} \delta^{34}S = -0,5\%$).

Широкое распространение процессы сульфатредукции получили в период формирования отложения верхней свиты N_3 . Сера пиритов из пород указанной свиты наиболее изотопно-тяжелая по сравнению с остальными свитами криворожской серии. Средние значения $\delta^{34}S$ пиритов из сланцевых горизонтов верхней свиты для различных районов Криворожского бассейна колеблются от $+9,8$ до $+14,6\%$, а для доломитов и карбонатных пород $\delta^{34}S$ еще выше: от $+14,7$ до $+30,8\%$. Такое резкое различие в изотопном составе серы пиритов нижней, средней и верхней свит может служить критерием отнесения встречаемых в сложном разрезе пород к определенной свите криворожской серии. Минимальным значениям $\delta^{34}S$ всегда соответствует изотопный

состав серы из пиритов оредней и нижней свит, а максимальным — верхней свиты. В период накопления пород верхней свиты процессы сульфатредукции протекали в условиях глубоко восстановительной обстановки, в толще илов под окисным слоем. Интенсивность редукции была значительной и привела к полному и быстрому восстановлению сульфатов до сульфидов. Поэтому последние содержат серу, близкую по изотопному составу к морскому сульфату.

Повсеместное обогащение серы пиритов из отложений верхней свиты ^{34}S тяжелым изотопом и близость средних значений для различных районов указывают, что в завершающую стадию формирования отложений криворожской серии произошла резкая смена физико-химической обстановки и условий осадконакопления в пределах всего Криворожского бассейна, несмотря на некоторую обособленность его отдельных районов.

Вариации изотопов углерода в докембрийских породах щитов и окладчатых областях

Исследовано изменение изотопного состава углерода в процессах образования уранового оруденения натрий-карбонатной формации докембрия и полиметаллического оруденения в карбонатных породах верхнего девона и рифея.

Главной типоморфной особенностью урановых месторождений натрий-карбонатной формации является тесная пространственная связь альбитов и карбонатов. Кальцит — типичный породообразующий минерал урановых альбититов. Во всех литологических разностях пород в тех или иных пропорциях встречаются карбонаты различных морфологических генераций. В значительных количествах в виде цемента и заполнений межзерновых пространств развиты карбонаты в карбонатизированных сланцах и кварцитах. В доломитах, железо-карбонатных и апатит-карбонатных породах они главные породообразующие минералы. В виде тонких жил и прожилок они секут различные метаморфические и метасоматические породы месторождений. Сквозной характер распространения углеродных соединений во вмещающих породах и рудах обуславливает глубокий интерес исследователей к геохимии углерода и его формам.

В исследованных нами образцах вмещающих пород, метасоматитов и руд карбонатная форма углеродных соединений встречается в 99 случаях из 100. Однако ее содержание по отношению к общему углероду ($C_{карб}/C_{вал}$) колеблется от 6 до 99,8%. В доломитах, где

преобладает карбонатная форма углерода, изотопный состав его обогащен тяжелым изотопом ^{13}C . Значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах варьируют от +0,4 до +6,5‰.

Вариации соотношений органической и карбонатной форм отражаются на изменении изотопного состава углерода породы. В целом изотопный состав углерода метасоматитов прежде всего зависит от изотопного состава углерода материнских пород. Увеличение содержания в породах органической и графитовой составляющих "облегчает" изотопный состав углерода. Примером могут служить в различной степени альбитизированные слюдисто-графитовые сланцы. Если $C_{орг} / C_{гал} = 70-93\%$, то изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от -0,8 до -7,8‰.

Привнос метасоматическими растворами углекислоты влечет за собой изменение изотопного состава суммарного углерода. В случае метасоматического преобразования пород, содержащих морской осадочный карбонат, происходит обогащение углерода изотопом ^{12}C .

Породы, содержащие графитовую форму углерода, связанную с органическим веществом, при метасоматической переработке обогащаются тяжелым изотопом ^{13}C [17].

Для выяснения источника углекислоты изучен изотопный состав углерода карбонатной формы во вмещающих породах, альбититах и рудах.

В гранитоидных вмещающих породах изотопный состав углерода имеет вариации $\delta^{13}\text{C}$, равные от -19,1 до -15,1‰, содержание углерода - от 0,02 до 0,09%.

Углерод альбитизированных разностей обогащен тяжелым изотопом, $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -12,1 до -7,6‰, что, очевидно, связано с перекристаллизацией ранних генераций карбонатов.

