ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XI

ИЗДАТЕЛЬСТВО
·НАУКА·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

553.3/4:551.24

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XI

1980

Проблемы металлогении
областей тектоно-магматической активизации

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1975



УДК 553.3/4 : 551.242.4

Тектоно-магматическая активизация областей завершенной складчатости и древних платформ сопровождается формированием оригинальных рудных месторождений, имеющих крупное промышленное значение. Книга освещает геологические, геохимические условия возникновения этих своеобразных месторождений и закономерности их регионального размещения, обусловленные особенностями структур тектонической активизации. Особенности генезиса и распределение рудных месторождений областей тектоно-магматической активизации рассмотрены на примере Сибирской платформы, ее рифейского, палеозойского и мезозойского обрамления, а также других регионов как в СССР, так и за рубежом.

Редакционная коллегия:

Академик В. И. СМИРНОВ (отв. редактор),
академик В. А. КУЗНЕЦОВ,
М. М. ОДИНЦОВ, П. М. ХРЕНОВ, А. Д. ЩЕГЛОВ

3 20805-188 / 055(02)-75 -187-75

© Издательство «Наука», 1975 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С 1948 г., когда Ю. А. Билибин выступил со своими содержательными представлениями о металлогении подвижных зон земной коры, как им самим, так его единомышленниками и последователями с большим подъемом развивалось учение об эндогенном рудообразовании геосинклиналей. Основное положение этого учения, как известно, сводится к идее о возникновении на последовательных стадиях преобразования мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые области достаточно определенных формаций магматических пород и ассоциированных с ними рудных месторождений. Параллельно с этим Ю. Г. Старицкий и другие исследователи начали разработку вопросов металлогении древних платформ. В последующие годы, в основном в связи с работами А. Д. Щеглова и Е. Д. Карповой о металлогении областей активизации, исследования металлогении древних и молодых платформ углубились и приобрели повышенный интерес. Вместе с тем совокупность всех перечисленных и других металлогенических исследований позволяет теперь рассматривать региональные условия возникновения и закономерности размещения эндогенных месторождений не раздельно для складчатых областей и платформ, а совместно, объединяя весь процесс их формирования в единый металлогенический комплекс.

Металлогенический комплекс распадается на геосинклинальный и платформенный этапы, каждому из которых соответствуют последовательные стадии развития со свойственными им типоморфными формациями магматических пород и связанными с ними эндогенными рудными месторождениями. Пониманию распределения всех эндогенных месторождений металлогенического комплекса в достаточно определенную цепь, закономерно возникающую от ранней стадии геосинклинального этапа до поздней стадии платформенного режима, весьма содействуют взгляды Ю. А. Кузнецова о такой же очередности развития формаций магматических пород, которые специалистами в области магматогенной металлогении учитываются с известными упрощениями, вполне допустимыми для наших целей. При этом принимаются в расчет по крайней мере три обстоятельства.

Во-первых, последовательность магматизма и рудообразования необходимо воспринять как статистическую совокупность по всем складчатым областям и платформам и не представленную в полном объеме в какой-либо одной рудной провинции. Специфика рудных провинций обычно и определяется в существенной степени выпадением в истории ее геологического развития тех или иных стадий металлогенического цикла. Во-вторых, тектоника, магматизм и рудообразование геосинклинального этапа и платформенного этапа идут не только последовательно, но и одновременно, когда геосинклинальным процессам подвижных зон сопутствуют рудообразующие процессы на прилегающих платформах. В-третьих, магматические формации и рудные месторождения последовательных стадий развития не занимают всю площадь рудных провинций, а, локализуясь в строго определенных крупных тектонических эле-

ментах, создают квазиупорядоченное их размещение, обусловливающее региональную магматическую и металлогеническую зональность. Для геосинклиналей особенно важны три региональных тектонических элемента: 1) геосинклинальные троги, уподобляемые структурам типа Беньофа, локализующие базальтоидные магматические продукты, магматические, скарновые и гидротермально-осадочные рудные месторождения ранней стадии геосинклинального этапа, 2) околотроговые терригенные прогибы, в пределах которых обособляются гранитоидные интрузии средней, соскладчатой, стадии с пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми и иными рудными месторождениями, 3) сеть позднегеосинклинальных, переходных к платформенному режиму, независимых разломов, локализующих гипабиссальные и эффузивные породы, сопровождаемые обильным постмагматическим, особенно гидротермальным оруденением.

Для активизированных платформ важны также три крупных тектонических элемента: 1) пологие выступы (щиты, валы) с гранодиоритовыми и щелочными изверженными породами, сопровождаемыми гидротермальными месторождениями различных металлов, 2) пологие прогибы (плиты, синеклизы, впадины) с траппами, несущими сульфидные медно-никелевые руды, 3) крупные разломы, в том числе рифтового типа как краевых, так и внутриплатформенных, особенно четко контролирующие вулканогенные пояса, цепи ультраосновных щелочных интрузивов центрального типа с карбонатитами и кимберлитов с алмазами.

В согласии со всем изложенным можно говорить о металлогенических эпохах, лишь принимая во внимание геосинклинальные этапы металлогенических комплексов, так как последующие платформенные этапы, независимо от времени завершения геосинклинального развития, доходили до самых поздних, молодых эпизодов. С этой точки зрения, как известно, наиболее рационально намечать девять основных металлогенических эпох: 1) архейскую (3500—2500 млн. лет); 2) раннепротерозойскую (2500—1800 млн. лет); 3) среднепротерозойскую (1800—1650 млн. лет); 4) позднепротерозойскую (1650—900 млн. лет); 5) рифейскую (900—600 млн. лет); 6) каледонскую (600—400 млн. лет); 7) герцинскую (400—225 млн. лет); 8) киммерийскую (225—100 млн. лет); 9) альпийскую (100 млн. лет — настоящее время).

Не вдаваясь в подробности особенностей магматизма и рудоносности всех металлогенических эпох и общей эволюции изверженных пород и рудных месторождений, в истории геологического развития можно отметить следующее. Для областей развития архейских комплексов Русской и Сибирской платформ известны продукты протерозойской, рифейской, палеозойской и мезо-кайнозойской активизации. Для складчатых областей протерозойских и рифейской эпох Сибирской платформы установлены магматизм и эндогенное рудообразование платформенного этапа палеозойского и мезо-кайнозойского времени. Для геосинклинальных образований палеозоя (каледонского и герцинского циклов), например, Казахстана, Средней Азии, Кавказа выявлены наложенный платформенный магматизм и эндогенная металлогения киммерийского и альпийского циклов. Лишь для складчатых областей киммерийского и особенно альпийского циклов эндогенные магматические и рудные образования платформенного этапа, естественно, отсутствуют.

Таким образом, чем древнее рудная провинция, тем больше периодов активизации она могла испытать. С этой точки зрения, возникновение последующих или повторных геосинклинальных желобов можно также рассматривать как крайний, наиболее энергичный этап платформенной активизации, связанный с образованием раскола платформы, ее раздви-

ганием по этому расколу и заложением геосинклинального трога на обнаженной коре океанического типа. В связи с этим проблема определения пород основания геосинклиналей чрезвычайно усложняется по мере перехода от молодых к древним циклам. Некоторые другие формы платформенного обновления могут рассматриваться как деформации, не достигшие геосинклинальной зрелости. Однако такое представление не следует путать с понятием о полигеосинклинальном развитии и полигеосинклинальной металлогении. Полигеосинклинальные металлогенические области возникли на месте геосинклинальных систем, последовательно трансформировавшихся в складчатые области в течение сменяющих друг друга эпох. Примером тому может служить Кавказ, прошедший через каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую эпохи складчатости, магматизма и эндогенного рудообразования.

Теоретическое сквозное исследование металлогении от геосинклинального к платформенному этапу с его активизацией дает возможность проследить эволюцию магматизма и рудообразования от начальных его моментов в зарождающихся геосинклиналях до конечных моментов платформенного состояния; наметить изменения в рудообразовании, протекающем в обстановке меняющегося режима от гибких условий подвижных тектонических зон до консолидированных монолитов; определить ряды сквозных рудных месторождений, наследуемых от геосинклинального к платформенному этапу геологической истории, и серии месторождений, типоморфных для последовательных стадий геосинклинального и платформенного этапов; проанализировать смену источников рудообразующих веществ, глубин формирования рудных месторождений, геолого-структурных условий их возникновения, в частности смену обстановок преобладающего сжатия превалирующим растяжением земной коры, изменение ее строения; исследовать эволюцию физико-химических параметров накопления минеральных масс в глубинах земли и т. д. Все это и составляет основную сущность теории эндогенного рудообразования.

Практическое значение такого анализа состоит в том, что исследование металлогенических комплексов позволяет установить закономерные взаимоотношения между магматизмом и металлогенией последовательных стадий геосинклинального и платформенного этапов во времени их возникновения и в пространственном размещении, создавая, таким образом, научную основу для прогнозной оценки рудоносности и направления поисковых работ, ориентированных на обнаружение месторождений различных этапов и стадий геологической истории.

Настоящая книга отражает идеи, обсуждавшиеся на очередном Всесоюзном металлогеническом совещании, составлявшемся осенью 1973 г. в Иркутске и посвященном проблемам металлогении, связанной с тектоно-магматической активизацией. Совещание собралось в центре Сибири — крае, богатом разнообразными рудными месторождениями, в той части нашей страны, где связи между геосинклинальным и платформенным этапами металлогенического комплекса наиболее отчетливы и где они наиболее тщательно исследованы. Большая и все увеличивающаяся доля важных рудных месторождений нескольких эпох и зон активизации, свойственная Центральной и Восточной Сибири, потребовала пристального внимания в отношении их глубокого изучения. Совещание пришло к единодушному заключению о теоретической и практической важности исследования металлогении, обусловленной процессами тектоно-магматической активизации. Однако в понимании этих процессов единство взглядов не было зафиксировано. По-разному толковалось соотношение во времени тектонических деформаций и магматизма

конечных стадий геосинклинального этапа и начальных стадий платформенного этапа. Не сложилось единого представления о том, какие признаки характеризуют явления активизации и какие элементы тектоники, магматизма и рудообразования можно однозначно относить к такого рода образованиям. Не возникло единых схем эпох активизации, общей эволюции этого процесса в истории земной коры и частной эволюции отдельных эпох активизации. Не намечены исчерпывающие черты эндогенных рудных месторождений периодов активизации, отличающие их от геосинклинальных рудных формаций. Все это еще раз показало необходимость существенных дополнительных усилий для совершенствования представлений о процессах рудообразования, сопутствующего геологической активизации.

В книге помещены наиболее представительные материалы Совещания, специально подготовленные для печати в очередном томе «Закономерности размещения полезных ископаемых», традиционно отражающем ту или иную крупную металлогеническую проблему, в данном случае проблему металлогении тектоно-магматической активизации. В ней публикуются предпочтительно материалы сибирских геологов, сделавших чрезвычайно много для понимания процессов тектоно-магматической активизации, связанных с ними рудообразованием, выявлением, оценкой и вовлечением в разработку важных рудных месторождений.

Неустойчивость мнений о тектоно-магматической активизации и обусловленной ею металлогении нашла отражение в материалах книги. Но дискуссионный подход к этому явлению повысил интерес участников Совещания к обсуждавшейся проблеме и, надо полагать, сделает более привлекательным содержание настоящего коллективного труда.

Мы рассчитываем, что книга в целом в состоянии привлечь внимание широких кругов геологов, особенно специалистов в области рудных месторождений, к новым тенденциям в развитии науки о Земле и ее рудных богатствах.

Академик В. И. Смирнов

А. Д. Щеглов

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И НОВЫЕ ПУТИ ПРОГНОЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Металлогения областей тектоно-магматической активизации — сложная комплексная проблема, охватывающая широкий круг вопросов современной геологии и имеющая важное прикладное значение. Многие аспекты этой новой проблемы еще изучены недостаточно. По ряду вопросов, прежде всего особенностям тектонического развития активизированных областей и их положению в общем процессе эволюции региональных структур Земли, нет единой точки зрения. К сожалению, все еще существуют значительные разногласия в толковании природы процессов тектоно-магматической активизации; применяется неодинаковая терминология для их определения и т. д.

Тем не менее проблема активизированных областей земной коры, эволюции и металлогении негеосинклинальных подвижных структур земной коры привлекает все большее внимание исследователей, и ее теоретическое и прикладное значение возрастает с каждым годом. Это связано прежде всего с тем, что представления об областях тектоно-магматической активизации и их металлогении объясняют с новых позиций многие геологические явления, которые не укладываются в стандартные рамки, казалось бы, уже признанных концепций об обязательной связи рудных месторождений с развитием геосинклинальных зон и платформ. По существу, вся проблема областей тектоно-магматической активизации, характеризующихся специфическим набором рудных месторождений, возникла из всестороннего анализа «аномального» фактического материала, искажающего общую картину эволюции геосинклинально-складчатых зон.

Пожалуй, можно утверждать, что в настоящее время большинство исследователей под процессами тектоно-магматической активизации понимают сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры.

Наложенный характер процессов тектоно-магматической активизации и их развитие на консолидированных структурах являются той общей и главной их особенностью, которая выделяет эти процессы в особую группу и позволяет, употребляя, казалось бы, неопределенный термин «тектоно-магматическая активизация», характеризовать специфические геологические процессы, отличные от происходящих в складчатых областях.

Анализ известного фактического материала и точек зрения других авторов показывает, что среди областей тектоно-магматической активизации наиболее контрастно выделяются два следующих принципиально различных типа, каждый из которых имеет свои особенности развития рудных процессов и характеризуется специфическими металлогеническими чертами.

Первый тип — области тектоно-магматической активизации, возникающие в пределах консолидированных рам геосинклинальных прогибов в

связи с развитием последних («отраженная» или «сателлитовая» активизация в понимании М. И. Иициксона и А. И. Семенова; «резонансная» активизация по терминологии Ю. М. Пущаровского и В. Т. Матвеенко; «ревивация» по представлениям М. С. Нагибиной).

Второй тип — области тектоно-магматической активизации, формирующиеся независимо от развития геосинклинальных прогибов в континентальную стадию развития земной коры (активизация в понимании М. С. Нагибиной, автономная активизация по терминологии А. Д. Щеглова; области «дива» по Чен Го-да, В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому; «эпигонали» по терминологии Ю. В. Комарова и П. М. Хренова; некоторые сводово-глыбовые и глыбовые области в понимании Г. Ф. Мирчинка, Д. И. Горжевского, Е. Д. Карповой и В. Н. Козеренко).

Сложные вопросы металлогении областей тектоно-магматической активизации изучены еще крайне недостаточно, в особенности это относится к областям автономной аквитизации, всестороннее изучение которых еще только начинается. Однако уже на первых этапах изучения этой проблемы наметилась опасная тенденция преувеличения роли процессов тектоно-магматической активизации и отнесения к ним явлений, характерных для завершающих стадий развития складчатых (геосинклинальных) зон. В связи с этим нельзя не отметить крайнюю позицию Е. Д. Карповой (1973), которая считает, что «процессы тектоно-магматической активизации и связанное с ними рудообразование неотделимы от процессов, характерных для заключительной стадии развития геосинклинальных областей» (стр. 95). Такая постановка вопроса по существу снимает необходимость обсуждения, как самостоятельной проблемы, рассматриваемых вопросов или в лучшем случае сводит их к изучению металлогении областей отраженной тектоно-магматической активизации.

В то же время следует, подчеркнуть, что в последние годы определилось и единство взглядов на процессы тектоно-магматической активизации у ряда исследователей, стоявших, казалось бы, на разных позициях. Это в первую очередь касается интересных исследований В. Е. Хаина (1973), являющегося одним из представителей «тектонического направления» рассматриваемой проблемы. В своей последней обобщающей работе «Общая геотектоника» В. Е. Хаин (1973) пришел к выводу, что эпиплатформенные орогенные пояса (ЭПОП) правомерно выделять в самостоятельную категорию структурных элементов земной коры, причем к одним из них применимо название областей автономной активизации (Хаин, 1973, стр. 269), тогда как другие (перегеосинклинальные ЭПОП по В. Е. Хаину; там же, стр. 273) соответствуют областям отраженной активизации. Эти выводы В. Е. Хаина имеют принципиальное значение, так как свидетельствуют практически о полном сближении точек зрения «тектонистов» и «металлогенистов» по важным вопросам тектонического развития активизированных областей.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ОТРАЖЕННОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Области отраженной тектоно-магматической активизации возникают в жестких бортовых частях геосинклиналей, образуя сравнительно узкие (до 100—150 *км* шириной) зоны, вытянутые вдоль простирания геосинклинальных трогов. Особенности металлогении активизированных зон геосинклинальных рам были впервые охарактеризованы В. И. Смирновым еще в 1962 г. Им было показано, что в бортах некоторых геосинклиналей наряду с месторождениями предшествующих эпох известны месторождения, сингенетичные и синхронные оруденению, возника-

ющему в пределах геосинклинали на разных стадиях ее превращения в складчатую область. Среди таких месторождений встречаются хромитовые в связи с шовными, дайкообразными интрузиями дунит-перидотитового состава (Родопский, Анатолийский, Иранский срединные массивы); реже — небольшие оловянно-вольфрамовые месторождения пегматитового и гидротермального типов, связанные с плутонами гранитоидного состава, которые формируются в момент проявления главных фаз складчатости. Наиболее широко в пределах областей отраженной активизации проявляются месторождения, возникающие в поздние стадии геосинклинальных зон. К ним, в частности, относятся молибденовые и медно-молибденовые месторождения, а также связанные с ними золоторудные и полиметаллические, ассоциирующие с трещинными интрузиями гранодиоритового состава (Забайкалье, Горный Алтай, Родопский и Кокчетавский срединные массивы и др.). По интенсивности проявления оруденения В. И. Смирнов (1962) подразделил области отраженной тектоно-магматической активизации на четыре типа: 1 — интенсивно активизированные, с проявлением магматизма и оруденения всех стадий, известных в данной геосинклинали; 2 — ограниченно активизированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий данной геосинклинали; 3 — слабо активизированные, с проявлением телетермального оруденения поздней стадии развития; 4 — с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития.

В настоящее время в областях отраженной активизации выделяется еще одна крупная группа рудных и магматических образований, которые неизвестны в смежных геосинклинальных прогибах, но синхронны определенным стадиям их развития. В первую очередь, к этой группе следует отнести рудные образования некоторых наземных вулканических поясов, находящихся в краевых частях геосинклиналей. Это прежде всего молибденовые и медные месторождения, ассоциирующие с умеренно-кислыми субвулканами, а также небольшие месторождения железа, золота и реже вольфрама. Примерами таких рудоносных вулканических поясов являются девонский вулканический пояс Центрального Казахстана, вулканические пояса в обрамлении Иранского срединного массива и другие. К рудным образованиям, возникающим в областях отраженной активизации, по-видимому, следует относить комплексные осадочно-гидротермальные месторождения свинца, цинка, марганца и железа так называемого атасуйского типа, известные в Успенской рудной зоне Казахстана.

Н. П. Лаверов (1972) считает, что рудоносные вулканические пояса в областях отраженной активизации всегда формируются синхронно поздним стадиям развития геосинклиналей в полуплатформенных условиях; к ним, возможно, относятся вулканические пояса Средней Азии и Тихоокеанского кольца. Наши наблюдения в пределах Ирано-Пакистанского вулканического пояса показывают, что образование пояса действительно происходит синхронно с развитием геосинклинали, однако особенно интенсивно интрузивные образования трещинного типа и связанное с ними медно-молибденовое оруденение проявляются в пределах вулканического пояса в среднюю стадию развития геосинклинальных прогибов, в период главных фаз складчатости.

В некоторых областях отраженной активизации, характеризующихся, как правило, большей стабильностью и жесткостью, что приводит к крупным глыбовым перемещениям в геосинклинальной раме, возникают никеленосные перидотит-пироксенитовые интрузии (Северный Казахстан, Тува, Северное Прибайкалье) и щелочно-основные и щелочные комплексы (Кокчетавская глыба, Южный Тянь-Шань, Байкальская гор-

ная страна и др.), сопровождаемые редкоземельной минерализацией (Михайлов, Щеглов, 1972). Эти магматические и рудные образования во многом близки образованиям пратформенного типа и формируются в областях отраженной активизации на завершающих стадиях развития смежных геосинклинально-складчатых областей.

Процессы отраженной тектоно-магматической активизации относительно локальны и всегда связаны с явлениями, происходящими в смежных геосинклиналях, а рудные месторождения, возникающие в связи с этими процессами, в большинстве случаев сингенетичны и синхронны проявляющимся в складчатых областях. В практическом отношении среди последних наиболее интересны медные и молибденовые месторождения, возникающие в связи с развитием вулканических поясов в пределах консолидированных геосинклинальных рам. Как отмечалось нами ранее, тектонические движения, вызывающие и сопровождающие отраженную активизацию, проявляются только в верхних горизонтах земной коры и с глубинными процессами, происходящими в мантии, очевидно, не связаны (Михайлов, Щеглов, 1972).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ АВТОНОМНОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Выделение областей автономной тектоно-магматической активизации в самостоятельную категорию региональных (планетарных) структур, равнозначных геосинклиналям и платформам, многими исследователями все еще подвергается сомнению. Они видят неразрывные связи между формированием геосинклиналей и областей активизации, полагая тем самым, что подвижные пояса (области) в пределах стабильных континентальных структур следует рассматривать как одну из форм отражения геосинклинального процесса. Между тем анализ новейшего фактического материала, прежде всего по металлогении и магматизму, и геофизических данных показывает с достаточной очевидностью, что существует самостоятельная группа региональных тектонических структур, возникающих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры, которые характеризуются набором признаков, позволяющих выделять их в самостоятельную категорию первого ранга — области автономной тектоно-магматической активизации.