Содержание углерода в метасоматитах и рудных альбититах резко возрастает от 0,1 до 1,2%. Его изотопный состав пропорционально обогащается тяжелым изотопом ($\delta^{13}\text{C}$ от -6,8 до -1,5‰), что объясняется привносом углерода иного состава.

Изотопный состав углерода кальцита из рудного альбитита $\delta^{13}\text{C} = -2,9\%$. Температура образования парагенетической ассоциации кальцит-урановых минералов, по нашим данным, 240-250°C. По диаграммам Омото [17], при отсутствии графита в альбититах измеренным величинам $\delta^{13}\text{C}$ соответствуют $p\text{H}$ 8 и $f_{\text{O}_2} = -38$ в гидротермальном растворе в момент рудоотложения.

Изотопный состав венильного углерода, как известно, $\delta^{13}C$ от 0 до -9% . Полученные нами данные свидетельствуют о смешанном источнике углекислоты рудных флюидов.

Определен изотопный состав общего углерода в рудах и вмещающих породах ряда свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Большого Каратау. Небольшое количество определений $\delta^{13}C$ выполнено для руд Коксу-Текелийского района.

Проанализированы карбонатные породы фаменского яруса с различным содержанием рудных компонентов.

Среднее значение $\delta^{13}C$ углерода карбонатных пород в области развития свинцово-цинкового оруденения в Большом Каратау составляет $-1,0\%$, что близко к изотопному составу морских карбонатов. Диапазон вариаций значений $\delta^{13}C$ лежит в пределах от $-4,8$ до $+2,7\%$.

Общая закономерность для района — уменьшение значений $\delta^{13}C$ по мере возрастания содержаний рудных компонентов в исследуемых образцах, т.е. при интенсификации рудного процесса. Это наглядно проявилось при сравнении усредненных значений $\delta^{13}C$ одного из месторождений Большого Каратау с данными содержания свинца по различным блокам (табл. 6).

Т а б л и ц а 6. Сравнение усредненных значений $\delta^{13}C$ с содержанием свинца по различным блокам

Блок	$\rho\delta$, %	$\delta^{13}C$, ‰	$C_{ср}$, %
Пологий	2,5-4,5	- 2,0	9,77
Центральный	1,5-4,2	- 0,5	10,39
Северный	0,9-1,5	- 0,2	9,41

Аналогичная закономерность отмечается и для руд Коксу-Текелийского рудного района, где определены еще более значительные уменьшения $\delta^{13}C$ до -21% в рудных интервалах, в то время как в карбонатных породах с низким содержанием свинца (0,001%) значения $\delta^{13}C$ колеблются на уровне -2 , -3% .

Доломиты и доломитизированные известняки как рудные, так и безрудные характеризуются несколько более высокими значениями $\delta^{13}C$ по сравнению с другими карбонатными породами.

Углерод из более поздних кальцит-галенитовых прожилок обогащен легким изотопом ^{12}C , что свидетельствует о фракционировании

изотопов углерода при их перекристаллизации в рудном процессе.

В эволюции изотопных отношений углерода в рудном процессе общие закономерности, подлежащие дальнейшему изучению, следующие:

1. Зависимость изотопного состава углерода в рудах от первичного изотопного состава углерода вмещающих пород.

2. Изменение изотопного состава углерода в породах при изменении содержания металлов, что связано: а) с вариациями соотношений графитовой, органической и карбонатной форм углерода во вмещающих породах; б) с перекристаллизацией первичных карбонатов в результате гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород при рудообразовании; в) с привнесом гидротермально-метасоматическими растворами эндогенной углекислоты.

Цель исследований изотопного состава серы и углерода в различных геологических объектах была установить изотопные характеристики изучаемых типов минерализации, а также проследить изменения изотопного состава при концентрациях рудных компонентов. Во всех случаях выявлены изменения изотопного состава серы сульфидов и углерода пород, сопровождающие рудогенерирующий процесс. Это позволило сделать определенные теоретические выводы относительно источников рудных компонентов и рудоносных растворов, химических особенностей растворов, температур рудообразования, последовательности образования минералов и др.

Изотопные данные, характеризующие минерализацию различных типов, могут быть с успехом использованы как поисковые признаки на различных этапах оценки перспективных площадей, а в ряде случаев — для расчленения и корреляции рудовмещающих толщ.

1. Барнс Г.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 532-542.

2. Белевцев Я.Н., Жуков Ф.И., Радзиховский В.Ф. Роль вариаций $\delta^{34}S$ для понимания условий образования пород и руд докембрийских железорудных формаций. — В кн.: УИ Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии (Москва, сент. 1976 г.): Тез. докл. М., 1976, с. 21-22.

3. Белевцев Я.Н., Жуков Ф.И., Скобелев В.М., Радзиховский В.Ф. Особенности формирования докембрийских пород Криворожского железорудного бассейна по данным изотопного состава серы в сульфидах. — Геол. журн., 1978, 38, вып. 1, с. 3-35.

4. Белевцев Я.Н., Коптых Ю.М. Особенности формирования железистокремнистых пород в докембрии по данным изучения изотопного состава серы в сульфидах. — Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с. 42-48.

5. Вейц Б.И. Минералогия главнейших месторождений и рудопроявлений Текелийской зоны Джунгарского Алатау. - Алма-Ата: Наука, 1972. - 120 с.
6. Геохронология докембрия Украины / Под ред. Н.П.Семеновко. - Киев: Наук. думка, 1965. - 282 с.
7. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. - М.: Наука, 1974. - 271 с.
8. Жуков П.Е., Казанин Ю.И., Каюпов А.К. и др. Основные черты геологии и металлогении Коксу-Текелийского района Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962, с. 36-41.
9. Жуков Ф.И. Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области. - Киев: Наук. думка, 1978. - 167 с.
10. Жуков Ф.И., Вовар И.И., Янев С.Н. Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпато-Балканской области. - Киев: Наук. думка, 1976. - 183 с.
11. Жуков Ф.И., Лапуста В.Ф. Вариации изотопа ^{206Pb} в гранитах докембрия центральной части Украинского щита. - Геол. журн., 1977, 37, вып. I, с. 136-140.
12. Каштан М.С., Хлопина Т.Н., Соботович Э.В., Ловцус А.В. Сопоставление результатов спектрального и масс-спектрометрического определения изотопного состава микроколичеств свинца. - В кн.: Методы определения абсолютного возраста геологических образований, 1964, вып. 6, с. 67.
13. Краускопф К.Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°C. - Пробл. эндогенных месторождений, 1960, вып. I, с. 139-178.
14. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. - М.: Атомиздат, 1978. - 213 с.
15. Овчинников Л.Н. О роли SO₂ в гидротермальном рудообразовании. - Докл. АН СССР, 1976, 106, № 3, с. 3.
16. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. - 335 с.
17. Рай Р., Омото Х. Обзор изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. - В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 175-212.
18. Тугаринов А.И., Митряева Н.М., Замятин Н.И. и др. Изотопный состав свинца и серы и процесс рудообразования на месторождениях Атаусуйского района. - Геохимия, 1972, № 5, с. 547-562.
19. Чаманский Г.Б. Растворимость сульфидов в водных растворах. - Пробл. эндогенных месторождений, 1960, вып. I, с. 179-187.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
-------------------	---

М Е Т А Л Л О Г Е Н И Я

Белевцев Я.Н. Развитие теории рудообразования и металлогении докембрия в АН УССР	5
--	---

М Е Т А Л Л О Г Е Н И Я Д О К Е М Б Р И Я

Калыев Г.И. Металлогения и палеотектоника южной части Восточно-Европейской платформы	37
Комаров А.Н. Тектоно-метасоматические зоны Украинского щита, их структурное положение и условия формирования	45
Вербицкий В.Н. Роль палеорекопструкций метаморфических комплексов раннего докембрия при их металлогеническом анализе	53
Кобзарь В.Н. О первичной природе и металлонности супракристалльных толщ Кировоградского блока	57
Стрыгин А.И., Казаков Л.Р., Димитров Г.Х., Белоус В.А. Альбититы и сходные с ними породы	63
Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Особенности металлогении Черниговского карбонатитового массива (Приазовье)	72
Жукова А.М. Ураноносность Украинского щита и связь ее с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма	76
Герасимов Ю.Г. Особенности распределения радиоэлементов в протерозойских гранитоидах Украинского щита	82
Горлицкий Б.А., Финкель Л.С. Система математического обеспечения металлогенических исследований	89
Быстревская С.С., Семенюк Н.П., Копылова Л.В., Бгорова Л.В. Применение материалов дистанционного изучения Земли для металлогенического анализа (на примере Украинского щита)	98
Скаржинская Т.А., Фоменко В.Ю. Новые данные о железорудных месторождениях Кременчугского и Правобережного районов	108
Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита	121
Белевцев Я.Н., Зинченко В.А. Исследование Украинского щита сверхглубоким бурением и значение этих работ для изучения металлогении и рудообразования	131