Для этих структур характерны следующие главные особенности.

1. Возникновение в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры на жестком консолидированном субстрате разновозрастных складчатых областей, платформ и крупных срединных массивов (с выведенными на поверхность структурами древнего фундамента).

2. Наличие самостоятельных тектонических элементов (вулканических впадин, приразломных угленосных депрессий, зон долгоживущих разломов и рифтовых зон), для которых типичны наложенный характер, практически полная независимость развития от структур субстрата и специфические геологические формации.

3. Проявление одновременно на площади разновозрастных и разнотипных структур (платформ и складчатых областей, разновозрастных складчатых областей, срединных массивов и складчатых областей).

4. Формирование во многих регионах на значительном удалении от одновозрастных геосинклиналей.

5. Широкое проявление щелочных основных магм и устанавливаемая общая эволюция магматических продуктов от кислых к основным; всегда трещинный субвулканический характер интрузивных тел и их тес-

ная связь с вулканитами; интенсивное проявление магматизма в центральных частях областей активизации в удалении от геосинклиналей.

6. Характерный разрез тектоносферы: резкое уменьшение сиалического слоя за счет увеличения базальтового при общей незначительной мощности земной коры и относительно малых глубинах залегания мантии.

7. Интенсивные гравитационные депрессии и отрицательные изостатические аномалии; высокие тепловые потоки; повышенная сейсмичность, характеризующаяся мелкофокусными землетрясениями.

8. Специфический комплекс эндогенных месторождений, характерных только для данных структур, и наличие месторождений — индикаторов процессов тектоно-магматической активизации.

Совокупность указанных главных признаков позволяет выделять области автономной активизации в самостоятельную категорию региональных тектонических структур негеосинклинального ряда и не рассматривать процессы автономной тектоно-магматической активизации как завершающие образование складчатых зон, отождествляя их с поздними и конечными этапами развития последних.

Приведенное выше обоснование автономного характера процессов тектоно-магматической активизации, как нам кажется, необходимо прежде всего в связи с тем, что эти вопросы все еще остаются дискуссионными, а отношение каждого исследователя к ним при обсуждении настоящей проблемы должно быть предельно ясным.

Рассматривая вопрос об автономном (независимом от геосинклиналей) развитии некоторых областей тектоно-магматической активизации, следует отметить интересное исследование В. И. Казанского (1972), который на примере Алданского щита и Южно-Китайской платформы показал, что рудные месторождения, возникающие в процессе автономной тектоно-магматической активизации, накладываются на рудные образования платформ. Так, на Алданском щите в раннем докембрии в связи с формированием кристаллического фундамента возникали контактово-метасоматические месторождения флогопита, железа и хрусталеносные жилы; в платформенных условиях образовались щелочные — ультраосновные интрузии центрального типа с платиной и редкометальной минерализацией, а в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации — гидротермальные месторождения золота, молибдена и флюорита.

Металлогения областей автономной тектоно-магматической активизации охарактеризована нами ранее в ряде работ (Щеглов, 1968, 1971). Было показано, что эти области представляют собой крупные рудные провинции, в пределах которых сосредоточены многие уникальные по масштабам эндогенные месторождения, и что в континентальных послеплатформенных условиях развития земной коры возникают рудные концентрации, имеющие большое промышленное значение.

Нами отмечалось, что области автономной активизации подразделяются на две группы: 1) с отчетливо выраженными наложенными структурами, в формировании которых устанавливаются две стадии, первая стадия связана с возникновением впадин с континентальными вулканогенными образованиями, а вторая стадия — с образованием угленосных депрессий, обрамленных зонами разломов; 2) без наложенных впадин при ведущем значении разрывных нарушений. Указывалось, что каждая группа областей и каждая стадия характеризуются определенным комплексом рудных месторождений. При этом отмечалось, что в разных регионах интенсивность и контрастность, а в некоторых случаях и последовательность проявления разных стадий неодинаковы и это находит отражение в особенностях рудных процессов.

Наиболее пестрый спектр месторождений возникает в первую стадию активизации. Здесь известны оловоносные, вольфрамоносные и молибденоносные грейзены, высокотемпературные гидротермальные оловорудные и вольфрамовые месторождения, редкоземельные карбонатиты и альбитизированные колумбитоносные граниты, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золотые месторождения, для которых характерно формирование в несколько стадий при интенсивном проявлении в некоторых случаях сульфидного оруденения, а также полиметаллические, медные, урановые и месторождения так называемой пятиэлементной формации. Для этих месторождений характерна тесная связь с небольшими трещинными интрузиями пестрого состава; часто отмечается локализация месторождений в полях развития дайковых пород.

Во вторую стадию активизации во всех регионах формируются месторождения эпитермального типа: флюоритовые, баритовые, полиметаллические, золоторудные, вольфрамовые, урановые, сурьмяные и марганцевые.

Флюоритовые месторождения в пространстве тесно связаны с комплексом субвулканических основных щелочных интрузий, характеризующихся большим сходством несмотря на значительную пространственную разобщенность областей активизации. Для других месторождений связь с магматическими породами менее очевидна.

Характерной особенностью многих областей автономной активизации является линейное размещение месторождений, контролируемое обычно зонами долгоживущих разломов, вдоль которых месторождения, как правило, группируются в отдельных рудных зонах, районах и узлах. Иногда в областях активизации возникают крупные наложенные рудоносные структуры или рудные пояса; они не характерны только для областей активизации срединных массивов, где оруденение сосредоточено в рудных районах, имеющих обычно изометрическую форму, или в локальных рудных зонах.

По особенностям проявления эндогенного оруденения выделяются несколько типов областей автономной активизации. В зависимости от состава интрузий и вулканогенных пород, слагающих наложенные впадины, устанавливается определенная специализация оруденения: с кислыми эффузивами и трещинными интрузиями ассоциируют оловянные месторождения; с основными и средними — полиметаллические; со средними (пестрого состава) — вольфрамовые; со щелочными — редкоземельные.

Эндогенные месторождения первой и второй стадий автономной активизации характеризуются близким набором элементов. И в тех, и в других месторождениях ведущее значение имеют свинец, цинк, уран, серебро, золото, фтор, марганец, реже барий и стронций. В то же время такие элементы, как олово, вольфрам, молибден, висмут и медь характерны только для месторождений первой стадии активизации, в которых образуют крупные концентрации. Эндогенным рудным процессам второй стадии свойственны сурьма и ртуть, практически не образующие больших концентраций в месторождениях первой стадии, и в значительно большей степени характерны фтор, барий и особенно марганец. В урановых и полиметаллических месторождениях первой и значительно реже второй стадий активизации иногда широко развиты никелевая и кобальтовая минерализация, фиксируемые в арсенидах и сульфоарсенидах.

Анализ особенностей проявления отдельных элементов в месторождениях областей активизации показывает, что имеются элементы-индикаторы, которые весьма типичны для эндогенных рудных процессов, про-

текающих в этих планетарных структурах. Одним из таких специфических элементов является марганец, другим — фтор.

Эндогенные месторождения областей активизации обладают рядом характерных генетических особенностей, обусловленных их формированием на незначительных глубинах в условиях крайне небольшого внешнего давления, в ряде случаев, очевидно, соответствующего атмосферному.

В последнее время рядом исследователей (Н. П. Лаверов, В. И. Казанский, Г. В. Иициксон и др.) подчеркивается особая роль консолидированного фундамента в формировании и локализации месторождений областей активизации, являющегося в ряде случаев, например для урановых и оловянных месторождений, источником рудного вещества.

В. И. Казанский (1972) считает, что характер тектонических движений в областях активизации в значительной степени определяется степенью консолидации нижнего структурного этажа. Она влияет и на строение платформенного чехла, его мощность, устойчивость фаций, дифференциацию на конседиментационные прогибы и поднятия и, в конечном счете, на характер металлогенических особенностей.

Для образования постмагматических месторождений наиболее благоприятные условия создаются, по-видимому, в тех районах, где платформенный чехол имеет сравнительно небольшую мощность, не превышающую 4—5 *км*. Этим условиям отвечают Алданский щит и эпикаледонская часть Южно-Китайского массива. В районах с глубоко опущенным фундаментом и наиболее полными разрезами осадочного чехла, достигающими 8—10 *км*, мезозойский магматизм проявлен гораздо слабее, а месторождения представлены телетермальным типом.

В. И. Казанский отмечает, что определяющее влияние структурных этажей на условия локализации оруденения наблюдается в тех районах, где они четко различаются по составу и степени метаморфизма пород. Если различия невелики, то эндогенное оруденение распространяется из одного этажа в другой практически без изменений.

Следует подчеркнуть, что В. И. Казанский впервые показал отличительные особенности разрывных нарушений в областях активизации, их «сверхдлительное» развитие, в особенности в пограничных зонах активизированных платформ, которые разделяются им на зоны длительного, сквозного и кратковременного развития. В своих исследованиях он определил особую роль разрывных нарушений в проявлении и локализации рудных месторождений в областях активизации.

В связи с проблемой металлогении областей автономной активизации необходимо рассмотреть вопрос о соотношении процессов тектоно-магматической активизации с тектоникой плит или, точнее, представлений об областях тектоно-магматической активизации с современным вариантом теории мобилизма.

По нашему мнению, в настоящее время неомобилистские геотектонические концепции позволяют только в самом общем, глобальном виде наметить связи рудных месторождений с подвижными зонами разных типов, возникающими на стыке плит. Известно, что элементами областей автономной активизации являются рифтовые зоны с их своеобразной металлогенией, которые рассматриваются одновременно и как характерные структуры, возникающие при дрейфе устойчивых плит. Поэтому, хотя в настоящее время еще далеко не ясны все аспекты влияния новой теории развития Земли на металлогенический анализ и установление новых закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре, можно отметить, что области автономной активизации, характеризующиеся рифтовым режимом, в особенности на

платформах, наиболее близки к тем региональным структурам, специфику развития которых и их металлогению можно интерпретировать с позиций новых представлений о глобальной тектонике.

Металлогенические аспекты концепции тектоники плит во многом еще иллюзорны, но уже сейчас очевидно, что этой гипотезой, основанной на новом фактическом материале, пренебрегать при широких металлогенических построениях нельзя и что представления об областях автономной активизации наиболее созвучны некоторым положениям новой тектонической гипотезы.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ПУТИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение металлогении областей тектоно-магматической активизации имеет большое прикладное значение, так как позволяет с принципиально новых позиций подходить к оценке промышленных перспектив крупных регионов. В последние годы многие новые рудные провинции открыты в областях тектоно-магматической активизации, причем именно в областях автономной активизации и в пределах сопряженных с ними территорий выявлены значительные по масштабам рудные месторождения. Здесь следует отметить открытие на севере Бразильской платформы нового оловорудного района, где высокотемпературные месторождения касситерита ассоциируют с трещинными интрузиями кольцевого типа пермского возраста; в пределах Австралийской и Бразильской платформ установлены неизвестные ранее флюоритовые, ртутные и сурьмяные месторождения. На периферии областей активизации во многих регионах выявлены новые полиметаллические, флюоритовые и сурьмяные месторождения стратиформного типа (Чешский, Родопский, Центрально-Французский срединные массивы, Канадский щит).

На многих древних щитах в пределах развития докембрийских образований открыты низкотемпературные месторождения флюорита, барита, сурьмы и ртути, приуроченные к зонам долгоживущих разломов. Их возникновение неразрывно связано с проявлением процессов тектонической активизации консолидированных структур докембрия. Установление в некоторых областях активизации, развивающихся на докембрийском субстрате, промышленных низкотемпературных месторождений сурьмы, киновари и флюорита позволяет по-новому подходить к оценке к выявлению подобных рудопроявлений на щитах и платформах, требует пересмотра традиционных представлений о постановке поисковых работ на указанные полезные ископаемые главным образом в молодых складчатых зонах. С этих позиций становится понятным широкое проявление ртутной и сурьмяной минерализации в пределах Енисейского кряжа, превращающегося сейчас в характерную ртутно-сурьмяную провинцию. Уже не кажутся экзотическими месторождения и рудопроявления самородной сурьмы, флюорита и барита на Балтийском щите и своеобразные месторождения Финляндии, представленные трубками взрыва с турмалином, халькопиритом и шеелитом (подобные месторождения известны в Чили).

В пределах области автономной тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья, рассматривающегося еще не так давно как эродированное «древнее темя Азии», лишенное крупных рудных концентраций, открыты новые месторождения вольфрама, молибдена и флюорита. По существу Западное Забайкалье можно оценивать как новую флюоритоносную провинцию, где мезозойские месторождения плавикового шпата локализуются в активизированных протерозойских и каледон-

ских структурах. Иными словами, области автономной тектоно-магматической активизации в настоящее время становятся крупными рудными провинциями, и их выявление является одной из важнейших практических задач. В этом отношении большое значение имеет анализ с новых позиций, казалось бы, уже хорошо известного фактического материала, определенная переоценка установившихся представлений. Так, например, М. М. Мстиславский и другие исследователи справедливо отмечают, что «отнесение зоны Главного хребта не к геосинклинали, а к активизированной части платформы повышает перспективы поисков ряда металлов и позволяет по-новому подходить к металлогеническому районированию Центрального Кавказа» (Мстиславский и др., 1971). Действительно, в настоящее время даже на Кавказе, в этом хорошо изученном и типично «геосинклинальном регионе», намечается выделение процессов тектоно-магматической активизации, свойственных им структур и месторождений.

Особое место в оценке перспектив рудоносных площадей принадлежит изучению районов, расположенных на периферии областей тектоно-магматической активизации, в пределах которых могут быть выявлены стратиформные месторождения свинца и цинка, флюорита и сурьмы. Открытие на востоке Алданского щита и юге Чешского срединного массива новых стратиформных полиметаллических месторождений подтверждает это высказанное нами ранее положение. Крайне перспективной площадью для поисков месторождений такого типа является восточное обрамление Енисейского кряжа, где в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы известны многочисленные слабо изученные рудопроявления свинца и цинка. Их ревизия и промышленная оценка с современных позиций может привести к неожиданным открытиям.

Другой важной практической задачей, вытекающей в значительной степени из представлений о металлогении активизированных областей, является прогнозная оценка на различные типы месторождений вулканогенных поясов разного возраста. В этом отношении, с позиций регионального металлогенического анализа, сделано для территории Сибири и Забайкалья еще предельно мало. По-прежнему все еще являются практически стерильными Западно-Забайкальский мезозойский вулканический пояс, Прибайкальский среднепротерозойский, Саянский вулканический пояс девонского возраста. Эти вулканические структуры, протягивающиеся на сотни километров, изучены крайне недостаточно, и, по-видимому, только это обстоятельство не позволяет говорить о них как о крупных рудных поясах. Между тем не исключено открытие в их пределах широкого спектра рудных месторождений, в том числе в Саянском вулканическом поясе полиметаллических месторождений атасуйского типа.

Таким образом, анализ уже известного фактического материала по закономерностям размещения рудных месторождений относительно их связи с процессами тектоно-магматической активизации позволяет в ряде случаев иначе подойти к оценке перспектив крупных регионов и наметить в их пределах новые направления поисковых работ.

Выявление областей активизации с их своеобразными эндогенными месторождениями, поиски и открытие последних, среди которых, безусловно, будут найдены крупные промышленные объекты с комплексными рудами, является в настоящее время одной из важных задач прикладной геологии. Кроме пересмотра традиционных представлений о закономерностях размещения месторождений в региональных структурах земной коры на конкретном материале определенных регионов, выдвигаются три следующие задачи.

А. Прогноз, поиски и оценка низкотемпературных гидротермальных месторождений флюорита, сурьмы, ртути и барита в областях автономной активизации, развивающихся на докембрийском субстрате.

Б. Прогноз, поиски и оценка стратиформных месторождений свинца и цинка на периферии областей автономной активизации.

В. Прогноз, поиски и оценка рудных месторождений различных типов в разновозрастных вулканических поясах Сибири и Западного Забайкалья, в частности, для выявления месторождений атасуйского типа в Саянском, медно-молибденовых и золото-серебряных — в Западно-Забайкальском, медно-порфировых, золотых и флюоритовых — в Прибайкальском вулканических поясах (Хренов и др., 1972).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогения областей тектоно-магматической активизации — новое перспективное направление в науке о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. Его большое значение определяется тем, что в орбиту нашего познания включены ныне вопросы, связанные с изучением металлогении подвижных структур негеосинклинального ряда, ранее почти не привлекавшие внимание исследователей.

Металлогения активизированных областей — сложная, комплексная проблема, многие аспекты которой требуют дальнейшей разработки и детализации. Изучение областей автономной активизации и их металлогении позволяет наметить определенные связи с новой теорией глобальной тектоники или тектоники плит и увидеть точки соприкосновения теоретической, планетарной тектоники с региональной металлогенией.

Важно отметить большое прикладное значение проблемы металлогении активизированных областей, позволяющее с новых теоретических позиций подходить к перспективной оценке крупных регионов, выявлять и предсказывать новые типы месторождений в пределах, казалось бы, уже хорошо изученных площадей.

Познание металлогении активизированных областей, особенностей их геологического и тектонического развития открывает новые перспективы для постановки и организации поисковых работ, способствует повышению эффективности геологоразведочных работ, что должно привести, а в некоторых регионах уже привело, к открытию новых месторождений, рудных районов и целых провинций.

Однако необходимо подчеркнуть, что рассматриваемая нами проблема имеет еще много нерешенных и спорных вопросов. Главнейшими из них, требующими всестороннего изучения, являются следующие.

1. Определение соотношения процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации; их более полная характеристика в сравнительном плане; обоснованное выделение активизированных областей разных типов по сумме геолого-геофизических и металлогенических признаков.

2. Выявление диагностических признаков рудных формаций областей тектоно-магматической активизации;

3. Установление надежных отличительных черт или сходства между геологическими формациями (в том числе и рудными) поздних стадий развития складчатых областей и областей автономной активизации.

4. Роль фундамента в формировании рудных месторождений областей активизации и его влияние на характер и масштабы оруденения.

5. Рудогенерирующая и рудоконтролирующая роль разрывных нарушений, их специфика и металлогеническое значение; роль пограничных разломов областей активизации в формировании месторождений.

6. Взаимоотношение телетермальных стратиформных месторождений с процессами активизации.

7. Выявление на этой основе новых областей отраженной и автономной активизации и анализ их металлогении с целью получения конкретных рекомендаций по направлению поисковых работ как на новые типы месторождений, так и новые рудные районы и провинции.

Обсуждая вопросы металлогении областей тектоно-магматической активизации, следует помнить, что многие из них находятся еще в стадии разрешения, отдельные вопросы и даже сама их постановка во многом еще дискуссионны. Как часто бывает при рождении нового научного направления, некоторые исследователи скептически относятся к его появлению, считая многие положения рассматриваемых представлений недоказанными. И тогда на память приходят слова В. И. Вернадского о том, что корни всякого открытия лежат далеко в глубине, и, как волны, бьющиеся с разбега о берег, много раз плещется человеческая мысль около подготовляемого открытия, пока придет, наконец девятый вал.

Литература

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. «Недра», 1972.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— Труды ВСЕГЕИ, 1973, **191**.

Лаверов Н. П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах.— В кн.: Минеральные месторождения. «Наука», 1972.

Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм областей тектонической активизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. «Наука», 1972.

Мстиславский М. М., Зубрев И. Н. и др. О южной границе эпигерцинской скифской платформы и киммерийском этапе в истории Центрального Кавказа.— Докл. АН СССР, 1971, **198**, № 3.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. Изд-во АН СССР, 1962.

Хаин В. Е. Эпиплатформенные орогенные пояса.— В кн.: Жизнь Земли. № 7. Изд. МГУ, 1971.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1973.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. Вулкано-плутонические пояса юга Восточной Сибири и их металлогенические особенности.— В кн.: Геология и геофизика Сибири. Иркутск, 1972.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.

М. М. Одинцов

АКТИВИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И РУДОНОСНЫЕ ГЛУБИННЫЕ МАГМЫ

Явления вторичной тектоно-магматической активизации ранее стабилизированных участков земной коры выявлены в последние годы исследованиями большой группы преимущественно советских геологов — А. Д. Щеглова (1967), М. С. Нагибиной (1967), Ю. Г. Старицкого (1968, Старицкий и др., 1970), П. М. Хренова, Ю. В. Комарова (Комаров и др., 1964).

Вторично активизированные зоны (дива-структуры, зоны ревивации и др.) как самостоятельные крупные структуры земной коры выявлены преимущественно в складчатых областях неогея и сформированы в результате тектоно-магматической активизации каледонских и герцинских, а также более древних складчатых структур мезозойскими и кайнозойскими диастрофическими циклами.