М Е Т А Л Л О Г Е Н И Я С К Л А Д Ч А Т О Г О О Б Р А М Л Е Н И Я И О С А Д О Ч Н О Г О Ч Е Х Л А У К Р А И Н С К О Г О Щ И Т А

Скаржинский В.И., Зарицкий А.И., Кузнецов Ю.А., Лепкий С.Д., Суцук Е.Г., Шербань И.П. Металлогения Донбасса	133
Гойчевский А.А. Роль тектонических факторов в металлогении осадочного чехла Украинского щита	163
Шевченко О.Е. Металлогенические особенности среднеперских и нижнемеловых континентальных отложений Украинского щита	165

Р У Д О О Б Р А З О В А Н И Е

С Т Р У К Т У Р Н Ы Е И С Т Р У К Т У Р Н О - Г Е О Х И М И Ч Е С К И Е ЗАКОНОМЕРНОСТИ Л О К А Л И З А Ц И И П О Л Е З Н Ы Х И С К О П А Е М Ы Х

[Тохтуев Г.В.] Основные направления исследований структур рудных полей и месторождений Украинского щита	171
Гречишников Н.П. Систематика структур, контролирующих размещение металдоносных площадей и месторождений урана на триево-урановой формации	177
Гаврусевич И.Б. Распределение малых элементов по минералам в редкометалльных альбититах разрывных тектонических зон докембрия	183
Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Коптэх Ю.М., Веремеенко Л.И., Кулибабя В.М. Неогеновый вулканизм и рудоносность Внутренних Карпат	192
Бухарев В.П., Гончарук А.Ф., Стебновская Ю.М., Степанов В.А., Шемякина Т.И. Генезис скарново-магнетитовых месторождений Урала с позиций вулканогенно-осадочной теории рудообразования	209
Шумлянский В.А. Ураноносность осадочных формаций в областях орогенеза и континентального рифтообразования	222
Коваль В.Б., Дроздовская А.А., Кузнецова С.В., Кучер В.Н., Николаенко В.И., Терещенко С.И. Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов рудообразования	229

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Горошников Б.И., Корнева Н.Г., Курило М.В., Кушеев В.В., Ракович Ф.И. Некоторые аспекты генетической минералогии метаморфогенных месторождений	265
Луков Ф.И., Лесной Д.А., Гнатенко О.В., Лапуста В.Ф., Савченко Л.Т. Вариации изотопов свинца, серы и углерода при формировании рудных месторождений щитов и складчатых областей	281

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Сборник научных трудов

Утверждено к печати ученым советом Сектора металлогении
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Д.Прокопенко

Оформление художника Н.И.Голоказакowej

Художественный редактор Н.С.Петриченко

Технический редактор Т.М.Зубрицкая

Корректор Н.Ю.Скульская

Информ. бланк № 3902.

Подп. к печ. 12.05.81. БФ 00095. Формат 60x84/16. Бумага офс. №1.
Офс. печ. Усл. печ. л. 18,37. Усл. кр.-стт. 18,37. Уч.-изд. л. 20,09.
Тираж 550 экз. Заказ № 1-311 Цена 2 руб. 40 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Рецина, 3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского проав-
дственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
252004, Киев-4, Рецина, 4.

УДК 553.2+553.078:551.72

Развитие теории рудообразования и металлогении докембрия в АН УССР / Белевцев Я.Н. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.5-36.

В статье кратко рассмотрена история развития теории рудообразования и металлогении докембрия в АН УССР. Охарактеризованы основные положения современной теории рудообразования и металлогении докембрийских щитов, отражены особенности их геологического развития. Рассмотренные основные положения металлогении докембрия позволили раскрыть закономерности размещения рудных месторождений и дать их прогноз на территории докембрийских щитов. Изложены основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования в докембрии.

Ил. 4. Табл. 2. Библиогр.: 25 назв.

УДК 553.31:551.81 [477+470.323]

Металлогения и палеотектоника южной части Восточно-Европейской платформы / Каляев Г.И. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.37-45.

Устанавливается историческое и структурное единство территории южной части Восточно-Европейской платформы с ее докембрийскими железорудными провинциями. Выявляются стадии формирования континентальной коры, ассоциируемые с соответствующими литосферными блоками. Важнейшая металлогеническая эпоха - нижнепротерозойская, которой соответствует стадия образования зрелой континентальной коры. В эту эпоху были сформированы главные железорудные бассейны Большого Кривого Рога и КМА. В палеогеографическом аспекте реконструируются архейско-протерозойские островные дуги: Криворожско-Рильская и Орехово-Павлоградская.

Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.243.18

Тектоно-метасоматические зоны Украинского щита, их структурное положение и условия формирования / Комаров А.Н. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с. 45-53.

Приводится характеристика важной в металлогеническом отношении группы зон дислокационного метаморфизма, образование которых связано с формированием и становлением куполовидных массивов существенно калиевых микроклиновых гранитов.

Библиогр.: 8 назв.

УДК 551.71/.72:552.4:553.061.12/.17

Роль палеореконструкций метаморфических комплексов раннего докембрия при их металлогеническом анализе / Вербицкий В.Н. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с. 53-56.

Обосновывается необходимость реконструкции протосубстрата пород раннедокембрийских метаморфических комплексов при их металлогеническом анализе.

Библиогр.: 8 назв.

УДК 551.71/72:551.263 + 552.43:553.3.073[477]

О первичной природе и металлонности супракристалльных толщ Кировоградского блока / Кобзарь В.Н. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с. 57-63.

Установлено, что гнейсы Кировоградского блока представляют собой единую миегосинклинальную толщу нижнего протерозоя (называемую шполянско-ингульской серией), которая является литологическим, формационным и возрастным аналогом ее верхней свиты криворожской серии. Указывается на перспективность поисков в пределах блока рудопроявлений новых генетических типов (вольфрама и др.).

Ил. 1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 553.3.078.4

Альбититы и сходные с ними породы / Стрыгин А.И., Казаков Л.Р., Димитров Г.Х., Белоус В.А. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с. 63-72.

Произведена классификация конвергентных существенно альбититовых пород. Указывается комплекс признаков, посредством которых их возможно различать.

Табл. 2. Библиогр.: 15 назв.

УДК 553.078:552.4/477.62/

Особенности металлогении Черниговского карбонатитового массива (Приазовье) / Глеваский Е.Б., Кривдик С.Г. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.72-76.

Дана характеристика рудоносности массива и определено его положение в Приазовской редкометальной провинции.
Библиогр.: 10 назв.

УДК 546.79(210)

Ураноносность пород Украинского щита и связь ее с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма / Жукова А.М. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.76-82.

Рассмотрено распределение кларков урана в породах Украинского щита в связи с развитыми в его пределах метаморфическими фациями. Выяснена роль метаморфизма и ультраметаморфизма в направленной миграции урана (на примере Украинского щита). Закономерности распределения и концентрации урана связаны с минеральными превращениями.

Ил. 1. Библиогр.: 10 назв.

УДК 550.422(477)

Особенности распределения радиоэлементов в протерозойских гранитоидах Украинского щита / Герасимов Ю.Г. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.82-89.

Осреднение фоновых содержаний радиоэлементов по комплексам пород и геологическому возрасту показало, что только в кировоградско-житомирском комплексе наблюдается последовательное увеличение содержаний урана от гранитов к сиенитам и альбититам при уменьшении содержаний тория в том же направлении. Это свидетельствует о гидротермально-метасоматическом происхождении пород данного комплекса. В других комплексах следует предполагать иное происхождение щелочных пород.

Табл. 2. Библиогр.: 11 назв.

Система математического обеспечения металлогенических исследований / Горлицкий Б.А., Финкель Л.С. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.89-93.

На примере разработок лаборатории системных методов металлогении и геохимии Сектора металлогении ИГФМ АН УССР обсуждаются задачи, состояние и перспективы системного математического обеспечения металлогенических исследований.

Библиогр.: 4 назв.

УДК 551.24(477)

Применение материалов дистанционного изучения Земли для металлогенического анализа (на примере Украинского щита) / Быстревская С.С., Семенюк Н.П., Копылова Л.В., Егорова Л.В. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.93-108.