Можно считать установленным, что явления вторичной тектоно-магматической активизации распространены на большом отрезке геологической истории Земли — по крайней мере с протерозоя (Одинцов, 1967; Семенов и др., 1967; Владимиров и др., 1970). Классическим примером неоднократной тектоно-магматической активизации — преимущественно мезозойской, но и более ранней на каледонском и герцинском складчатом основании — служит Западное и восточное Забайкалье и Восточные Саяны.

До настоящего времени в меньшей мере разработан вопрос о проявлении процессов тектоно-магматической активизации в наиболее стабильных зонах земной коры — на древних платформах, которые не прекращают структурного развития после формирования консолидированного фундамента и покрывающего его чехла. Необходимо установить, какие специфические формы в ходе этого развития приобретают процессы вторичной тектоно-магматической активизации на древних платформах и каково их место в геологическом развитии древних платформ. Это тем более необходимо, что зоны вторичной тектоно-магматической активизации в более молодых областях завершенной складчатости обладают определенной металлогенической специализацией, и в практических целях представляется важным установить, распространяется ли эта специализация на древние платформы и в каких формах она выражается.

Мы понимаем под «вторичной тектоно-магматической активизацией» платформ развивающиеся на уже стабилизированной платформе процессы ее деформации, сопровождающиеся расколами фундамента и магматизмом различного состава и глубинности.

Платформы — относительно более консолидированные участки коры, возникающие в процессе ее структурного развития, разделяются по особенностям строения и геологической истории на две группы. Первую из них составляют платформы, консолидированные в допалеозойское время, обычно определяемые как «древние» (протоплатформы); вторую группу составляют молодые платформы, консолидация которых наступила в результате каледонского или последующих диастрофических циклов (эпикаледонские, эпигерцинские и т. д.).

Промежуточное положение занимают массивы «байкальской» консолидации. В ряде случаев байкальские складчатые структуры входят в состав фундамента древних платформ, но наряду с этим байкалиды нередко сохраняют и самостоятельное положение, образуя орогенные пояса в составе более молодых платформ. В настоящей статье мы рассматриваем проявления тектоно-магматической активизации только на древних платформах — протоплатформах. Молодые платформы, образованные палеозойскими или более молодыми складчатыми комплексами, существенно отличаются от древних платформ особенностями тектоно-магматической активизации и здесь не рассматриваются (Одинцов, 1961, 1962_2, 1972).

Протоплатформы характеризуются докембрийским возрастом складчатого фундамента, в составе которого могут быть различены архейские ядра и объединяющие их протерозойские (вплоть до рифейских) сооружения. В составе осадочного чехла, нередко достигающего мощности

более 4000 *м*, в некоторых случаях участвуют мощные толщи платобазальтов и их туфов.

Геотектоническое развитие земной коры в платформенных и в геосинклинальных зонах питается энергией глубинных процессов. Те и другие по-разному, в связи с различной степенью дифференциации вещества и неодинаковым уровнем консолидации коры, реагируют на воздействие энергетических импульсов, поступающих из более глубоких зон Земли (Белоусов, 1966; Одинцов и др., 1968; Владимиров и др., 1969; Одинцов и др., 1970). Разрастание платформ, характеризующее геологическую историю Земли в неогее, не означает снижения интенсивности тектонической жизни литосферы, а лишь видоизменяет реакцию коры на процессы развития ее глубинных зон, воздействующие на кору. Общие явления геоструктурного развития и тектоно-магматической активизации протоплатформ представляют одну из форм реакции платформенной структуры коры на глубинные импульсы.

Геологическое развитие протоплатформ после их консолидации может быть обусловлено глубинной перестройкой коры в контурах самой платформы, без прямой связи с развитием смежных мобильных зон, и может быть связано с перестройкой этих зон, в которую вовлекается и ранее консолидированная платформа. Это весьма существенное различие, имеющее принципиальное значение.

По этим особенностям мы выделяем следующие типы протоплатформ, каждый из которых характеризуется специфическими чертами развития: гондвано-сибирский, русско-канадский (лавразийский), китайский (Основы тектоники Китая, 1962; Одинцов и др., 1968, 1970; Одинцов, 1972).

Протоплатформы первого типа характеризуются преобладанием в геологическом развитии структуры глубинных факторов, выраженных в поднятии в верхние структурные этажи литосферы грандиозных масс основной и ультраосновной магмы, блоковой тектоникой консолидированного фундамента, отсутствием линейности в очертаниях крупных структур. Именно эти черты присущи в основном Сибирской платформе и платформам Гондваны — Индийской, Австралийской, Африканской и Бразильской.

Протоплатформы второго типа отличаются меньшей глубинностью деформаций фундамента и отсутствием массового внедрения основной магмы в верхние этажи чехла, что связано с меньшей нарушенностью и проницаемостью фундамента. Глубинные расколы последнего локализованы и немногочисленны. Отдельные части платформы вовлекаются в структурную перестройку совместно со смежными геосинклинальными зонами в соответствующих диастрофических циклах с образованием линейных структур. К этому типу относятся Русская и Канадская платформы со структурами типа Донбасса, Тимана, Уичита и Уачита (Шатский, 1947, 1948), расколами и глубинными интрузиями типа Маскокс и Содбери.

Протоплатформы третьего типа характеризуются глубоким разрушением, разобщением на отдельные блоки за счет развития на теле платформы полностью перерабатывающих ее вторичных геосинклинальных зон и зон глыбового тектогенеза. Последние рассматриваются как вторично активизированные зоны (Основы тектоники Китая, 1962).

Геоструктурное развитие протоплатформ всех трех типов выражается в образовании различных частных структурных форм различного масштаба. Среди них выделяются две группы.

1. Геоструктуры, охватывающие как цоколь (фундамент) платформы, так и верхний структурный этаж (чехол).

II. Геоструктуры, выраженные только в верхнем структурном этаже и не имеющие видимых корней в нарушениях фундамента.

В большинстве случаев любые тектонические нарушения верхнего структурного этажа так или иначе связаны с нарушениями фундамента, но во II группе эта связь не имеет прямого характера и непосредственно нарушения залегания пород чехла связаны с его короблением, явлениями диапиризма и другими кинематическими проявлениями неглубокого заложения.

Среди геоструктур I группы выделяются следующие.

1. Структурно-вулканические области с массовыми излияниями платобазальтов — трапповые провинции.

2. Внутриплатформенные шовные разломы глубинного заложения, пограничные между блоками кристаллического фундамента и внутриблоковые с интрузиями глубинных магм и внутрикоровым магмообразованием.

3. Линейные структуры типа авлакогенов с осадконакоплением и вулканизмом, приближающиеся к миогеосинклинальным формациям, деформирующиеся в последующем развитии в складчатые зоны — кряжи.

4. Перикратонные краевые структуры, имеющие характер как опусканий, так и поднятий, переходящие в процессе развития в краевые миогеосинклинали переходной зоны между платформой и смежной эвгеосинклинальной областью. Сопряжены обычно с краевыми разломами платформы.

5. Наложенные линейные структуры, преимущественно в краевых зонах протоплатформ, выраженные глыбовой складчатостью и магматизмом, генетически связанные с вторичной тектоно-магматической активизацией смежных складчатых областей.

6. Орогенные области, возникающие на месте вторичных геосинклинальных зон, в результате полной переработки ранее стабилизированной платформы.

Из выделенных геоструктур I группы первые пять областей рассматриваются нами как проявления активизации древних платформ.

Возможно, следует выделять как специфическую форму тектоно-магматической активизации платформенных областей и внутриконтинентальное рифтообразование, наиболее ярко выраженное в гондвано-сибирском типе протоплатформ. Но рифтообразование не связано исключительно с протоплатформами.

Геоструктуры II группы, не захватывающие непосредственно фундамент и локализующиеся в верхнем структурном этаже, не сопровождающиеся образованием и внедрением магм, не играют самостоятельной роли в развитии вторичной активизации платформ. Они выражают реакцию платформенного чехла на формирование и развитие геоструктур I группы. Тем не менее, сопровождая последние, они могут оказать влияние на локализацию магматических тел и эндогенных рудных месторождений, генерируемых при развитии геоструктур I группы.

В дальнейшем мы рассматриваем лишь те процессы вторичной тектоно-магматической активизации протоплатформ, которые привели к формированию геоструктур I группы. Мы не касаемся вопросов металлогении нижнего структурного яруса (фундамента) протоплатформ, завершенной до его консолидации или в ходе ее.

Структурно-вулканические области с массовыми излияниями платобазальтов — трапповые области — развиваются на древних платформах гондвано-сибирского типа как базальтовые вулканические провинции с массовыми излияниями и гипабиссальными интрузиями платобазаль-

тов. К ним относятся Тунгусская структурно-вулканическая зона Сибирской платформы (D—T), область траппов Декана (C—P), область базальтов серии Стормберг (T—J), платобазальты Бразильского щита (T — J), платобазальты Австралии (Нагибина, 1967).

Образование этих мировых провинций платобазальтов связано с нарушением целостности фундамента платформы и поднятием в верхние этажи чехла громадных порций глубинной базальтовой магмы. Расчеты показывают, что, например, для Тунгусской структурно-вулканической зоны объем базальтовой магмы, прорвавшей фундамент и инъецированной в верхние слои литосферы, составляет не менее 1—1,5 млн. $км^3$. Это количество по отношению к площади трапповой провинции (около 1,5 млн. $км^2$) создает «дефицит» базальтовой магмы в 1 $км^3$ в подкоровом слое на 1 $км^2$ на всей площади провинции. Так как процесс протекал неравномерно, то следует полагать, что в восходящее движение оказались вовлеченными весьма значительные количества подкорового вещества на большую глубину. Этот процесс, следовательно, является глубинным и не обнаруживает связи с параллельным развитием мобильных зон литосферы, смежных с древней платформой.

Характерно также, что трапповая структурно-вулканическая зона в теле древней платформы нередко развивается как «сквозная» структура, охватывая значительные отрезки геологического времени. Так, для Тунгусской структурно-вулканической зоны процессы инъекции траповой магмы начинаются в девоне, достигают максимума в перми и триасе и завершаются в юре. Для Сибирской платформы эти процессы охватывают период с середины палеозоя до середины мезозоя — от позднекаледонского до яньшаньского диастрофических циклов (Одинцов, 1957, 1961; Масайтис, Старицкий, 1963).

Другой особенностью процесса является часто наблюдаемое пространственное сопряжение провинций платобазальтов и кимберлитов на древних платформах. Во многих случаях это сопряжение в пространстве совпадает и с сопряжением во времени, но не обязательно. Так, алмазоносные кимберлиты Индии являются докембрийскими, докембрийский возраст имеют алмазоносные «филлиты» Бразильской платформы, тогда как трапповые поля этих древних платформ значительно моложе.

По-видимому, в этом случае пространственное сопряжение платобазальтов и кимберлитов связано с некоторой «предрасположенностью» платформ определенного типа к принятию инъекций глубинных подковых магм.

В какой-то мере сходны с формированием структурно-вулканических базальтовых областей процессы вторичной тектоно-магматической активизации, выражающиеся в развитии внутриплатформенных глубинных шовных разломов, образование которых приурочено часто к границам разнородных блоков в фундаменте протоплатформ. Примерами таких структур могут служить глубинные разломы в теле Канадской платформы, с которыми связаны внедрения глубинных магм,— интрузивы Маскокс и Содбери. Первый из них отграничивает древний массив Йелоунайф от более молодых образований гудзонской складчатости, второй связан с западным ограничением гренвильского фронта. Они служат проводящими зонами для глубинных дифференцированных и расслоенных интрузий — от пикрита и норита до гранофира. Сходные структуры шовных и глубинных разломов присутствуют и на Африканской платформе (Гвинейско-Либерийский щит и Ливийско-Нигерийский орогенный пояс) и на Сибирской платформе (Владимиров и др., 1970, 1971).

Из изложенного следует, что тектоно-магматическая активизация различно протекает для древних платформ разных типов. Для прото-

платформ первого типа характерно отсутствие прямой связи повышения тектонической активности с тектоно-магматическими процессами в соседних геосинклиналях. В то же время тектоно-магматические проявления здесь соответствуют главнейшим дистрофическим циклам Земли, но имеют самостоятельный характер. При этом характерной особенностью активизации является пульсация коры с преобладанием восходящих движений вещества с больших глубин.

Источник энергии, вызывающий тектоно-магматическую активизацию платформы, расположен в верхней части мантии Земли, где зарождается восходящее движение вещества. Следовательно, процесс развивается снизу, охватывая и деформируя прежде всего консолидированный цоколь протоплатформы (Белоусов, 1966; Домышев, 1970; Одинцов и др., 1970; Одинцов, 1972). Процесс охватывает обширные площади, и образуются преимущественно куполовидные поднятия и овалы оседаний. Неоднородность мантии и отличие в глубинном строении коры и мантии под платформой и мобильными зонами являются причинами зарождения процесса (Белоусов, 1966; Владимиров и др., 1969).

Гетерогенность (блоковое строение) цоколя при его деформации приводит к образованию глубинных расколов, создающих возможность поднятия и прорыва в осадочный чехол и на поверхность грандиозных порций базальтовой (толеитовой) магмы. Так образованы трапповые провинции Сибирской, Индийской, Африканской и Бразильской протоплатформ.

Глубина зарождения магматических очагов должна находиться в определенных пределах температур и давлений ($P=20$ *кбар* при $+1100°$ С — на глубинах порядка 55 *км* и глубже). Причиной нарушения равновесия, дающего инициальный толчок к плавлению мантии, мы признаем глубинный разлом. Последний, являясь генератором магматического очага, сам является функцией движения в верхней мантии.

Развитие глубинного разлома, точнее зоны глубинных нарушений, есть процесс, относительно медленно развивающийся снизу вверх и по простиранию зоны. Выравнивание напряжений, генерирующих разлом, проходит неравномерно и медленно. Это создает возможность значительной эволюции первичного глубинного расплава, его дифференциации и в пространстве, и во времени (Одинцов и др., 1970). С таким механизмом тектоно-магматической активизации связаны и особенности металлогенической (минерагенической) специализации магматических комплексов.

Частичное плавление мантии сопровождается отделением низкоплавкого пикритового расплава, который, продвигаясь в верхние структурные этажи, фракционируется отсадкой оливина и отделяет насыщенную кремнеземом жидкость толеитового состава, которая является исходной для основной массы платобазальтов (траппов).

Возможность выделения при высоких давлениях пикритового расплава, как наиболее низкотемпературной фазы при частичном плавлении пироповых перидотитов, теоретически обоснована М. Ж. О'Хара (1969). Он предполагал, что фракционное отделение из пикритового расплава граната и клинопироксена (при высоких давлениях) может привести к образованию эклогитов и остаточной жидкости, обогащенной K_2O и сильно недосыщенной кремнеземом. Фракционирование пикритового расплава путем отделения оливина при умеренных $P—T$ условиях ведет к его эволюции в толеит-базальтовый расплав. Эти представления М. Ж. О'Хара нашли подтверждение в экспериментальных исследованиях Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968) и других.

Расчеты остаточных жидкостей, образующихся при давлении 27—35 *кбар* после отделения граната и клинопироксена (эклогит), показывают, что они могут быть исходными для пород щелочно-ультраосновных комплексов, являясь базанитовыми по составу. Накапливающаяся в остаточной жидкости флюидная фаза в смеси с обломками мантии может быть исходной для кимберлитов (Одинцов, 1972).

Пикритовый расплав и близкие к нему дифференциаты магмы концентрируют медь, никель, платину и дают сульфидные месторождения этих металлов (Норильск, Талнах).

Толеит-базальтовая магма — конечный продукт эволюции расплава — концентрирует железо, магний и, возможно, титан. Гидротермальные производные этой магмы на первых фазах рудообразовательного процесса формируют месторождения магнезиальных магнетитов, а в последующем — более низкотемпературные проявления ртутного, свинцово-цинкового, золотого, бариевого оруденения.

Геоструктуры вторичной тектоно-магматической активизации, не относящиеся к типу базальтовых структурно-вулканических областей, имеют иной тип развития, меньшую глубину заложения, другой характер магматизма. Среди них первое место занимают линейные структуры типа авлакогенов с субгеосинклинальным типом развития, заложенные в теле древних платформ во впадинах между массивами древнего фундамента или между блоками различного геологического возраста. Достаточно типичные представители таких геологических структур — Донбасс и Тиман на Русской платформе, складчатые зоны Уачита и Уичита на Канадской. Тектоническая активизация зон Донбасса и Тимана совпадает с общей перестройкой структурного плана Русской платформы, начавшейся с девона, т. е. в посткаледонское время. По представлениям Н. С. Шатского, структура Донбасса развилась из внутриплатформенного краевого поперечного прогиба между Южно-Русским и Воронежским кристаллическими массивами, сопровождавшегося глубокими расколами фундамента с магматическими проявлениями — базальтами, кислыми и средними эффузивами и щелочными базальтоидами, а также андезито-дацитами и андезито-трахитами, ортофирами и трахитами (Шатский, 1947, 1948; Геологическое строение СССР, 1958).

Тектоно-магматическая активизация Тиманской зоны, расположенной на сочленении кратона Русской платформы и массива Большеземельской тундры, совпала со среднедевонской эпохой и выразилась в расколах складчатого фундамента протерозойского возраста и в вулканической деятельности, преимущественно с основными эффузивами, а также средними, кислыми и щелочными излияниями. В дальнейшем, до конца пермского периода, тектонические процессы и вулканические проявления на Тимане обнаруживают непосредственную связь с развитием Уральской складчатой зоны в верхнем палеозое. Вообще обе эти структуры вторичной активизации (Донбасс и Тиман) связаны генетически с воздействием на Русскую платформу верхнепалеозойского диастрофизма, протекавшего в Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области.

Генетически близки Донбассу и Тиману вторично активизированные зоны Уичита и Уачита на Канадской платформе, на что указал еще Н. С. Шатский. Их появление и формирование также связано с верхнепалеозойским диастрофизмом в смежной геосинклинальной Апалачской области (Шатский, 1947). Дробление фундамента и глыбовые движения в этих зонах также сопровождались вулканическими процессами, хотя и менее интенсивными по сравнению с вторично активизированными зонами Русской платформы.

Следовательно, активизация протоплатформ второго типа (русско-

канадского) характеризуется вовлечением протоплатформы в структурную перестройку в ходе диастрофического цикла в смежных геосинклинальных зонах с заложением в теле протоплатформы авлакогенов, в дальнейшем преобразующихся в субгеосинклинали и складчатые зоны (Донбасс, Тиман, Уачита и др.). Глубинность процесса структурной перестройки значительно меньше, и магматизм здесь имеет характер коровых гранитоидов, средних по составу магм и лишь частично — основных магм — базальтоидов.

С таким составом магм связана определенная рудоносность зон активизации субгеосинклинального типа. Это главным образом полиметаллические, ртутные, сурьмяные, золотые рудопроявления (Геологическое строение СССР, 1958).

Особое место среди вторично активизированных областей протоплатформ занимают перикратонные краевые структуры, часто сопряженные с краевыми разломами. Вторичная активизация подобных участков чаще всего связана с развитием смежных геосинклинальных областей и оживлением краевых разломов платформы. Нередко она сопровождается формированием вулканических поясов и своеобразных магматических провинций с преобладанием щелочных и субщелочных магматических комплексов. Примерами таких областей могут служить Саяно-Байкальская краевая антеклиза южного обрамления Сибирской платформы, подвергшаяся вторичной активизации впервые в каледонском диастрофическом цикле (Одинцов, 1972), и Кольский полуостров на Русской платформе, вторичная активизация которого выражена расколами древнего фундамента и интрузиями щелочных, щелочно-ультраосновных и субщелочных магм. Эта область вторичной тектоно-магматической активизации сформирована в посткаледонское время (девонский период) — в эпоху общей структурной перестройки Русской платформы. Она лежит непосредственно на трассе Тиманской вторично активизированной зоны в непосредственной близости от норвежских каледонид (Геологическое строение СССР, 1958). Можно предположить, что одной из древнейших вторично активизированных зон этого типа является гренвильский фронт восточной окраины Канадской платформы.

Для платформ первого и второго типов известны примеры тектоно-магматической активизации краевых частей платформы совместно со смежными орогенными поясами (Ливийско-Нигерийский, Саяно-Становой и др.). Типичными примерами могут служить Алданский щит Сибирской платформы, захваченный мезозойской тектоно-магматической активизацией, с гранитоидными субщелочными коровыми золотоносными интрузиями, и Кольский массив Русской платформы с его позднекаледонскими нарушениями, щелочными и щелочно-ультраосновными интрузиями.

Третий тип активизации протоплатформ, выделяемый нами,— образование зон глыбового тектогенеза, характерное для обломков Китайской протоплатформы. По-видимому, Китайская платформа представляет собой пример столь интенсивной многократной тектоно-магматической активизации, что по существу процессы ее переработки до современного состояния полностью разрушили протоплатформу. Здесь следует рассмотреть лишь вторичную тектоно-магматическую активизацию, проявленную на отдельных ее обломках — блоках, сохранивших характер платформенных массивов. Что касается развитых в ее пределах наложенных палеозойских и мезозойских геосинклинальных и складчатых зон и таких образований, как Катазиатский платформенный синклинорий с Фуцзян-Чжецзянской приморской зоной куполовидных поднятий, то они выходят за рамки понятия геоструктур

вторичной тектоно-магматической активизации древних платформ и должны, по нашему мнению, рассматриваться особо (Семенов и др., 1967).

Образование базальтовых (трапповых) структурно-вулканических областей или внутриплатформенных глубинных шовных разломов с интрузиями и излияниями основной и ультраосновной магмы и кимберлитовыми провинциями представляет собой специфическую форму тектоно-магматической активизации протоплатформ, связанную с глубинным развитием самой платформенной структуры. Другие отмеченные выше формы тектоно-магматической активизации древних платформ имеют много общего с активизацией более молодых складчатых зон и в большей мере представляют результаты вовлечения платформы в движения, генерируемые в смежных мобильных зонах.

Для первых — обязательно внедрение в верхние слои литосферы глубинных основных и ультраосновных магм, часто повышенной щелочности, с формированием месторождений меди, платины, никеля, железа, алмазов, наряду с которыми могут развиваться преимущественно эпитермальные рудопроявления и месторождения полиметаллов (свинец, цинк), золота, ртути, пока слабо изученные.

Для вторых — характерно проявление основных и средних по составу магм, щелочных и субщелочных магматических массивов и гранитоидов, несущих руды золота, полиметаллов, апатита, нефелина и редких земель.

В общем металлогения древних платформ исследована в настоящее время еще совершенно недостаточно, и изучение ее может дать много неожиданного.

Литература

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.

Владимиров Б. М., Одинцов М. М. Глубинный кимберлитовый магматизм и вопросы его структурного контроля.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1971.

Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. «Наука», 1971.

Владимиров Б. М., Зорин Ю. А., Одинцов М. М., Хренов П. М. О глубинном положении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами (на примере Восточной Сибири).— Докл. АН СССР, 1969, 185, № 4.

Владимиров Б. М., Рассказчиков А. Н., Одинцов М. М., Твердохлебов В. А. Общие черты геологической истории запада Африканской и Сибирской платформ.— Геол. и геофиз., 1970, № 1.

Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958.

Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.

Домышев В. Г. О региональных зонах глубинных разломов и их магмоконтролирующей роли (на примере Юго-Востока Тунгусской синеклизы).— В кн.: Глубинные разломы Восточной Сибири и их рудоносность. «Наука», 1970.

Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии.— В кн.: Деформация пород и тектоника. «Наука», 1964.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий структурный элемент континентальной земной коры —дива).— Труды ВСЕГЕИ, 1963, 85.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.

Одинцов М. М. Тунгусская структурно-вулканическая зона и ее полезные ископаемые.— В кн.: Научная сессия Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР, посвященная 40-й годовщине Великой Октябрьской социалистической революции. Иркутск, 1957.

Одинцов М. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири. Т. 3. М., 1960.

Одинцов М. М. Раннемезозойский тектоно-магматический цикл на Восточно-Азиатской платформе.— Геол. и геофиз., 1961, № 1.

Одинцов М. М. Главнейшие эпохи образования полезных ископаемых на Сибирской платформе.— Геол. и геофиз., 1962_1, № 11.
Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ.— Геол. и геофиз., 1962_2, № 6.
Одинцов М. М. Тектонический очерк.— В кн.: Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. «Наука», 1967.
Одинцов М. М. К проблемам структурно-металлогенического районирования юга Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., 1972, № 6.
Одинцов М. М., Владимиров Б. М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Наука», 1966.
Одинцов М. М., Владимиров Б. М. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов.— Геотектоника, 1972, № 3.
Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Некоторые черты металлогении восточной части Тунгусской структурно-вулканической зоны Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1972, № 3.
Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Закономерности размещения кимберлитов в земной коре.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. «Наука», 1968.
Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. «Наука», 1970.
Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
О'Хара М. Ж. Плавление гранитного перидотита при давлении 30 *кбар*.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. «Недра», 1969.
Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
Старицкий Ю. Г. Металлогения Сибирской платформы.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. «Недра», 1968.
Старицкий Ю. Г., Басков Е. А., Малич Н. С. и др. Минерагения Сибирской платформы. «Недра», 1970.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье, Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Е. Д. Карпова, А. А. Смыслов, Ю. М. Шувалов

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ГЛЫБОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Представления об эволюции магматизма и эндогенной рудной минерализации и размещении их проявлений в пространстве, сформулированные Ю. А. Билибиным и его последователями, были основаны на классическом учении о геосинклиналях. Относительно недавно эти представления были существенно дополнены благодаря развитию идей о внегеосинклинальном магматизме и тектоно-магматической активизации. К характеристике металлогении геосинклиналий и платформ добавились описания металлогении областей глыбового тектогенеза, которые многие называют «орогенными», «активизированными», «глыбовыми», «сводово-глыбовыми» и т. п. (Радкевич, 1965; Смирнов, 1965; Горжевский и др., 1967; Иициксон и др., 1967; Семенов и др., 1967; Карпова, 1968, 1973; Щеглов, 1968, 1970, 1971; Фаворская и др., 1969; Казанский, 1972).

Всеми исследователями региональной металлогении единодушно признается, что рудные месторождения, возникшие, согласно Ю. А. Билибину (1955) и В. И. Смирнову (1965), в поздние и отчасти в средние

стадии развития геосинклиналей, равно как и месторождения, образование которых обусловлено тектоно-магматической активизацией (Карпова, 1968, 1973; Щеглов, 1968, 1970), теснейшим образом связаны с глыбовой перестройкой складчатых областей и платформ и сопровождающим ее магматизмом.

Вместе с тем доныне дискуссионным остается вопрос о типах тектоно-магматической активизации и их взаимоотношений с геосинклиналями. Большинство исследователей склоняется к признанию глыбовых движений, характерных для поздней стадии развития геосинклиналей, и двух типов тектоно-магматической активизации: «отраженной» — связанной с развитием геосинклиналей, и «автономной» — независимой от них. Согласно А. Д. Щеглову (1968, 1971), «автономная» активизация существенно отличается от «отраженной» по особенностям магматизма и оруденения.

В противоположность такому истолкованию природы континентальных глыбовых движений существуют другие суждения, согласно которым поздняя стадия развития геосинклиналей и тектоно-магматическая активизация неразделимы. И те и другие скорее всего являются следствием общего глубинного процесса.

Концепция о независимости глыбового тектогенеза (или орогенеза) от геосинклинальной предыстории была разработана С. С. Шульцем (ст.) (1964).

По Е. Д. Карповой (1968, 1973), обоснованных критериев отличия магматизма и оруденения, связанных с «отраженной» и «автономной» тектоно-магматической активизацией и характерных для поздних стадий развития геосинклиналей, не имеется. Вместе с тем наблюдается синхронность в проявлении активизации и развитии геосинклиналей, обусловливающая наблюдаемую латеральную зональность магматизма и рудной минерализации.

По Л. П. Зоненшайну, М. И. Кузьмину и др. (1973), любые проявления тектоно-магматической активизации представляют собой одну из форм процесса сопряженного развития глубинных зон Беньофа, эвгеосинклиналей и рассекающих их трансформных разломов. При этом области активизации и геосинклинали развиваются синхронно, в относительно непродолжительные эпохи.

Противоречия во взглядах на тектоно-магматическую активизацию и на соотношение ее с геосинклиналями во многом обусловлены тем, что объектами изучения почти всегда являлись хотя и крупные, но изолированные друг от друга регионы, представляющие собой фрагменты более обширных планетарных структур. В сферу исследований необходимо вовлечь целые континенты и их главные структурные подразделения — древние платформы (щиты и плиты) и внутриматериковые и окраинноматериковые подвижные пояса. Анализ таких подразделений в пределах большей части Евразии, Африки, а также Северной и Южной Америки позволил авторам высказать некоторые соображения по поводу континентального глыбового тектогенеза и его частной формы — тектоно-магматической активизации.

Понятие «активизация» (тектоно-магматическая или тектоническая) полностью выражает сущность явления, когда речь идет о фанерозойском глыбовом тектогенезе на древних платформах. Для гетерогенно построенных планетарных подвижных поясов это понятие теряет определенность вследствие невозможности уверенно отличить активизацию от поздней стадии развития геосинклиналей. Поэтому в дальнейшем изложении термину «глыбовый тектогенез» отдается предпочтение как более емкому, применимому и для древних платформ и для подвижных

поясов. В объеме данного термина заключена вся совокупность явлений, сопровождающих глыбовый тектогенез: заложение и обновление разломов, существенно радиальные движения блоков земной коры, горообразование (орогенез), интрузивный магматизм, наземный вулканизм и весьма разнообразные процессы рудной минерализации.

ГЛЫБОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ВО ВРЕМЕНИ И В ПРОСТРАНСТВЕ

В фанерозойской геологической истории Урало-Монгольского, Средиземноморского, Тихоокеанского и Атлантического планетарных подвижных поясов, а также Восточно-Европейской, Сибирской, Африканской, Северо-Американской и Южно-Американской древних платформ достаточно уверенно фиксируются несколько более или менее одновременных эпох резкого усиления глыбового тектогенеза (см. таблицу) (Кинг, 1972; Тектоника Евразии, 1966; Хаин, 1971 и др.; Тектоника Африки, 1973; Almeida, 1972).

Эпохи, указанные в таблице, не являются фанерозойским звеном общеизвестной шкалы периодизации тектонических событий. Последняя была разработана применительно к развитию фанерозойских геосинклиналей и включает более многочисленные тектонические эпохи, в том числе отвечающие главной складчатости.

Относительно непродолжительные эпохи глыбового тектогенеза (10—30 млн. лет) разделяются на еще более короткие стадии. Интервалы геологического времени между эпохами соответствуют режиму тектонической стабилизации.

Глыбовый тектогенез имел место в относительно древние периоды истории Земли, например в среднем протерозое и раннем кембрии. Рассмотрение начинается с более молодых эпох глыбового тектогенеза только потому, что для них собрана более обширная и надежная информация.

Глыбовый тектогенез этих эпох (см. таблицу) более или менее синхронно проявлялся на очень крупных площадях (миллионы и десятки миллионов квадратных километров).

Девонский наземный вулканизм (в вулканогенных поясах и отдельных вулкано-тектонических структурах), гранитоидные и щелочные интрузии и связанная с ними разнообразная минерализация (Fe, Cu, W, Mo, Au и др.), обусловленные глыбовым тектогенезом, известны на обнаженной части Урало-Монгольского подвижного пояса, сложенной раннепалеозойскими и более древними образованиями. Девонский глыбовый тектогенез, обычно принимаемый за позднюю стадию развития каледонид, проявляется далеко за пределами распространения раннепалеозойских геосинклинальных формаций и накладывается на территории протерозойской консолидации (Кокчетавский массив, Северо-Восточная Монголия) и в том числе на окраины древних платформ (Байкальская горная область, Восточный Саян).

Среднепалеозойские (девонские?) глыбовые движения охватили и некоторые внутренние части древних платформ. Об этом свидетельствуют щелочные интрузии Балтийского щита и, возможно, некоторые из разновидностей «молодых гранитов» Африканской платформы (Колотухина и др., 1964).

Фронт проявления позднекарбонового — раннепермского глыбового тектогенеза с интенсивнейшим наземным вулканизмом, внедрением кислых и щелочных интрузий и формированием важных рудных месторождений (W, Sn, Mo, Au, Sb, Pb, Zn, Ag, U) еще более грандиозен. Это

Фанерозойский глыбовый тектогенез в континентальных структурах

Эпоха глыбового тектогенеза	Геохронологический возраст и продолжительность эпохи, млн. лет	Положение областей глыбового тектогенеза в структурах континентов		
		области в планетарных подвижных поясах	области на древних платформах	
			окраинноплатформенные	внутриплатформенные
Плиоцен-четвертичная	1—10	УМПП: Тянь-Шань (1, 2), Алтае-Саянская область (1), Западное Забайкалье (2) СПП: Памир и Куньлунь (1, 2), Большой Кавказ (4)	СП: южная часть—Становик—Джугджур (1), Байкальская горная область (1) САП: юго-западный выступ—Скалистые горы и плато Колорадо (2)	АП: Восточно- и Западно-Африканская активизированные зоны (2)
Олигоцен-миоценовая	20—30	СПП: Большой Кавказ (4), Чешский и Французский массивы (2) ТПП: Боливийский сектор Восточных Анд (4)	САП: юго-западный выступ—Скалистые горы и плато Колорадо (4, 3) ЮАП: западная часть—Сьерра-Пампа (4)	ЮАП: Восточная Бразилия (1)
Поздний мел—палеогеновая	50—70	СПП: Центральный и Южный Памир (4) ТПП: Яно-Колымская область (4), Сихотэ-Алинь (4), Бирма-Малайская зона (4), Восточное Забайкалье (2)	СП: южная часть—Джугджур (4) САП: юго-западный выступ—Скалистые горы и плато Колорадо (4)	АП: Западно-Африканская (2) и Восточно-Африканская (2, 3) активизированные зоны ЮАП: Восточная и Северо-Восточная Бразилия (3)
Юрско-раннемеловая	130—150	УМПП: Северо-Восточная Монголия и Забайкалье (4, 3), Южный Тянь-Шань (1, 2) ТПП: Охотско-Чукотский вулканический пояс (4)	СП: южная часть—Становик — Джугджур (4) САП: южная часть—Кентукки — Иллинойс (2)	СП: Алданский щит (3) АП: Восточно- и Западно-Африканская активизированные зоны (2, 3, 4) ЮАП: Восточная Бразилия, Восточный и Центральный Парагвай, Уругвай (2, 3, 4)
Поздний триас—раннеюрская	180—200	УМПП: Западное Забайкалье и Северо-Восточная Монголия (4, 3) СПП: Памир (4), Большой Кавказ (4), Чешский массив (1) ТПП: Боливийский сектор Восточных Анд (4), Бирма-Малайская зона (4), южные районы Яно-Колымской области (4)	СП: южная часть—Витимское плоскогорье (4, 3)	АП: Южная часть Восточно-Африканской активизированной зоны (1)
Поздняя пермь—раннетриасовая	220—240	АПП: Аппалачи (3) УМПП: Западное Забайкалье и Северо-Восточная Монголия (4), Центральный Казахстан (4, 2), Средний и Южный Тянь-Шань (4, 3), Урал (1), Алтае-Саянская область (2)	СП: южная часть—Витимское плоскогорье (1) САП: южная часть — Кентукки—Иллинойс (1, 2)	САП: южная окраина Канадского щита (3) АП: южная часть Восточно-Африканской активизированной зоны (1)?
Поздний карбон—раннепермская	270—300	УМПП: Восточная Монголия и Западное Забайкалье (4), Тянь-Шань (4, 3), Центральный Казахстан (4, 3) СПП: Чешский, Французский и другие массивы (4), Большой Кавказ (4), Куньлунь (4) ТПП: Бирма-Малайская зона (4)	ВЕП: северо-западная часть—грабен Осло (3) СП: южная часть—Витимское плоскогорье (4) САП: юго-западный выступ—плато Колорадо и Скалистые горы (1)	АП: Восточно- и Западно-Африканские активизированные зоны—Юго-Восточная Африка (1, 2), Ахаггар (4, 1), Нигерийский щит (4, 1)

Окончание

Эпоха глыбового тектогенеза	Геохронологический возраст и продолжительность эпохи, млн. лет	Положение областей глыбового тектогенеза в структурах континентов		
		области в планетарных подвижных поясах	области на древних платформах	
			окраинноплатформенные	внутриплатформенные
Ранне-среднедевонская	380—410	АПП: Британские о-ва (4, 3, 2) УМПП: Северо-Восточная Монголия (4, 3), Алтае-Саянская область (4, 3, 2), Центральный Казахстан (4, 3), Северный и Средний Тянь-Шань (4, 3, 2), Мугоджары (4)	СП: юго-западная часть — Восточный Саян (4, 3), Байкальская горная область (3)	ВЕП: Балтийский щит—Кольский п-ов (3) АП: Восточно- и Западно-Африканские активизированные зоны—Ахаггар (4), Нигерийский щит (4), Египет (4)

Примечание. Сокращения, принятые для обозначения главных структурных подразделений континентов: древние платформы: ВЕП—Восточно-Европейская, СП—Сибирская, САП — Северо-Американская, ЮАП — Южно-Американская; планетарные подвижные пояса: АПП — Атлантический, УМПП — Урало-Монгольский, СПП — Средиземноморский, ТПП — Тихоокеанский. Цифры в скобках — профилирующие типы магм, сопровождающих глыбовый тектогенез: 1 — с малым проявлением основного или без магматизма, 2—основной и щелочно-основной, 3 — щелочной, 4 — кислый и умеренно-кислый.

почти весь Урало-Монгольский подвижный пояс, северная часть Средиземноморского пояса, отдельные площади во внутренних и окраинных частях Сибирской, Северо-Американской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. Разрывные нарушения, магматизм и минерализация позднепалеозойской эпохи глыбового тектогенеза лишь частично совпадают с герцинскими складчатыми структурами, но главным образом они наложены на более древние сооружения.

Пермо-триасовый глыбовый тектогенез с гранитоидным, щелочным, щелочно-основным магматизмом и с Sn, W, Au, Pb, Zn, Ag, иногда с Hg, Sb и флюоритовым оруденением широко проявился в Урало-Монгольском и Атлантическом подвижных поясах. В Северной Америке пермо-триасовые глыбовые движения, со щелочным магматизмом, ярко выраженные в Аппалачах, охватывают и южную окраину Канадского щита и плиты Мидконтинента. В последнем случае в зоне широтного линеамента расположены щелочно-основные малые интрузии и полиметаллическая и флюоритовая минерализации (Кентукки — Иллинойс в США).

Еще бóльшие площади континентов были охвачены мезозойским (поздний триас — раннеюрским, юрско-раннемеловым и поздний мел — палеогеновым) глыбовым тектогенезом. Размещение связанных с ним вулканических поясов, гранитоидов и прочих магматических проявлений и богатейших рудных месторождений (W, Sn, Mo, Au, Hg, Sb, Pb, Zn, флюорит и др.) на востоке Азии подробно освещено в литературе (Нагибина, 1963, 1967; Щеглов, 1966, 1968, 1970 и др.; Иициксон и др., 1967; Казанский, 1972; Комаров, 1972).

Те или иные эпохи мезозойского глыбового тектогенеза фиксируются на значительной площади Тихоокеанского подвижного пояса в западном полушарии. В Калифорнийско-Колорадском секторе Кордильер мел-палеогеновый и более поздний глыбовый тектогенез, сопровождаемый магматизмом и крупнейшими месторождениями Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, U и флюорита, накладываются на юго-западный выступ Северо-

Американской платформы (Кинг, 1972). В Боливийском секторе Южно-Американских Анд триас-юрский глыбовый тектогенез и месторождения Sn и W проявляются в палеозойских складчатых структурах (Красный, 1973). Планетарный масштаб развития эпох мезозойского глыбового тектогенеза станет еще очевиднее, если принять во внимание мезозойские глыбовые движения в западной половине Евразии (см. таблицу). Согласно Лаффитту (Laffitte, 1967) и Бернарду и др. (Bernard et al., 1968), во Французском и Чешском массивах они развивались преимущественно без магматизма, но сопровождались гидротермальной рудной минерализацией (Pb, Zn, F, Bi, Co, Ni, Ag).

Мезозойский глыбовый тектогенез (юрско-раннемеловой, мел-палеогеновый) охватил и большие части Сибирской, Африканской и Южно-Американской платформ, удаленные от близких по возрасту геосинклиналей (Казанский, 1972; Хаин, 1971; Almeida, 1972).

Кайнозойские эпохи (палеоген-неогеновая, неоген-четвертичная) глыбового тектогенеза, часто с контрастными сводово-глыбовыми движениями, характерны для обширных гетерогенно построенных площадей, включающих древние платформы и их протерозойское обрамление (Восточная Африка, Байкальская горная область, Гималаи), палеозойские и мезозойские складчатые области (Высокая Азия, Большой Кавказ, Боливийские Восточные Анды).

Проявления разновозрастного глыбового тектогенеза нередко совмещены в пространстве (см. таблицу). Это особенно типично для областей раннепалеозойской и более древней консолидации (Забайкалье и Северо-Восточная Монголия, Северный Тянь-Шань, Становик — Джугджур).

По положению в главных структурных подразделениях континентов области глыбового тектогенеза делятся на внутриплатформенные, окраинноплатформенные и «внутрипоясовые», расположенные в планетарных подвижных поясах.

Примерами внутриплатформенных областей глыбового тектогенеза служат Алданская, Восточно-Бразильская, Западно-Африканская и Восточно-Африканская (см. таблицу). Рассмотрение глыбового тектогенеза внутриплатформенного типа не является задачей этой статьи, поэтому ограничимся лишь некоторыми необходимыми замечаниями. Известно, что для них характерны сводовые поднятия, оживление древних разломов, континентальные рифтовые системы и впадины типа авлакогенов (Бенуэ в Африке, Байя в Бразилии и др.). Типично образование вулкано-плутонических ассоциаций щелочноземельного и щелочного ряда с кольцевыми интрузиями гранитоидов и сиенитов с Sn, Nb, Ta оруденением и иногда с Au. Вне связи с магматизмом находится флюоритовая и полиметаллическая минерализации в разломах (Щеглов, 1968). Предметом продолжающейся дискуссии служат щелочно-основной и щелочно-ультраосновной магматизм, а также интрузии сиенитов и щелочных сиенитов, определяющих главные минеральные богатства древних платформ Африки и Южной Америки (Fe, Ti, Nb, P, Th, Zr, Cu, Ba и др.). Этот магматизм, ассоциированный во времени и в пространстве с траппами, считают платформенным. Некоторые ученые относят его к одному из видов «активизационного» магматизма древних платформ (Одинцов, 1973; Almeida, 1972).