Показаны возможности использования материалов аэрокосмических съемок Земли для уточнения пространственного положения известных разломных зон, выявление новых рудоконтролирующих структур, детального изучения кольцевых образований и металлогенического анализа на Украинском щите.

Ил. 2. Библиогр.: 5 назв.

УДК 553.311.(477)

Новые данные о железорудных месторождениях Кременчугского и Правобережного районов / Скаржинская Т.А., Фоменко В.Ю. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.108-121.

На основании изучения большого фактического материала, накопленного за последнее десятилетие в Кременчугском районе, уточнено положение контакта между саксаганской (средней) и гданцевской (верхней) свитами. В составе гданцевской свиты выделена новая подсвита железистых кварцитов и сланцев. В Правобережном районе предложено новое стратиграфическое расчленение метаморфических толщ докембрия, вмещающих пласты железистых кварцитов.

Табл. 1. Библиогр.: 13 назв.

УДК 553.311.2 (477/478)

Железорудные формации Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита / Ярошук М.А. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.121-131.

В Белоцерковско-Одесской структурно-формационной зоне в архей-нижнепротерозойских метаморфических комплексах установлено развитие осадочно-вулканогенных железорудных формаций вулканогенно-кремнистого и известково-кремнистого типов. Рассмотрен состав магнетитово-скарновой железорудной формации, стадийность и физико-химические условия образования метасоматитов и руд. Белоцерковско-Одесская зона оценивается как перспективная на комплексное использование бедных и богатых железных руд.

Библиогр.: 21 назв.

УДК 550.822+553.078+553.21/24+551.71/72

Исследование Украинского щита сверхглубоким бурением и значение этих работ для изучения металлогении и рудообразования / Белевцев Я.Н., Зинченко В.А. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.131-133.

Постановка сверхглубокого бурения на Украинском щите позволит получить неоценимый материал для совершенствования теории познания рудообразующих процессов и выявления закономерностей размещения рудных месторождений в пространстве и во времени.

Библиогр.: 2 назв.

УДК 553.078 (477.6)

Металлогения Донбасса / Скаржинский В.И., Зарицкий А.И., Кузнецов Ю.А., Лепкий С.Д., Суцук Е.Г., Щербань И.П. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.133-162.

Рассмотрены основные этапы геологического развития Дону-Днепровского прогиба. Показаны закономерности проявления ртутной, медно-рудной, золото-рудной, полиметаллической минерализации, а также флюоритового оруденения в регионе. Определена их связь с вещественным составом пород. Дана радиогеохимическая характеристика осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Табл. 1. Библиогр.: 31 назв.

УДК /551.242+553.061.57(477)

Роль тектонических факторов в металлогении осадочного чехла Украинского щита / Гойжевский А.А. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.163-165.

Смена тектонических режимов, вызванная эпейрогеническими и блоковыми движениями, обусловила закономерную смену этапов корообразования и седиментогенеза и связанного с ними рудообразования, а следовательно, и закономерности распределения осадочных полезных ископаемых во времени и пространстве.

УДК /553.068.24+551.767(477)

Металлогенические особенности среднеюрских и нижнемеловых континентальных отложений Украинского щита / Шевченко О.Б. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.165-170.

Континентальные формации среднеюрской и раннемеловой эпох вмещают седиментационно-диагенетические залежи бокситов и высокоглиноземистых каолинов, россыпные концентрации ильменита, циркона, касситерита, золота, седиментационно-хемогенные концентрации свинца, цинка и других металлов; установлена латеральная и вертикальная зональности.

Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.243:553:550.4

Основные направления исследований структур рудных полей и месторождений УЩ / Тохтуев Г.В. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.171-177.

Дана краткая характеристика главнейших направлений структурных исследований Сектора металлогении ИГФМ АН УССР и полученных результатов за период существования сначала структурной группы, а затем отдела структур рудных полей и месторождений (с 1965 по 1979 гг.).

Библиогр.: 12 назв.

УДК 553.272+553.22

Систематика структур, контролирующих размещение металлогенных площадей и месторождений урана натриево-урановой формации / Гречишников Н.П. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.177-183.

На основе систематики металлогенических подразделений Б.Т.Шаталова и имеющихся классификаций структур рудных полей и месторождений разработана систематика структур, контролирующих размещение металлогенных площадей и месторождений урана натриево-урановой формации. Выделены типы структур, определяющих положение металлогенических зон, рудных зон, рудных полей, месторождений и рудных тел.