Окраинноплатформенные и «внутрипоясовые» области глыбового тектогенеза имеют существенные отличия от внутриплатформенных. Вместе с тем между собой они сходны по тектоническим формам, магматизму и металлогении.

Из анализа глыбового тектогенеза во времени и пространстве можно сделать следующий вывод. Относительная непродолжительность эпох

глыбового тектогенеза (10—30 млн. лет) и проявление этих эпох в пределах частей древних платформ и планетарных подвижных поясов не позволяют рассматривать области глыбового тектогенеза как третий тип главных структурных подразделений Земли.

ГЛЫБОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР

В настоящее время считается, что эпохи тектонических движений, в частности глыбового тектогенеза, являются выражением периодической «разгрузки» внутренней тепловой энергии Земли (Хаин, 1973). При истолковании возможных причин внегеосинклинального глыбового тектогенеза (орогенеза, тектоно-магматической активизации) ведущая роль отводится конвективному переносу энергии и вещества в латеральном направлении от геосинклиналей, глубинных разломов и зон Беньофа в сторону консолидированных участков земной коры (Хаин, 1973; Зоненшайн и др., 1973). Вертикальное направление такого переноса, по мнению В. В. Белоусова (1966) и Ю. А. Билибина (1955), является характерной особенностью геосинклиналей.

В решении некоторых вопросов тектоники и металлогении большой интерес представляет не только знание времени и места разгрузки тепловой энергии, но и выяснение условий ее сохранения. Весьма важно и определение энергетической основы связи эндогенных и экзогенных процессов, прямо или косвенно влияющих на периодическое возобновление эпох глыбового тектогенеза, а также на направление перемещения вещества коры и подкоровых зон.

Анализ фактического материала о тепловом режиме различных геологических структур указывает на значительную неоднородность теплового поля. Для континентальной части земной коры характерны области с тремя главными типами геотермических полей: а) области стабилизированных полей с низкими тепловыми потоками и геотермическими градиентами (часть докембрийских и раннепалеозойских складчатых областей); б) области эволюционного кондуктивного накопления глубинного тепла (отдельные площади древних и молодых платформ, шельфовые зоны и др.); в) области конвективной передачи тепла (молодые складчатые и орогенные области).

Установлено, что важным фактором, изменяющим условия стационарности теплового режима, является формирование пород с низкой теплопроводностью на континентах. Это главным образом слабо литифицированные осадочные отложения (мощностью 2—5 *км* и более) платформенных чехлов. Для них типичны нормальные или пониженные значения тепловых потоков $(0{,}8 \div 1{,}2) \cdot 10^{-6}$ % *кал/см²сек*) и высокие значения геотермического градиента (до 4—5° С/100 *м* и выше), близкие к таковым для складчатых и орогенных (глыбовых) областей мезозойского и кайнозойского возраста. Уменьшение тепловых потоков за счет экранирования осадками приводит к медленному, но весьма значительному увеличению температуры как в толще осадочных пород, так и в нижележащих зонах земной коры и подкорковых областях (Grossling, 1959; Смыслов, 1960, 1969).

Формирование осадочных чехлов существенно влияет на глобальные изменения теплового режима Земли и в частности на последующую периодически возобновляющуюся тепловую «разгрузку», вызывающую проявление разных форм тектогенеза и магматической деятельности как внутри платформ, так и вне их.

Весьма примечательно, что проявление глыбовых движений и магматической деятельности (формирование траппов, щелочно-ультраосновных пород, трахибазальтов) в чехле древних платформ (Сибирская и Африканская платформы) приурочено, как правило, к перерывам в осадконакоплении (Масайтис, Рябченко 1971). Иными словами, процессы глыбового тектогенеза внутри древних платформ зависят от предшествующих циклов осадконакопления, приводящего к аккумуляции глубинного тепла в земной коре и верхней мантии. Исходя из расчетных данных (Grossling, 1959; Смыслов, 1960), накопление тепловой энергии в отдельных случаях может быть достаточным для частичного плавления не только подкоровых зон, но и вещества коровой оболочки. Вероятно, поэтому металлогенические особенности и магматизм частей платформ, испытавших глыбовый тектогенез, в ряде случаев не очень существенно отличаются от таких же особенностей складчатых областей (наличие, наряду с Ni, Co, Fe, Cu, концентраций коровых элементов таких как Ta, Nb, U, Th и др.).

Учитывая длительность развития древних платформ (например, Сибирской) и относительно высокую скорость осадконакопления в их пределах, можно ожидать значительного нарушения нормального термического состояния глубинных подкоровых зон с вовлечением в процессы периодической тепловой разгрузки и глыбового тектогенеза не только платформ, но и их обрамления. При этом за счет кондуктивной и конвективной передачи тепла с течением времени в процессы глыбового тектогенеза должны вовлекаться все более удаленные от древней платформы районы.

Наиболее интенсивное накопление тепловой энергии и максимальное проявление внегеосинклинального магматизма и метаморфизма в коровой оболочке могут происходить в результате интерференции тепловых полей от аккумуляции под чехлом осадков на платформах и в смежных геосинклиналях. Это, вероятно, могло иметь место между Русской платформой и каледонидами Скандинавии (палеозойская активизация Кольского полуострова), между Сибирской платформой и палеозойско-мезозойскими геосинклиналями Забайкалья и т. д.

ГЛЫБОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ПЛАНЕТАРНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ И НА СОПРЕДЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДЯХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Под планетарными подвижными поясами понимаются надрегиональные гетерогенно построенные структуры, получившие, согласно В. Е. Хаину (1973), свои ограничения в начале неогея. К их числу принадлежат Урало-Монгольский, Средиземноморский и Тихоокеанский пояса, представляющие совокупность полихронных (байкальских и более молодых) эпигеосинклинальных складчатых областей с различными наложенными структурами негеосинклинального ряда. К ним относятся чехлы молодых платформ и субплатформенных впадин, а также интрузивно-вулканогенные пояса.

В большинстве металлогенических исследований сравнительно мало внимания уделяется анализу развития складчатых областей после завершения складчатости. В регионах без платформенных чехлов их называют, согласно Ю. М. Шейнманну (1955), «областями завершенной складчатости» или, по Т. Н. Спижарскому (1968), «орогенными областями». В. Е. Хаин (1973) предложил называть их «рекуррентными орогенными областями».

История геосинклиналей после завершения складчатости и гомогенизации их с «рамой», как правило, сложная, состоящая из кратковременных эпох глыбового тектогенеза, разделяющихся более длительными периодами стабилизации тектонического режима. Первые из них обусловили формирование горного рельефа, а также наземных вулканитов, «постинверсионных» и «внегеосинклинальных» гранитоидных и щелочных интрузий. Проявления глыбового тектогенеза всегда занимают несравненно более широкие территории, чем предшествующие геосинклинали, с которыми их связывают.

Для периодов стабилизации тектонического режима типично эволюционное развитие, выраженное в медленном росте крупных пологих сводов и комплексирующих их наложенных впадин.

Суммарным эффектом чередования активных и стабильных тектонических режимов является возникновение сводово-глыбовых областей. Такое название, по-видимому, наиболее точно выражает особенности складчатых областей, испытывающих преобладающее поднятие (Карпова, 1968). Историю развития таких сводово-глыбовых областей лучше всего рассмотреть на примерах нескольких регионов, относящихся к центральноазиатской части Урало-Монгольского и к северной внеальпийской зоне Средиземноморского подвижных поясов (см. фигуру).

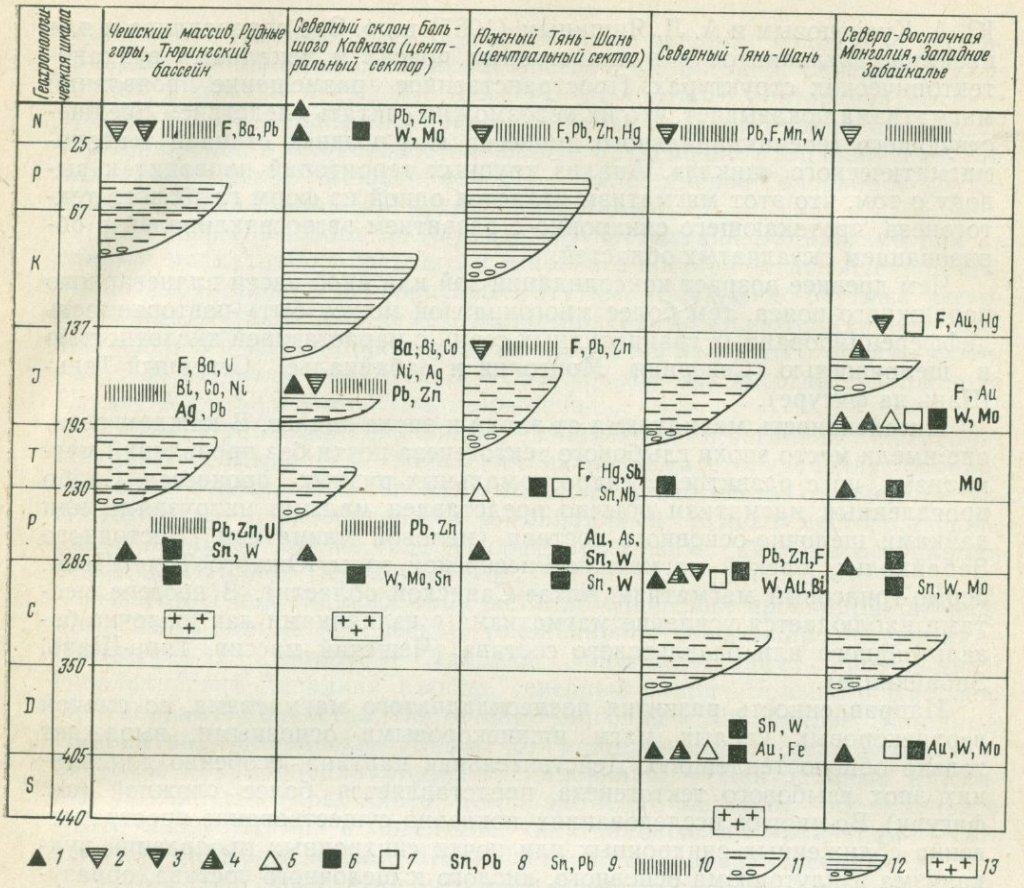
Регионы представляют собой позднепротерозойские или более древние складчатые структуры с прилежащим каледонским или герцинским складчатым обрамлением (Северная Монголия с Западным Забайкальем, Северный Тянь-Шань, Чешский массив и Рудные горы), а в других случаях — области герцинской складчатости, местами перекрытые чехлами молодых платформ (центральный сектор северного склона Большого Кавказа).

Для периодов послескладчатой тектонической стабилизации всех этих регионов характерно образование сводов и наложенных впадин с эпиконтинентальными осадками, весьма сходными с платформенными. Их примерами служат девон-раннекарбоновые впадины каледонид Британских островов, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Северной Монголии, пермо-триасовые впадины Тюрингии, юга Скифско-Туранской плиты, юрские угленосные впадины северного склона Большого Кавказа, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Западной Монголии и Алтая, мел-палеогеновая впадина Богемского массива. Осадочное выполнение впадин вмещает важные стратиформные месторождения Fe, Mn, Pb, Zn и Cu.

Основные черты эпох глыбового тектогенеза определяются, в первую очередь, особенностями магматизма и рудной минерализации. Магматизм складчатых областей, подвергшихся глыбовой перестройке, освещен в публикациях М. С. Нагибиной (1963, 1970), Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1967), М. А. Фаворской и др. (1969), Ю. А. Кузнецова (1970), А. А. Моссаковского (1970), Ю. В. Комарова (1972) и других ученых.

Характерные группы «послескладчатых», «внегеосинклинальных» и «активизационных» наземных вулканических и интрузивных пород показаны на фигуре. Общая направленность послескладчатого магматизма от эпохи к эпохе выражается в смене коровых магм среднего состава, нередко с повышенной или высокой щелочностью, контрастными (базальт- и трахибазальт-липаритовыми) ассоциациями магм. Для молодых эпох (особенно неоген-четвертичной и миоценовой) типичны слабо дифференцированные базальтовые или щелочно-базальтовые магмы.

Такое направление эволюции еще в 40-х годах было показано в трудах Г. Штилле (субсеквентный и финальный магматизм) и Ю. А. Би-



Постгеосинклинальное развитие некоторых регионов Средиземноморского и Урало-Монгольского подвижных поясов

1—7 — магматизм и оруденение, связанное с эпохами глыбового тектогенеза:
1—5 — наземный вулканизм
1 — андезит-липаритовый,
2 — базальтовый,
3 — щелочно-базальтовый,
4 — контрастный базальт-липаритовый,
5 — трахиандезитовый, трахитовый, фонолитовый,
6—7 — интрузивный магматизм
6 — гранитоидный,
7 — щелочно-гранитоидный и сиенитовый;
8—9 — рудные и некоторые нерудные элементы в эндогенных месторождениях:
8 — промышленные концентрации,
9 — непромышленные концентрации;
10 — глыбовые движения без сопровождающего магматизма или со слабым магматизмом;
11 — 12 — осадочные образования периодов тектонической стабилизации:
11 — чехлы наложенных впадин,
12 — чехлы молодых платформ;
13 — гранитоидные батолиты, близкие по возрасту к главной складчатости в геосинклиналях

либина (поздние и конечные этапы развития геосинклиналей). Сделанные ими выводы приобретают новое значение при более широком изучении пространственного размещения магматических продуктов, принадлежащих различным эпохам глыбового тектогенеза. Все они, а в том числе наземные вулканиты и гранитоиды, имеют грандиозные ареалы распространения и в большинстве случаев размещаются за пределами наиболее близких по возрасту областей складчатости, не только в их обрамлении, но и в удалении на сотни и тысячи километров. Применительно к гранитоидам это было отмечено Л. И. Красным (1960),

Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным (1967) и др. Это справедливо и для наземных вулканитов в вулканогенных поясах и локальных вулканотектонических структурах. Пространственное размещение проявлений магматизма показывает, что их невозможно считать следствием предшествующего геосинклинального процесса или поздней стадией тектономагматического «цикла». Анализ крупных территорий приводит к выводу о том, что этот магматизм является одной из форм глыбового тектогенеза, протекающего синхронно с развитием эвгеосинклиналей и образованием складчатых областей.

Чем древнее возраст консолидации той или иной части планетарного подвижного пояса, тем более многократной может быть повторяемость дифференцированных гранитоидных серий с нарастающей кислотностью и щелочностью (Северная Монголия и Забайкалье, Северный Тянь-Шань на фигуре).

Интенсивность магматизма от эпохи к эпохе падает. В каждом регионе имели место эпохи глыбового тектогенеза почти без проявлений магматизма, но с развитием гидротермальных рудных процессов. Слабо проявленный магматизм обычно представлен малыми интрузиями или дайками щелочно-основного состава (меловой магматизм Восточного Забайкалья, юрский магматизм Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня, пермо-триасовый магматизм Алтае-Саянской области). В неогене местами наблюдается усиление магматизма с излияниями лав щелочно-базальтоидного или базальтового состава (Чешский массив, Тянь-Шань, Забайкалье).

Направленность развития послескладчатого магматизма, со сменой верхнекоровых кислых магм нижнекоровыми основными, выражает только общую тенденцию. Действительная картина, особенно для ранних эпох глыбового тектогенеза, представляется более сложной (см. фигуру). Во многих исследованиях показано существование пространственно сближенных синхронных или почти синхронных проявлений вулканизма и плутонизма основного, кислого и щелочного состава, образующих латеральные ряды (Фаворская и др., 1969; Моссаковский, 1970; Зоненшайн и др., 1973). Продукты кислого магматизма преимущественно распространены в воздымающихся блоках, а основные — в погружающихся. В блоках зонального расположения проявляется кислый и щелочной магматизм (западная часть Центрального Казахстана, Северный и Срединный Тянь-Шань, Алтае-Саянская область).

Разнообразие синхронных продуктов послескладчатого магматизма, вероятно, находит объяснение во множественности развивающихся уровней магмообразования. В более молодые эпохи глыбового тектогенеза такая пестрота постепенно сглаживается, и во многих регионах решительно преобладает базальтоидный или щелочно-базальтоидный магматизм (см. фигуру).

Вопросам эволюции процессов минерализации в складчатых областях, перестроенных глыбовым тектогенезом, и типам формирующихся там месторождений посвящены публикации В. И. Казанского (1972), Е. Д. Карповой (1968, 1973), М. А. Фаворской с соавторами (1969), А. Д. Щеглова (1968, 1971) и многих других. Не повторяя их содержания, коснемся некоторых металлогенических аспектов, почти не получивших освещения в литературе.

Эволюция рудно-минеральных процессов весьма сложна, что находится в прямой связи с многократностью эпох глыбового тектогенеза. Повторяемость гранитоидного магматизма обусловливает и повторяемость образования связанного с ним редкометального оруденения (Sn, W, Mo, Be, Ta). Интенсивность последнего почти всегда нарастает от

ранних эпох глыбового тектогенеза к более поздним (Западное и Центральное Забайкалье, Северная и Восточная Монголия, Северный Тянь-Шань). Известны отдельные примеры двукратного повторения высокопродуктивного редкометального оруденения в одной рудной провинции (триас-юрское и миоценовое оловянное оруденение в Боливийских Андах, триас-юрское и позднемеловое — палеогеновое оловянное оруденение в Бирма-Малайской рудной провинции).

Для эпох глыбового тектогенеза без проявлений магматизма или со слабым магматизмом среднего и основного состава (с повышенной щелочностью) типичны флюоритовые, ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения, а также сложные поликомпонентные гидротермальные месторождения с ассоциациями рудных элементов из разных геохимических групп. К их числу относятся Bi—Co—Ni—Ag—As (иногда содержащие U), W—Mg—Sb и Mn—W месторождения.

Металлогенические провинции, возникающие в регионах с пространственным совмещением проявлений магматизма и оруденения, принадлежащих к нескольким эпохам глыбового тектогенеза, отличаются исключительно разнообразными комбинациями рудных месторождений, различающихся как по генетическим признакам, так и по ассоциации ведущих металлов (Карпова, 1973).

Известны два главных типа металлогенических провинций: а) редкометально-полиметаллические (окраинноплатформенная провинция — Витимское плоскогорье — Становик; «внутрипоясовые» провинции — внеальпийская Западная Европа, северный склон Большого Кавказа, Центральный Казахстан, Восточная Монголия и Забайкалье, Западный Индокитай, Боливийские Анды); б) молибден-золото-медь-полиметаллические (окраинноплатформенные провинции — Центральные и Южные Скалистые горы, плато Колорадо и его западное обрамление в США, Сьерра-Пампа в Аргентине; «внутрипоясовые» провинции — Чаткало-Кураминская в Тянь-Шане, Центрально-Забайкальская).

Кроме того, существуют металлогенические провинции с эпитермальным флюоритовым (с Pb, Zn, Ag) или ртутным и сурьмяно-ртутным оруденением. Иногда они самостоятельны (окраинноплатформенные флюоритовые провинции в южной части плиты Мидконтинента в США и ртутная провинция Южного Китая), но чаще они совмещены с провинциями первых двух типов (внеальпийская Западная Европа, Забайкалье).

Эти примеры показывают, что одни и те же типы металлогенических провинций характерны для областей глыбового тектогенеза, находящихся на краях древних платформ и в планетарных подвижных поясах. Это сходство выражается не только в ассоциации ведущих рудных элементов, но в такой же степени в характерных чертах магматизма и генетической особенности рудных месторождений (Карпова, 1973).

Геохимическая особенность металлогенических провинций областей глыбового тектогенеза — многократное проявление повышенных и высоких концентраций большинства рудных и рудосопровождающих элементов в полихронных месторождениях близких и различных генетических типов (W, Be, Ta, U, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Au, Fe, Mn, F).

Наряду с повторяемостью рудных элементов имеет место и вполне определенная направленность в геохимических чертах месторождений, связанных с разными эпохами глыбового тектогенеза. В рудообразование вовлекаются сначала литофильные элементы, сменяющиеся халькофильными. Для самых поздних эпох характерны месторождения с ассоциацией сидерофильных и халькофильных элементов.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ГЛЫБОВОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Характерными чертами земной коры являются ее вертикальная и латеральная геохимическая зональность.

Вертикальная геохимическая зональность земной коры относительно хорошо изучена. Она проявляется в достаточно четкой приуроченности литофильных, халькофильных и сидерофильных рудных элементов к определенным слоям земной коры: гранитно-метаморфическому, андезит-диоритовому (промежуточному) и базитовому (Семенов, Смыслов, 1967; Литвинович, 1972).

О латеральной геохимической неоднородности мегаблоков коры еще мало данных. Однако в блоках второго порядка она достаточно отчетлива. Общеизвестно различное содержание рудных элементов в осадочных и магматических формациях складчатых областей эвгеосинклинального и миогеосинклинального профиля и в выступах метаморфического фундамента.