Табл. I. Библиогр.: II назв.

УДК 550.42:553.43

Распределение малых элементов по минералам в редкометалльных альбититах разрывных тектонических зон докембрия / Гаврусевич И.Б. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.183-191.

Рассматривается распределение элементов, сопутствующих оруденению, в редкометалльных альбититах докембрия. Вычислен мономинеральный баланс для свинца, бериллия, ванадия, циркония, меди, титана и других в рудных и безрудных альбититах, а также во вмещающих породах.

Табл. I.

УДК 55+553.3/4(4-12)

Неогеновый вулканизм и рудоносность Внутренних Карпат / Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Коптях Ю.М., Веремеенко Л.И., Кулибаба В.М. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.192-208.

Регион рассматривается как область проявления мезокайнозойской тектономагматической активизации. Кратко охарактеризованы особенности глубинной и поверхностной структуры, выделены этапы развития, магматические и рудные формации Карпато-Паннонской системы. Подчеркивается ведущая роль блоковых движений в ее эволюции, выразившихся в образовании целой гаммы соподчиненных сводовых и купольных поднятий, депрессий и грабен-синклиналей. Показана магмо- и рудолокализирующая роль этих структур. Высказываются соображения о генезисе неогенового оруденения Закарпатья на основе анализа данных по изотопному составу свинца и серы.

Библиогр.: 19 назв.

Генезис скарново-магнетитовых месторождений Урала с позиций вулканогенно-осадочной теории рудообразования / Бухарев В.П., Гончарук А.Ф., Стебновская Ю.М., Степанов В.А., Шемякина Т.И. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.209-222.

Показаны главнейшие признаки вулканогенно-осадочного происхождения магнетитовых месторождений. Выделены два этапа рудообразования: вулканогенно-осадочный и метаморфический. Роль последнего сводится к преобразованию кластогенно-хемогенных отложений в скарново-магнетитовые рудные залежи. Приведены данные о последовательности минералообразования в процессе метаморфизма.

Библиогр.: 12 назв.

УДК 553.067:553.495:551.34

Ураноносность осадочных формаций в областях орогена и континентального рифтообразования / Шумлянский В.А. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.222-229.

Орогенные формации континентальных рифтов и межгорных впадин вмещают седиментогенное, экзодиагенетическое и полистадийное урановое оруденение. В активизированных областях с платформенным чехлом в грабен-синеклизах образуются эпигенетические инфильтрационные месторождения урана.

Табл. 1. Библиогр.: 14 назв.

УДК 553.067

Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов рудообразования / Коваль В.Б., Дроздовская А.А., Кузнецова С.В., Кучер В.Н., Николаенко В.И., Терещенко С.И. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.229-265.

В статье по данным экспериментального и теоретического моделирования освещаются вопросы миграции и осаждения на геохимических барьерах железа и других рудогенных элементов. Полученные результаты позволяют уточнить физико-химические особенности формирования метаморфогенных месторождений докембрия.

Ил. 4. Табл. 4. Библиогр.: 27 назв.

УДК 549.01+553.068.7

Некоторые аспекты генетической минералогии метаморфогенных месторождений / Горошников Б.И., Корнева Н.Г., Курило М.В., Кушеев В.В., Ракович Ф.И. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.265-281.

Рассмотрены физико-химические условия образования полиметаллических руд Нагольного кряжа и приведены факторы, свидетельствующие об их метаморфогенной природе. Рассмотрены также типоморфные свойства минералов железа, урана и кварца, приуроченных к породам различных фаций регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Ил. 2. Библиогр.: 27 назв.

УДК 550.42:546.027:553.5/9

Вариации изотопов свинца, серы и углерода при формировании рудных месторождений щитов и складчатых областей / Жуков Ф.И., Лесной Д.А., Гнатенко О.В., Лапуста В.Ф., Савченко Л.Т. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1981, с.281-303.

Выявлено обогащение радиогенными свинцами пород тектоно-метасоматических зон; подтверждена конвергентность сульфидных рудных залежей; определен стратиморфный тип сульфидных месторождений; установлены различия $\delta^{34}S$ генераций сульфидов; приведены изотопные характеристики свит криворожской серии; установлено закономерное изменение $\delta^{13}C$ от вмещающих пород к рудам.

Ил. 1. Табл. 6. Библиогр.: 19 назв.

3659

Зрґб. ЧДКод.

НАУКОВА ДУМКА