Характерной геохимической особенностью областей глыбового тектогенеза континентальной части Земли с развитым гранитно-метаморфическим слоем является совмещение в пространстве и во времени путей миграции металлов различных геохимических групп: сидерофильных (Ni, Co, Cu, Fe, V, F и др.), халькофильных (Pb, Zn, Sn и др.) и литофильных (Ta, Nb, W, U, Th, Rb, Li, Be и др.), что связано с мобилизацией металлов из различных геохимических зон земной коры и вещества верхней мантии.

Одновременное (в геологическом смысле) вовлечение в процессы рудообразования вещества, поступающего с различных глубин, и совместный перенос элементов различных геохимических групп приводят в ряде случаев к образованию рудных концентраций «запрещенных ассоциаций» металлов. Это положение подтверждается «телескопированием» в рудах элементов разных геохимических групп в регионах, характеризующихся полным разрезом земной коры, с развитым гранитно-метаморфическим слоем (Северный Казахстан — Ni, Co, Au, Sn, Th, Nb, Ta; Рудные горы — Mn, Ni, Co, W, Sn, Bi, Pb, Zn, Ag, U, F).

В геохимической и металлогенической специализации областей глыбового тектогенеза решающей является существующая вертикальная и латеральная зональность распределения рудных элементов в блоках земной коры. Соответственно большое значение имеет и характер тектонической предыстории каждого из гетерогенных блоков, образующих «фундамент» областей глыбового тектогенеза.

Источником литофильных элементов в рудных месторождениях в верхнем слое земной коры могут быть самые различные породы в геохимически специализированных блоках фундамента, в пределах которых к моменту развития рудоформирующих процессов значительная часть рудных элементов находилась в миграционно-способном избыточном состоянии. Подготовка благоприятной геохимической среды для последующих процессов рудоотложения связана с геологическими процессами, предшествующими эпохам глыбового тектогенеза (осадконакопление, магматизм, метаморфизм). Разрыв во времени между подготовительной фазой и мобилизацией вещества и рудоотложением может быть весьма различным (от первых десятков до сотен миллионов лет). Вместе с тем он не определяет специфики металлогенических провинций.

Конкретные причины мобилизации (выноса) рудных элементов вдоль зон глубинных разломов из геохимически специализированных, подготовленных к рудоотложению блоков коры могут быть разными.

1. Магматическая дифференциация, накопление элементов в остаточном расплаве и их вынос постмагматическими растворами.

2. Мобилизация рудных элементов из первично-обогащенных металлами осадочных отложений вдоль зон глубинных разломов или в результате контактового метаморфизма (Тугаринов, Заминкова, 1960; Ермолаев, 1971).

3. Вынос литофильных рудных элементов (Cs, Mo, U и др.) совместно с фтором и хлором при раскристаллизации вулканических стекол (Адамс, 1956; Шатков и др., 1970).

4. Мобилизация металлов при образовании различных типов гидротермальных метасоматитов (Леонова, 1966; Барсуков, 1971; Лискович, Казицын, 1971).

Процессы глыбового тектогенеза лишь сильнее подчеркивают геохимическую зональность, существовавшую в ранее сформированных блоках коры. Металлогенические особенности рудных провинций наследуют глубинную геохимическую специализацию фундамента.

Четко проявленная геохимическая и металлогеническая зональность, направленная от эвгеосинклиналей и синхронно развивающихся миогеосинклиналей к областям глыбового тектогенеза, является косвенным доказательством преимущественного перемещения магматических масс и рудообразующих флюидов в вертикальном направлении при ограниченной роли латеральной миграции вещества, которой некоторые исследователи придают необычно большое значение (Зоненшайн и др., 1973).

ВЫВОДЫ

1. В фанерозойской геологической истории континентов (планетарных подвижных поясов и древних платформ) периодически проявлялись относительно непродолжительные эпохи глыбового тектогенеза (10—30 млн. лет). В каждую из них глыбовый тектогенез охватывал гетерогенно построенные территории площадью в миллионы квадратных километров.

2. Формирование геосинклинально-складчатых областей и областей глыбового тектогенеза проходит синхронно. В результате в отдельные эпохи развиваются латеральные ряды тектонических структур и металлогенических провинций.

3. Тектоно-магматическая активизация является одной из форм континентального глыбового тектогенеза в структурах с предшествующей консолидацией, продолжительностью в сотни миллионов лет.

4. Магматизм и металлогения «активизированных» областей в планетарных подвижных поясах и на окраинах древних платформ однотипны и не имеют отличий от магматизма и металлогении, которые относятся к «поздним и конечным» стадиям развития геосинклиналей.

5. Области глыбового тектогенеза с характерными для них металлогеническими провинциями и типами месторождений не являются «экзотическими». Для них остается в силе эмпирическая закономерность, сформулированная Ю. А. Билибиным (1955), о взаимосвязи и взаимообусловленности процессов рудообразования и других сторон геологического развития — осадконакопления, магматизма и метаморфизма.

6. Металлогенический облик областей глыбового тектогенеза обусловлен первичной вертикальной и латеральной геохимической неоднородностью литосферных слоев в пределах крупных блоков коры, а также степенью их предшествующей геохимической подготовленности в сочетании с последующим поступлением ювенильного глубинного рудного вещества.

Литература

Адамс Дж. А. С. Содержание урана и тория в вулканических породах.— В кн.: Ядерная геология. ИЛ, 1956.

Барсуков В. Л. О проблеме источников рудного вещества.— В кн.: Первый международный геохимический конгресс (тез. докл.). Т. 1. «Наука», 1971.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Ермолаев Н. П. Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме.— Геохимия, 1971, № 8.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.

Иициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ними минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. «Недра», 1972.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Госгеолтехиздат, 1968.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973.

Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. «Мир», 1972.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Романец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. «Наука», 1964.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. «Наука», 1972.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма внескладчатых областей.— Изв. ВУЗ'ов, геол. и разведка, 1960, № 3.

Красный Л. И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии.— Сов. геология, 1973, № 7.

Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. «Наука», 1973.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.

Леонова Л. Л. Геохимия урана и тория в сериях гранитоидов.— В кн.: Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. «Наука», 1966.

Лисковнч А. Л., Казицын Ю. В. Калишпатизированные породы — возможный источник металлов в гидротермальном процессе.— В кн.: Первый международный геохимический конгресс (тез. докл.). Т. 1. «Наука», 1971.

Литвинович А. Н. Физико-химические параметры элементов и их значение в геохимии. «Наука», 1972.

Масайтис В. Л., Рябченко А. А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, 1971, 158.

Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 5.

Одинцов М. М. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии.— В кн.: Вопросы металлогении. «Недра», 1965.

Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, **96**, вып. 5.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. «Недра», 1965.
Смыслов А. А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкоровых масс.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. «Недра», 1969.
Спижарский Т. Н. Методика тектонического районирования.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. «Недра», 1968.
Тектоника Африки. «Мир», 1973.
Тектоника Евразии. «Наука», 1966.
Тугаринов А. И., Заминкова А. В. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1960, № 4.
Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. «Недра», 1969.
Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, **45**, вып. 2.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1973.
Шатков Г. А., Шаткова Л. Н., Гущин Е. Н. О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, **99**, вып. 2.
Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959.
Шульц С. С. (ст.). Геоструктурные области и положение структур Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. «Наука», 1964.
Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. «Недра», 1966.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3.
Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.
Almeida F. F. M. Tectono-Magmatic Activation of the South American Platform and Assotiated Mineralisation.—Intern. Geol. Congr. XXIV session. Section 3. Monreal, 1972.
Bernard J. H., Rösler H. J., Bauman L. Hydrothermal Ore Deposits of Bohemian Massif.— Intern. Geol. Congr. XXIII session. Prague, 1968.
Grossling B. F. Temperature variations due to the formation of a geosyncline.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, № 10.
Laffitte P. La mètallogenie de la France.— Bull. Soc. Geol. France, 1967, Ser. 7. **8**, № 1.
Smirnov V. I., Kazanski V. I. Ore bearing tectonic structures of geosynclines and activized platforms in the territory of the USSR.— Ztschr. Deutsch. Geol. Ges., 1973, **124**.

М. С. Нагибина, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин

ТИПЫ СТРУКТУР ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Под термином «тектоно-магматическая активизация» следует понимать внегеосинклинальное возобновление тектонической и магматической деятельности в областях с ранее сформированной гранитной корой [1].

[1] Для обозначения «возобновления геосинклинального развития» уже имеется предложенный Г. Штилле термин «регенерация геосинклинального развития».

Процессы, вызывающие активизацию тектонических и магматических проявлений в пределах древних и молодых платформ и преобразование их структуры, проявлялись в разные геологические эпохи. Они были выражены морфологически весьма различно и сопровождались разнокачественным магматизмом, с которым связаны богатейшие месторождения полезных ископаемых. С таким возобновлением тектонической деятельности связано возникновение большого класса структур континентального ряда, в объеме которого следует выделять отдельные типы, качественно различающиеся между собой. Группой наших тектонистов (Богданов и др., 1972) была рассмотрена тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков на генетической основе. В этом разборе нашел отражение генетический ряд структур, связанный с геосинклинальным типом развития геосинклиналь — платформа, и практически выпали из рассмотрения структуры активизации, преобразующие земную кору континентов. Весь этот обширный ряд тектонических форм и магматических проявлений упоминался под рубрикой «эпиплатформенные орогенические области и пояса» «и вулканические пояса», но фактически не рассматривался.

Выделение глыбовых структур в особую категорию ранее предлагалось различными геологами. Рассматривая историю рельефа горного пояса Центральной Азии, В. А. Обручев (1922) подчеркивал, что эти горные системы представляют собой особый тип, позднее названный им возрожденными горами. Возрожденные горы Тянь-Шаня, Алтая, Западного и Восточного Саяна, Прибайкалья возникли в мезозойское и кайнозойское время на месте пенепленизированных древних (палеозойских, рифейских, протерозойских и архейских) геосинклинальных и протогеосинклинальных складчатых систем.

Г. Ф. Мирчинк (1940), рассматривая основные закономерности развития Земли, предложил наряду с геосинклинальными зонами и платформами выделять третий тип структур — глыбовые зоны, развитие которых сопровождалось разломами, дифференцированными вертикальными движениями, излиянием базальтовых лав и образованием интрузий (нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов).

Говоря о качественном изменении тектонических форм земной коры во времени, Г. Ф. Мирчинк подчеркнул, что в направленном процессе нарастания платформ за счет геосинклиналей земная кора меняет свои свойства, уступая место новым типам структурных элементов — глыбовым структурам. Появление таких структур он отмечает в палеозое (Донецкая впадина и другие), но ведущую роль они начинают играть в альпийский и тихоокеанский геотектонические циклы.

Е. В. Павловский (1948) ввел понятие аркогенеза, изменяющего, по его мнению, структуру протерозойских, каледонских, герцинских и мезозойских платформ. Явления аркогенеза, по мнению Е. В. Павловского, проявляются с конца мезозойской эры (с конца юры, в мелу) и до настоящего времени. С развитием аркогенических структур связано внедрение малых тел гранитоидов, в том числе и щелочных, излияние базальтовых лав и эффузивов разного состава. В настоящее время многие авторы выделяют эти структуры по различным признакам; по месту образования или основанию, на котором они формировались,— эпигеосинклинальные, перигеосинклинальные и эпиплатформенные. Например, С. С. Шульцем, ст (1948), позднее Н. И. Николаевым (1952) и Н. П. Херасковым (1963) для горных систем возрожденного типа было предложено название орогенических зон или областей в новом понимании этого термина с подразделением на эпиплатформенные и эпигео-

синклинальные. Той же терминологии придерживаются В. Е. Хаин (1973) и А. Л. Яншин (Тектоника Евразии, 1966). По тектоническому режиму — повторное горообразование: структуры режима сводового поднятия (Корешков, 1960; Фогельман, 1968), дейтерогенеза (Боголепов, 1968), орогенной активизации (Комаров, 1973).

По формационному и морфологическому признакам выделялись: структуры гранитоидной активизации восточно-азиатского или тихоокеанского типа (или структуры ревивации); структуры базальтоидной активизации (Нагибина, 1958, 1963, 1967; Тектоника Евразии, 1966); структуры забайкальского типа (Флоренсов, 1964). Были предложены и особые частные названия для обозначения этих структур: дива-структуры (от китайского слова «дива»—впадина земли; Чень-Го-да, 1960; Масайтис, Старицкий, 1963); эпигонали (Комаров, Хренов, 1963).

Классификация этих структур проводилась и по генетическим признакам. Например, Ю. М. Пущаровский (1969) предложил называть эти структуры резонансно-тектоническими или отраженными (связанными с геосинклинальным процессом); другая группа исследователей (Щеглов, 1968; Карпова, 1968; Комаров, Хренов, 1963) — структурами автономной активизации, образование которых связано с особым самостоятельным, «автономным», тектоническим процессом. Дальнейшее изучение этого класса структур выявило большое их разнообразие, и, следовательно, необходимость более детальной их классификации. Из рассмотренных выше примеров различного подхода к классификации этих структур следует, что одним из важнейших вопросов является выбор принципа или признаков, лежащих в основе такой классификации.

Из анализа накопившегося в настоящее время геологического материала выяснилось, что на однотипном основании в процессе эпиплатформенного орогенеза могут возникать различные глыбовые и глыбово-складчатые структуры, с развитием которых связано появление разнокачественного магматизма: излияние базальтов или внедрение гранитоидов и комагматичных им вулканитов дифференцированного состава. Например, на древних платформах вдоль южного и юго-восточного краев Сибирской платформы возникали формационно разнотипные структуры: в мезозое (на Алданском щите и в области Станового хребта) развивались глыбово-складчатые структуры с проявлением гранитоидного магматизма, а в кайнозое — грабены и рифты байкальского типа, сопровождавшиеся только базальтоидным магматизмом. Аналогичные разнотипные структуры формировались на Африканской и Южноамериканской древних платформах. С другой стороны, однотипные глыбово-складчатые структуры могут развиваться на различном основании — на древних платформах, байкалидах, каледонидах и герцинидах. Примерами могут служить мезозойские глыбово-складчатые структуры с гранитоидным магматизмом на востоке Азии или западе Южной и Северной Америки. Из приведенных примеров ясно, что разделение структур рассматриваемого класса на эпиплатформенные и эпигеосинклинальные недостаточно. Весьма заманчива классификация тектонических структур по генетическому принципу, однако это чрезвычайно опасно, ибо выяснение причинности тектонических и магматических процессов пока еще гипотетично. Строить классификацию структур на гипотезе представляется крайне затруднительным и, вероятно, неверным. Поэтому генетический подход при классификации тектонических форм не должен являться ведущим. Например, в общем правильная попытка понять процесс формирования структур рассматриваемого класса, в частности структур гранитоидной активизации, привела группу исследователей (Зоненшайн и др., 1973) к отрицанию вообще класса структур тектоно-

магматической активизации. Аргументировано это было тем, что развитие структур тектоно-магматической активизации тесно связано с геосинклинальным процессом и, таким образом, их не следует выделять как другой тектонический тип. Если принять эту точку зрения, то из тектонической номенклатуры выпадает огромный класс континентальных структур, уходящих в глубь континента на 2—2,5 тыс. *км* от одновозрастных эвгеосинклиналей и несущих ряд чрезвычайно характерных и специфических черт в своем развитии. С этими структурами связана важнейшая группа полезных ископаемых, таких как золото, олово, вольфрам, свинец и молибден, урановые руды, редкие элементы, флюорит и многие другие. Рассмотренная выше история вопроса и различные принципы классификации тектонических форм привели нас к выводу, что наиболее объективна и точна классификация по морфологическим и формационным признакам. Первая попытка такой классификации была предложена одним из авторов (Нагибина, 1963, 1967). Дальнейшая разработка этого вопроса позволила выделить в пределах обширного класса структур активизации континентального ряда следующие типы.

1. Глыбово-складчатые структуры с гранитоидным магматизмом, или структуры ревивации.

2. Глыбово-сводовые структуры с проявлением базальтоидного магматизма, или структуры базальтоидной активизации.

3. Глыбовые и складчатые структуры, развитие которых не сопровождалось магматической деятельностью.

Для структур первых двух типов характерно образование расчлененного тектонического (горного) рельефа и накопление в межгорных впадинах и прогибах континентальных, реже морских, терригенных грубообломочных и угленосных отложений молассоидной формации.

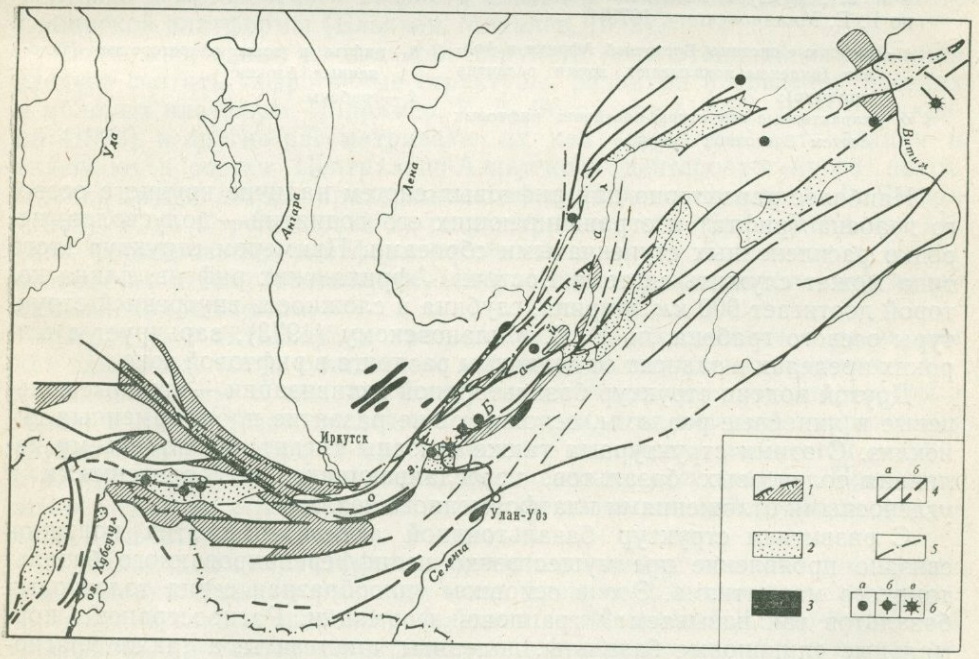
В структурах первого типа отмечается сочетание молассоидных отложений довольно большой мощности с наземными вулканитами дифференцированного состава — от базальтов и андезитов до липаритов (андезитовая формация в широком понимании, а также трахибазальтов, трахиандезитов и трахилипаритов). Чрезвычайно характерно для структур этого типа проявление интрузивного магматизма — внедрение комагматичных гранитоидов вулкано-плутонической формации (или вулканической ассоциации), выделенной в свое время Х. Клоссом (Cloos, 1939), А. Ритманом (Rittmann, 1958), а также Г. Штилле (Stille, 1951), а в последние годы Е. К. Устиевым (1963), М. С. Нагибиной (1963), Т. В. Молчановой (1973) и многими другими.

В составе мезозойских пород этой ассоциации, как установлено в пределах Забайкалья, Монголии, области Станового хребта, Алданского щита и других районов, для интрузивных фаций (Редкометальные гранитоиды Монголии, 1971) выделяется несколько геохимических типов (габбро-диабазов и диоритов, гранодиоритов, нормальных гранитов, аляскитов и щелочных гранитов), также образующих единый дифференцированный ряд. Преобладающее большинство среди них составляют гранитоиды магматического происхождения с четко выраженными зонами закалки в эндоконтактах, микропегматоидными структурами и другими признаками. Морфологически структуры первого типа выражены в виде протяженных на многие сотни километров линейных сводовых поднятий кристаллического основания и разделяющих их более узких прогибов, которые сочетаются с продольными и поперечными разломами. В пределах прогибов проявлена линейная приразломная складчатость, а также брахиформные, штамповые или коробчатые структуры. Тела гранитоидов расположены как на сводовых поднятиях, так и в прогибах и приурочены к системам продольных и поперечных разломов.

К этому же типу структур следует относить вулкано-тектонические структуры, местами образующие гигантские по протяженности вулканические пояса. По формационным признакам, морфологии структур, а также набору полезных ископаемых они весьма близки к описанным выше глыбово-складчатым структурам гранитоидной активизации.

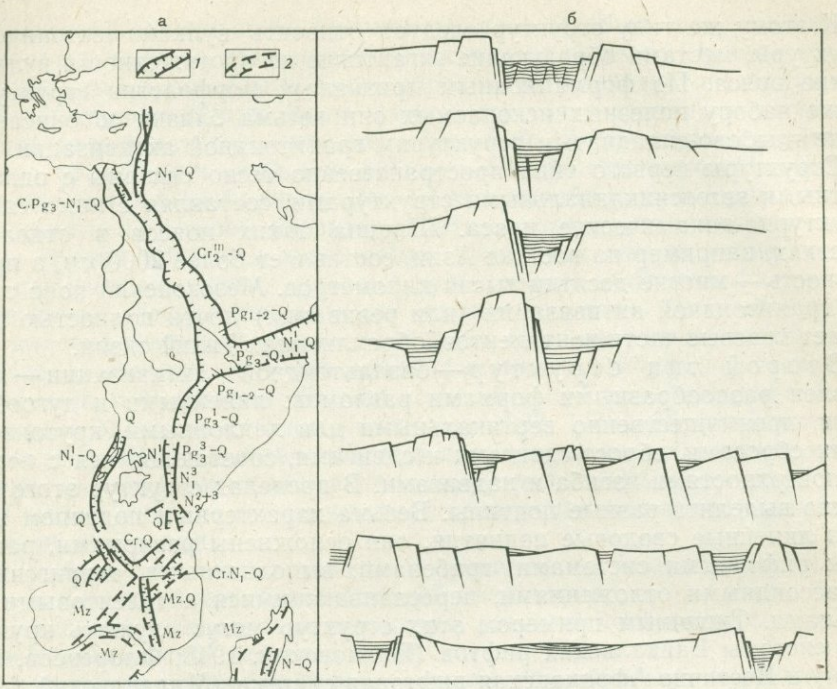
Структуры первого типа пространственно тесно связаны с одновозрастными эвгеосинклинальными структурами, составляя с ними единые структурно-динамические пояса. Ширина таких поясов в отдельных участках, например на востоке Азии, составляет более 2000 *км*, а протяженность — многие десятки тысяч километров. Мезозойский пояс структур гранитоидной активизации (или ревивации) почти полностью опоясывает краевые части континентов, обрамляющих Тихий океан.

Второй тип структур — базальтоидной активизации — представлен разнообразными формами разломов: линейными и дугообразными, преимущественно вертикальными или наклонными, крутопадающими сбросами, сбросо-сдвигами и сдвигами, сочетающимися с пологими поверхностями изгиба и надвигами. В пределах структур этого типа можно выделить разные подтипы. Весьма характерным подтипом являются линейные сводовые поднятия, они осложнены разломами, расчленены рифтовыми системами, грабенами, выполненными терригенными молассоидными отложениями, переслаивающимися с толеитовыми базальтами. Типичным примером этих структур могут служить крупнейшие системы Байкальских рифтов (Павловский, 1948; Флоренсов, 1964, и др.) и Восточно-Африканская рифтовая система (Милановский, 1973). На фиг. 1 и 2 показаны основные структурные формы этих систем.



Фиг. 1. Соотношение древнейших поднятий («глыб») и впадин байкальского типа в рифтовой системе Прибайкалья (по Н. А. Флоренсову, 1964)

1 — древнейшие «глыбы»;
2 — впадины байкальского типа;
3 — остатки отложений неогеновых мульд;
4 — главные морфообразующие разломы:
а — установленные,
б — предполагаемые,
5 — глубинные разломы близ Байкала по геологическим и аэромагнитным данным;
6 — эпицентры землетрясений силой VIII (*а*), IX (*б*) и X (*в*) баллов



Фиг. 2. Структуры мезозойской и кайнозойской активизации Восточной Африки по Е. Е. Милановскому, 1973)

а — рифтовые системы Восточной Африки и Аравии (индексы показывают время развития структур);

б — характерные структуры новейших рифтовых систем Восточной Африки

1 — рифты и зоны односторонне наклоненных блоков;

2 — грабены

Наиболее характерно для рифтовых систем наличие крупного осевого грабена (рифта) и ограничивающих его поднятий — полусводов, нередко расчлененных ступенчатыми сбросами. Примером структур этого типа может служить система Восточно-Африканских рифтов, длина которой достигает 600 *км*, ширина, глубина и сложность внутренней структуры осевого грабена, по Е. В. Милановскому (1973), варьирует в широких пределах и зависит от величины раздвига в рифтовой зоне.

Другой подтип структур базальтоидной активизации — крупные кольцевые и линейные разломы, осложняющие развитие платформенных синеклиз. С этими структурами также связаны гигантские по объему излияния толеитовых базальтов, переслаивающихся с терригенными и угленосными отложениями платформенного чехла.

С развитием структур базальтоидной активизации этих подтипов связано проявление преимущественно недифференцированного базальтоидного магматизма. Это в основном однообразная серия толеитовых базальтов так называемой трапповой формации. Распространены нормальные оливиновые базальты, долериты, анамезиты, а также плагиоклазовые и меланократовые базальты. Однако по мере эволюции магматических очагов повышается щелочность магм, в небольшом количестве появляются андезито-базальты, андезиты, липариты, трахиты, щелочные трахиты; кислые, преимущественно щелочные породы играют весьма подчиненную роль.

Относительно происхождения кислых вулканитов, связанных с ба-

зальтоидной магмой, имеются различные точки зрения. Например, мезозойские липариты Южной Африки, распространенные совместно с базальтами, по мнению Г. Хоутонса (1966), сформировались при своеобразном метасоматозе базальтов, когда последние были уже в твердом состоянии. Н. В. Короновский (1973) предполагает игнимбритовую природу большей части этих липаритов, считая их дифференциатами базальтоидной магмы. Наиболее распространен трещинный тип излияний базальтов рассматриваемой формации, а на более поздних стадиях развития появляются извержения центрального типа.

Интрузивные аналоги представлены дайками и силлами долеритов, а также основными и ультраосновными породами с повышенной щелочностью, карбонатитами и кимберлитами. Наблюдаются все переходы между классическими алмазоносными кимберлитовыми трубками (жерлами) и трубками чисто газовых эксплозий, заполненными обломками базальтов, нефелиновых базальтов, осадочных пород и магнезиальных силикатов.

Особую, интересную группу интрузивных пород составляют довольно многочисленные сложные кольцевые интрузии, например, широко развитые в зоне Восточно-Африканских рифтов, а также в Камеруне и Нигерии. Они сложены основными и ультраосновными породами — дунитами, серпентинитами, карбонатитами, сиенитами и нордмаркитами, а также щелочными гранитами. Эти своеобразные «многослойные» кольцевые комплексы рассматриваются как корневые части крупных вулканов, впоследствии полностью уничтоженных эрозией.

Кольцевые интрузии ультраосновных пород и щелочных пород рифейского и мезозойского возраста известны также на Алданском щите Сибирской платформы (Ельянов, Моралев, 1972).

Возможно, одним из подтипов структур базальтоидной активизации следует считать тафрогенные структуры, развитые в пределах древних и молодых платформ. Например, К. В. Боголепов (1973), Н. П. Башарина (1973) и другие рассматривают их как структуры активизации и включают в состав Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса. Однако другие авторы придерживаются иной точки зрения. А. Л. Яншин (1965), Р. Г. Гарецкий (1972) рассматривают эти образования как начало формирования платформенного чехла. В. Н. Соболевская (1973) относит их к самостоятельному (тафрогенному) предчехольному этапу становления платформ.

Структуры активизации третьего типа характеризуются развитием как глыбовых, так и складчатых деформаций в пределах древних и молодых платформ. К глыбовым структурам относятся разломы, горсты и грабены. В пределах последних происходило накопление терригенных грубообломочных серо- и красноцветных отложений различной мощности. Магматические проявления, как правило, отсутствуют. Примером этого поднятия амагматичных структур являются кайнозойские структуры Тянь-Шаня.

К складчатым структурам активизации следует относить приразломные складки в платформенном чехле древних или молодых платформ. Примерами служат широко развитые в чехле древней Южно-Китайской платформы приразломные складчатые деформации, возникшие в мезозое.

После приведенной краткой характеристики структур активизации трех типов интересно рассмотреть пространственные и временные закономерности их развития и вопросы генетических связей.

Образование первого типа структур ревивации (с гранитоидным магматизмом) в ходе фанерозойской истории Земли мы можем проследить в следующие геотектонические эпохи: в рифее, в среднем палеозое, в

верхнем палеозое и в мезозое. В рифее сравнительно узкие зоны структур этого типа расположены, по данным К. А. Клитина, в Восточном Саяне, на юго-западной окраине Сибирской платформы и на Таймыре, в периферии байкальской (или рифейской) областей складчатости.

Аналогичные структуры этого возраста отмечаются вдоль восточного края древней Африканской платформы в периферии байкалид Аравийского п-ова (фиг. 3). С рифейскими гранитоидами здесь связан Мозамбикский пояс редкометальных руд. В девоне вулкано-тектонические структуры этого типа развиваются вдоль северного края герцинид Алтая, где они накладываются на более древние рифейские складчатые структуры Алтае-Саянской области (фиг. 4).

Широкий пояс верхнепалеозойских вулкано-тектонических структур этого типа протягивается в широтном направлении от Западной Европы в Центральные районы Азии, включая Монголию. Этот пояс был выделен А. А. Моссаковским в 1970 г. и расположен, по его данным, в периферии Палеотетиса.

В мезозое структуры ревивации были развиты на гигантских пространствах вдоль окраин Азиатского и Американских континентов, составляя почти замкнутое асимметричное кольцо вокруг Тихого океана.

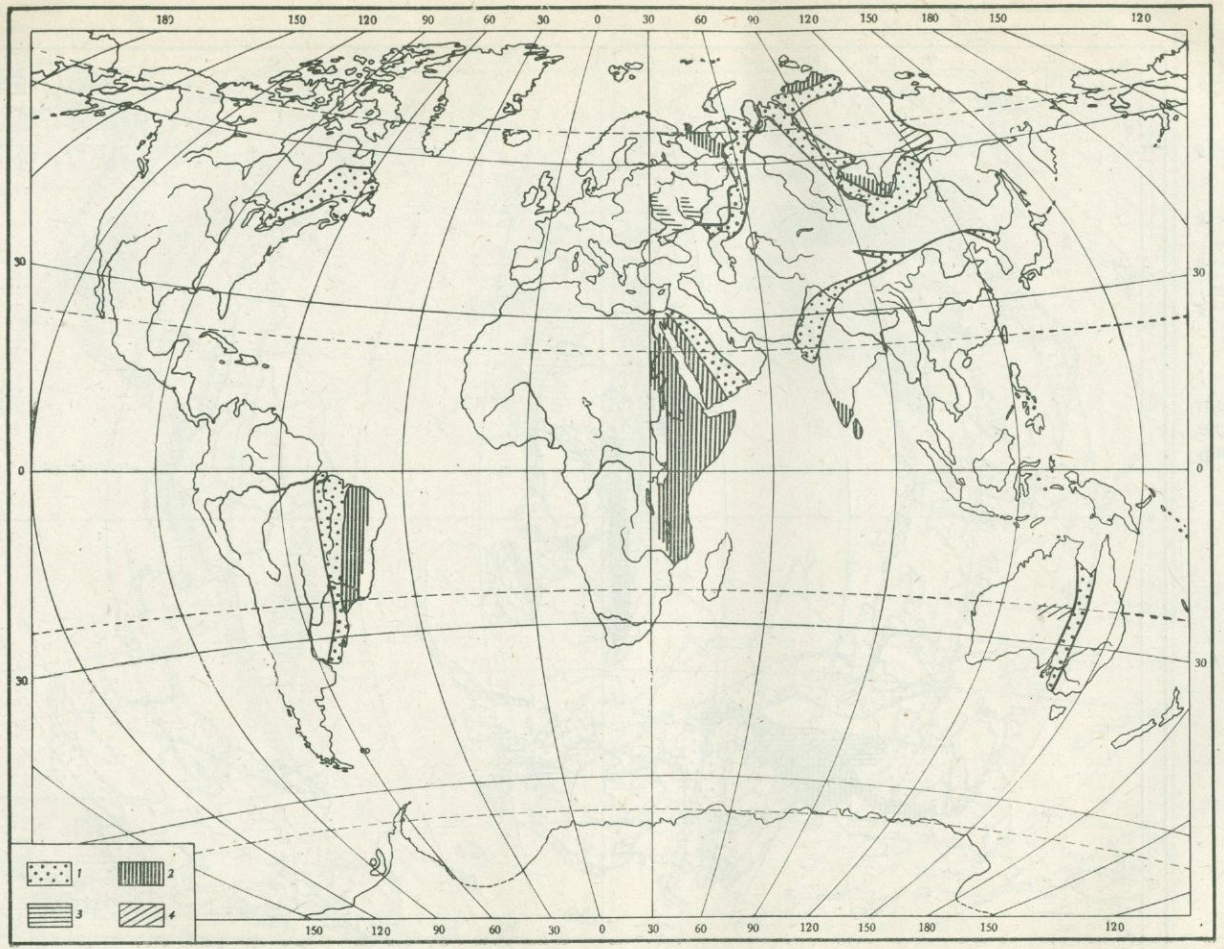
Мезозойские структуры ревивации на востоке Азии были ранее описаны в ряде работ М. С. Нагибиной (1963, 1964, 1970). Они наложились здесь на гетерогенное основание: древние платформы — Сибирскую, Северо-Китайскую (или Корейско-Китайскую), Южно-Китайскую, а также на байкальские, каледонские и герцинские складчатые зоны, в пределах которых в процессе геосинклинальной стадии орогенного развития ранее была сформирована гранитная кора (фиг. 5).

Интересно отметить, что в зоне развития мезозойских структур ревивации на востоке Азии наблюдается уменьшение мощности гранитного слоя земной коры. Это отчетливо удается проследить при анализе геофизических данных — карта Востока СССР Э. Э. Фотиади и И. К. Туезова (1972), карта мощности земной коры Монголии по данным П. П. Степанова и В. С. Волхонина (1969). На этих картах отчетливо видно, что земная кора в пределах однотипных структур основания, не затронутых процессами мезозойской ревивации, имеет мощность 55—50 *км*, а в зоне переработанной ревивацией повторным гранитообразованием она сокращается до 45—35 *км*.

Огромный вулканический пояс в мезозое (до палеогена включительно) образовался вдоль восточной окраины Азиатского материка. Он протянулся от Чукотского п-ова до Юго-Восточного Китая в Катазии на 11 000 *км* и называется или Восточно-Азиатским, или Чукотско-Катазиатским.

Гигантский вулканический пояс формировался в мезозое также (до палеогена включительно) в Андийской зоне Южной Америки. Этот пояс протяженностью 2500 *км* при ширине до 150 *км*, имеющий простое синклинальное строение, заложился на герцинском и более древнем гранитизированном складчатом основании. Эвгеосинклинальные мезозойские структуры в пределах Андийской зоны удается выделить лишь в пределах Венесуэлы.

Во всех перечисленных случаях структуры первого типа ревивации, или гранитоидной активизации, пространственно тесно связаны с одновозрастными геосинклинальными системами и расположены на их периферии со стороны платформы. Детальный анализ позволяет установить также определенные временные связи в эволюции геосинклиналей, образующих со структурами ревивации единые структурно-динамические пояса.



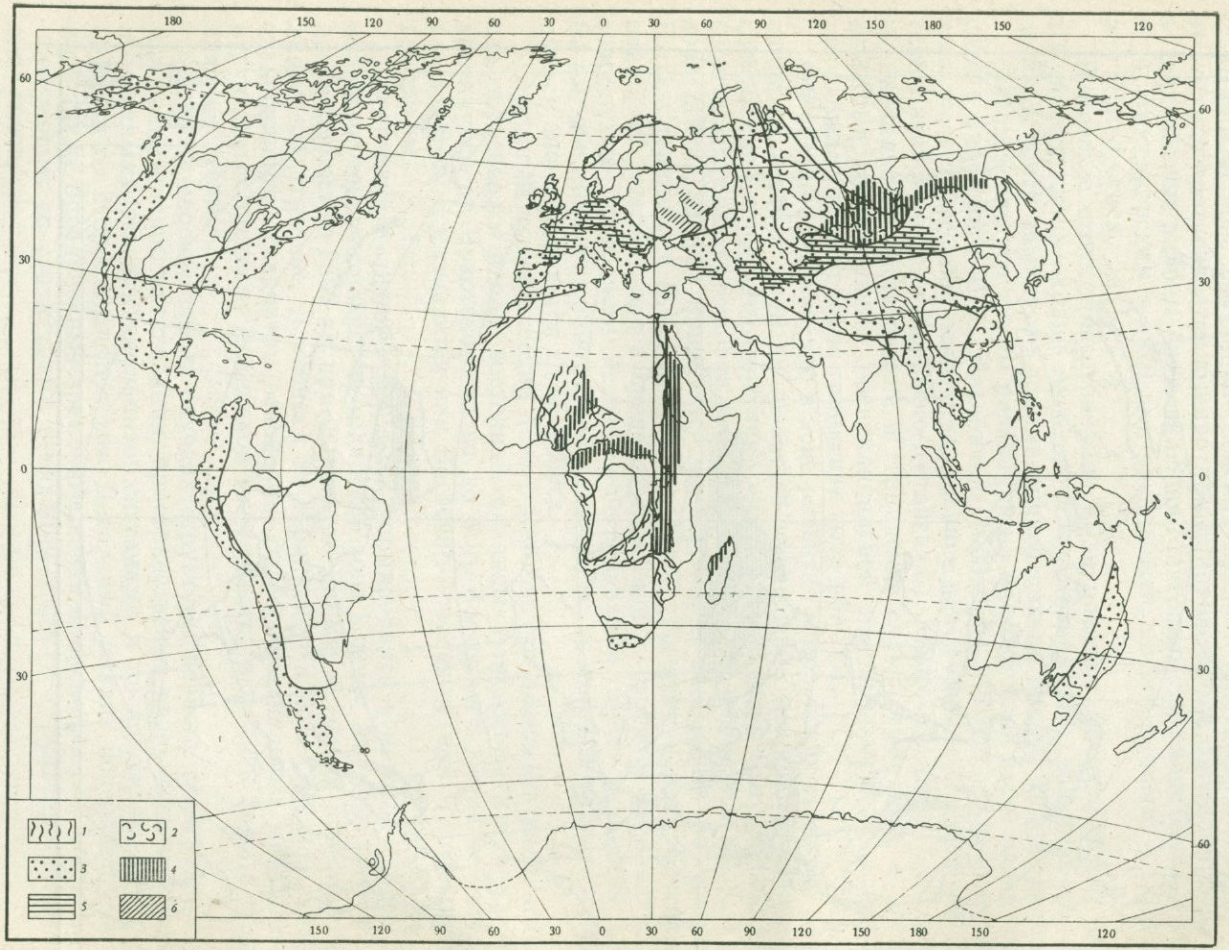
Фиг. 3. Разнотипные структуры активизации байкальской геотектонической эпохи

1 — геосинклинальные складчатые системы;

2 — области развития структур гранитоидной активизации (ревивации);

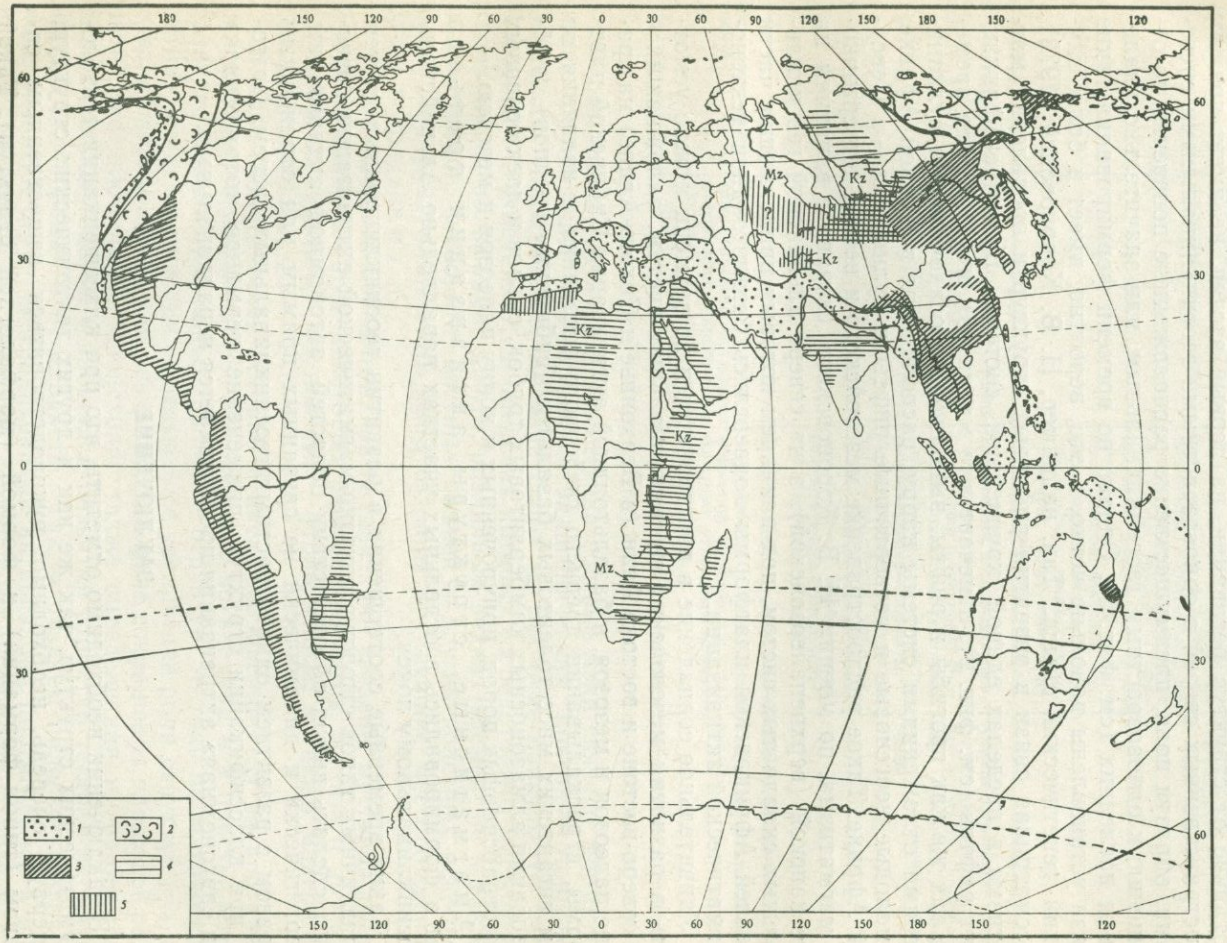
3 — области развития структур базальтоидной активизации;

4 — амагматичные структуры активизации



Фиг. 4. Разнотипные структуры активизации каледонской и герцинской геотектонических эпох

1 — зоны складчатости (конец докембрия — палеозой по Ю. Шуберту и А. Фор-мюре, 1973);
2 — каледонские геосинклинальные складчатые системы;
3 — герцинские геосинклинальные складчатые системы;
4 — области развития структур гранитоидной активизации (ревивации) в девоне;
5 — области развития структур гранитоидной активизации в позднем палеозое;
6 — структура базальтоидной активизации



Фиг. 5. Разнотипные структуры активизации мезозойской и кайнозойской (альпийской) геотектонических эпох

1 — альпийская и камчатская геосинклинальные складчатые системы;

2 — мезозойские геосинклинальные складчатые системы;

3 — области развития структур гранитоидной активизации (ревивации);

4 — области развития структур базальтоидной активизации;

5 — области развития амагматичных структур активизации

Структуры второго типа с базальтоидным магматизмом исключительно широко развивались, начиная с мезозоя и в кайнозое. В более ранние геотектонические эпохи (в рифее и в палеозое) эти структуры были распространены сравнительно ограниченно. Образование их в рифее и палеозое было связано в основном с развитием авлакогенов и тафрогенных структур в пределах древних и молодых платформ.

Типичными примерами этих структур в кайнозое, как было сказано выше, являются крупнейшие зоны Байкальских и Восточно-Африканских рифтов. Первое структурное сравнение этих интересных тектонических форм было сделано Е. В. Павловским (1953).

Образование структур активизации с базальтоидным магматизмом в отличие от структур ревивации, на первый взгляд, не имеет прямых пространственных связей с одновозрастными геосинклинальными системами, образуя поля, преимущественно расположенные поперечно по отношению к одновозрастным геосинклинальным, или значительно удалены от последних (см. фиг. 5). Однако по времени формирования такие связи установлены довольно четко, и это, вероятно, имеет и более глубокий генетический смысл. Так, например, Н. В. Короновский (1973), рассматривая связи в развитии рифтовых структур и проявлений магматизма в пределах единой крупнейшей системы Восточно-Африканских рифтов (см. фиг. 2), отмечает, что магматизм мезозойского времени, так же как прогибы и рифты, выполненные осадочными и вулканическими отложениями системы карру, расположены в Южной Африке, а молодые неогеновые и четвертичные рифты и вулканиты — в Северной Африке. Такое распространение мезозойского и неоген-четвертичного магматизма, по мнению Н. В. Короновского, связано с влиянием на юге капской (верхнепалеозойской), а на севере альпийской геосинклинальных складчатых систем, под влиянием которых прилегающие части древней Африканской платформы подверглись базальтоидной тектоно-магматической активизации.

Удивительное совпадение в пространстве и во времени можно усмотреть в развитии мезозойских геосинклинальных систем, заложившихся на северо-востоке и востоке Азии (в Верхоянье и Сихотэ-Алине) на границе палеозоя и мезозоя, и базальтоидной активизации Сибирской платформы, в раскалывании древнего гнейсового основания и излияния по ним гигантских масс толеитовых базальтов (сибирских траппов), в образовании алмазоносных кимберлитовых трубок, силлов и даек основных и ультраосновных пород, приуроченных к концу палеозоя и мезозою.

Амагматичные структуры активизации третьего типа формировались в отдельных участках параллельно Альпийскому геосинклинальному поясу.

Такие временные соотношения в развитии геосинклинальных систем и различных типов структур тектоно-магматической активизации позволяют сделать вывод об отсутствии областей автономной активизации, энергетически и динамически не связанных прямым или отраженным образом с развитием одновозрастных геосинклинальных систем. Поэтому при классификации структур применение терминов «отраженная» или «автономная» активизация представляется нерациональным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении необходимо отметить, что при классификации тектоно-магматических структур, так же как и других тектонических структур, в первую очередь, необходимо руководствоваться вещественным составом (типом формаций) и формой (морфологией структур). Такой

подход при классификации тектоно-магматических структур активизации представляет не только научный интерес, но и большое практическое значение (см. таблицу).

Типы структур тектоно-магматической активизации

Тип структур	Морфология структур	Формация	Полезные ископаемые
Структуры гранитоидной активизации, или ревивации	Линейные сводовые поднятия и системы прогибов, осложненные продольными и поперечными разломами, приразломной складчатостью, брахиформными и коробчатыми складками	Терригенная молассоидная (угленосная и соленосная) в сочетании с гранитоидной вулканоплутонической. Интрузивные фации — дифференцированная серия гранитоидов (габбро-диориты, диабазы, диориты, гранодиориты, нормальные и щелочные граниты); преобладают нормальные граниты и гранодиориты; эффузивные фации представлены дифференцированной серией: базальты, андезиты, дациты, липариты, трахибазальты, трахиандезиты, ортофиры; преобладает андезитовая ассоциация пород	Олово, вольфрам, молибден, цинк, свинец, золото, флюорит, цветные камни, редкие элементы. Уголь, бентонитовые глины, гипс, строительные материалы
Структуры базальтоидной активизации	Сводовые поднятия, разломы, грабены, грабен-синклинали, рифты и рампы, осложненные приразломными складками	Терригенная молассоидная, песчано-сланцевая, угленосная в сочетании с трапповой формацией толеитовых базальтов, трахибазальтов, карбонатитов; сопутствующие—липариты, трахилипариты; интрузивные фации—долериты, ультраосновные породы (алмазоносные кимберлиты, карбонатиты), сопутствующие—базальтоидные щелочные граниты	Алмазы, урановые руды, редкие элементы, железо, никель, ртуть. Минеральные источники, уголь, гипс, строительные материалы
Структуры амагматичные	Глыбовые структуры (горсты, грабены); складчатая деформация (приразломные складки в отложениях платформенного чехла)	Терригенная молассоидная формация; терригенные и карбонатные отложения платформенного чехла	Торф, строительные материалы

С развитием структур ревивации на востоке Азии связано формирование крупнейших структурно-металлогенических поясов — Монголо-Охотского, Яньшанского, Катазиатского и Восточно-Азиатского (или Чукотско-Катазиатского), в пределах которых сосредоточены месторождения олова, вольфрама, золота, различных редких элементов, а также полиметаллов, флюорита, цветных камней и других полезных ископаемых. Со структурами этого типа связаны крупнейшие месторождения олова в Боливии и т. д.

Со структурами базальтоидной активизации связаны месторождения алмазов, урановых руд, некоторых редких элементов, железа и других; из нерудных полезных ископаемых — уголь, гипсы, а также минеральные источники и т. д.

В ходе геологической истории в пределах континентов на протяжении фанерозоя наблюдается сопряженное во времени и в пространстве развитие геосинклинальных систем и структур тектоно-магматической активизации. Отмечается существенное увеличение роли структур гранитоидной активизации, или ревивации, на фоне сокращения площадей развития геосинклиналей. Происходит также определенная миграция геосинклинальных систем и площадей развития структур тектоно-магматической активизации в пространстве. Так, в позднем палеозое широкий пояс развития структур гранитоидной активизации протягивался в широтном направлении параллельно герцинскому геосинклинальному поясу

Тетиса. Гигантский пояс аналогичных структур в мезозое был вытянут в меридиональном направлении, параллельно мезозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса. Структуры базальтоидной активизации особенно широко развивались в мезозое и кайнозое.

Литература

Башарина Н. П. Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. «Наука», 1973.

Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. «Наука», 1972.

Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. «Наука», 1968.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1973.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1963, **151**, № 4.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.

Короновский Н. В. Мезозойский и кайнозойский магматизм.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. «Недра», 1973.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Материалы по общей и региональной тектонике.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, **85**.

Милановский Е. В. Неотектоника.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. «Недра», 1973.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, новая серия, 1940, **18**, № 3—4.

Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1.

Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.

Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, **33**, вып. 3.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.

Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. «Наука», 1964.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 5.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 2.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.

Редкометальные гранитоиды Монголии (Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 5). «Наука», 1971.

Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. «Наука», 1973.

Степанов П. П., Волхонин В. С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5.
Тектоника Евразии. «Наука», 1966.
Устиев Е. К. Проблема вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа.— В кн.: Деформация пород и тектоника. «Наука», 1964.
Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
Фотиади Э. Э., Туезов И. К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца.— Геол. и геофиз., 1972, № 12.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1973.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
Хаутонс Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. «Мир», 1966.
Чень-Го-да. Некоторые проблемы тектонического районирования с точки зрения философии и методологии.— Кэсюетунбао, 1960, № 17 (текст на китайском языке).
Шульц С. С. (ст.). Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня.— Записки Всес. географ. об-ва, новая серия, 1948, 3.
Шульц С. С. (ст.). Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн.: Активизированные области земной коры. «Наука», 1964.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. «Наука», 1965.
Cloos H. Hebung, Spaltung und Vulkanismus Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Grossforme.— Geol. Rundschau, 1939, 30, H. 4A.
Rittmann A. Geosynclinal volcanism, ophiolites and barramiya rocks.— Egypt. J. Geol., 1958, 2, № 1.
Stille H. Das Mitteleuropäischen variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäischen.— Geol. Jahrb., 1951, Beiheft 2.

К. В. Боголепов, В. Д. Ермиков

ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ДЕЙТЕРООРОГЕННОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Рассмотрение на VIII Всесоюзном металлогеническом совещании проблем тектоники и металлогении активизированных областей свидетельствует о большом теоретическом и практическом значении, которое приобрела проблема изучения структурных комплексов, возникающих при тектоно-магматической переработке древних платформ и складчатых сооружений. Это структуры, которые под различными названиями («глыбовые зоны», «области сводовых поднятий», «орогенные области») со времени работ Г. Ф. Мирчинка (1940) стали выделяться в качестве «третьего» структурного элемента континентов.

Несмотря на то, что этой проблемой занимались многие коллективы ученых, она продолжает оставаться темой оживленной дискуссии. Однако в последнее время обсуждается не столько сам факт существования подобных структур, сколько вопрос о том, являются ли они генетически самостоятельными и равными в таксономическом отношении геосинклиналям и платформам. Большинством исследователей однозначно отмечается существование структур (областей, зон), выпадающих из традиционной схемы геосинклиналь — платформа, но по-прежнему остаются

слабо разработанными вопросы терминологии этого типа структур, недостаточно определены принципы их выделения и классификации и признаки, позволяющие их различать в ряду структурных элементов земной коры.

Проблема континентальных поднятий разрабатывалась в течение ряда лет в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР, в результате этого была создана теория дейтероорогенеза. Ее основные положения приведены в ряде работ как авторов этой статьи, так и других исследователей (Тектоника мезозойского орогенного пояса..., 1973 и др.), поэтому мы можем не рассматривать их в данном изложении, а попытаемся обратить внимание лишь на некоторые наиболее важные аспекты.

С этой целью остановимся на выделении мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии, протягивающегося от Тургая и Северного Тянь-Шаня до Джугджура и Хингана, наложенного на ряд разновозрастных складчатых систем (от археид до герцинид включительно). На его примере особенно ясна необходимость дополнить традиционную схему членения континента на «геосинклинальные складчатые» сооружения и платформы выделением третьего класса структур, равноценного этим двум таксонам.

Аспект актуалистический. Обратимся к современным морфоструктурам и, используя актуалистический метод, подойдем к оценке тех явлений, которые в столь типичной форме выражены в мезозойской структуре Центрально-Азиатского пояса. В пределах современных континентов и их перехода к океану вряд ли может вызвать сомнение выделение следующего ряда крупнейших морфоструктурных областей (геотекстур), для обозначения которых удобно использовать существующие тектонические термины. Во-первых, это система окраинных морей и сопряженных с ними островных дуг и глубоководных желобов. Большинство ученых рассматривают их в качестве современных геосинклинальных систем. Во-вторых, платформенные области, представленные наземными и подводными аккумулятивными равнинами и мелкогорьями — аналогами плит и щитов. В-третьих, горные или орогенные области. Как структурный, так и историко-геологический подход позволяет разделить последние на два типа: эпигеосинклинальные области, выраженные горными сооружениями Альпийского и Тихоокеанского поясов, возникших на месте позднемезозойско-кайнозойских геосинклиналей, и возрожденные, или активизированные, горные сооружения, охватывающие области более древних фанерозойских и докембрийских складчатых поясов и в том числе значительные участки древних платформ. Их примером являются современный Тянь-Шань, Алтай — Саяны, Скалистые горы США, системы высоко приподнятых хребтов и нагорий Алданского щита и т. п. Сходство геофизических характеристик и особенного теплового потока в молодых и возрожденных горных областях свидетельствует об общности глубинных процессов и, что для нас особенно важно, о неизбежно происходящих мобилизации и перераспределении минерального вещества, способного создавать рудные концентрации.

Представляется удобным именовать первый из этих типов эпигеосинклинальными (по Н. П. Хераскову) или протоорогенными (первичными) горными сооружениями и второй тип — дейтероорогенными (вторичными) сооружениями (Боголепов, 1968). При этом понятие об эпиплатформенном орогенезе, предложенное для второго типа В. Е. Хаиным (1965) и А. Л. Яншиным (Тектоника Евразии, 1966), может рассматриваться только как частный случай дейтероорогенеза, применительно к его проявлению в пределах древних платформ. Это учитывает

и В. Е. Хаин (1973), выделяющий наряду с областями эпиплатформенного орогенеза области рекуррентного, или сквозного, орогенеза, к которым он, в частности, относит Забайкалье.

Существование в геологическом прошлом подобного же рода основных типов геоструктурных областей подтверждается разрезами осадочно-метаморфической оболочки, в пределах которой на разных возрастных уровнях и в разных соотношениях обособляются соответствующие типы структурных этажей — геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и плитный, или платформенный.

Аспект структурно-вещественный. Разделение земной коры на типовые структурные этажи — геосинклинальный, прото- и дейтероорогенный и платформенный (плитный) проводится на основе вещественных и структурных признаков. Вещественные признаки выражаются теми или иными ассоциациями горных пород, образующих геологические формации и их вертикальные и латеральные ряды. Ряд формаций определенного типа содержит формации-индикаторы. Так, типоморфными для геосинклинального ряда (в данном случае) являются аспидная и флишевая формации, для орогенного — грубообломочные и вулканогенные молассы, для плитного — кварц-каолинитовые, карбонатно-глинистые, песчано-глинистые и т. п.

Под структурными признаками понимается геометрическая характеристика тел — их форма, размеры, внутреннее строение и дислоцированность слоев. По структурным признакам выделяются: а) линзообразные или призматические тела, обладающие высокими градиентами изменения мощности и складчатостью, приближающейся к голоморфной; б) линзообразные или призматические тела с высокими градиентами изменения мощности, но обладающие германотипной, в том числе приразломной складчатостью, особенно резко выраженной вдоль границ геологических тел; в) плащеобразные тела (покровы), охватывающие значительные площади и в отличие от тел предыдущих категорий характеризующиеся малыми градиентами изменения мощности, горизонтальным залеганием слоев или складчатостью прерывистого типа (по В. В. Белоусову).

В мезозоидах Центрально-Азиатского пояса выделяются все четыре типа структурных этажей — геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и платформенный (плитный). Каждый из них в различных структурных зонах сложен одной или несколькими формациями.

Для геосинклинального структурного этажа характерна линзовидная или призматическая форма геологических тел мощностью более 3—5 *км* при весьма высоких градиентах ее изменения, резкое преобладание морских осадочных и осадочно-вулканогенных пород, образующих песчанико-сланцевые формации аспидного и флишевого типов, часто содержащие вулканиты спилит-диабазового состава. Дополнительным признаком является складчатость, приближающаяся к голоморфной. Геосинклинальный этап спорадически распространен только на восточной окраине территории. Он представлен верхнетриасовыми и юрскими отложениями в Приамурье, Восточном Забайкалье и Северо-Восточной Монголии, где локализуется в отдельных глубоких прогибах «средиземноморского» типа.

Протоорогенный (эпигеосинклинальный) структурный этаж тесно связан с геосинклинальным; он распространен в тех же прогибах Монголо-Охотской зоны выклинивания мезозоид, но по вещественному составу представлен молассовыми прибрежно-морскими и континентальными конгломерато-песчанико-сланцевыми формациями. Как правило, протоорогенный комплекс образует с геосинклинальным конформные складки.

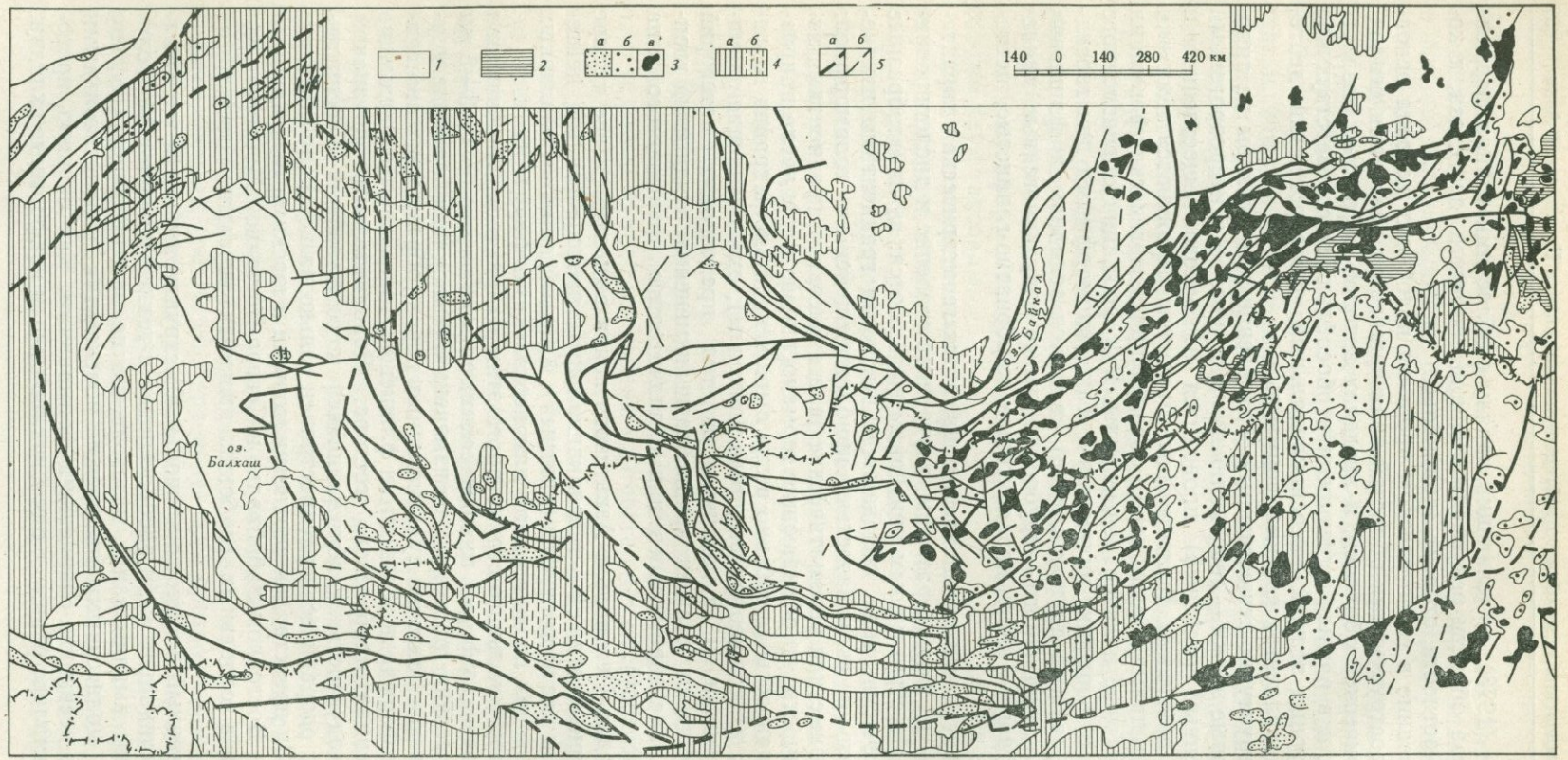


Схема тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса. Составлена Н. П. Башариной, Г. Я. Дионовой, В. Д. Ермиковым по карте масштаба 1 : 2 500 000

1 — домезозойский фундамент;

2—4 — мезозойские структурные этажи:

2 — геосинклинальный и протоорогенный,

3 — дейтероорогенный, формации:

а — осадочные молассы,

б — осадочно-вулканогенные молассы,

в — интрузивные, габбро-диорит-гранитового ряда,

4 — плитный:

а — плиты,

б — предгорные прогибы;

5 — разломы:

а — долгоживущие глубокого заложения,

б — прочие

Дейтероорогенный структурный этаж характеризуется линзовидной или призматической формой изолированных друг от друга тел мощностью от первых сотен метров до трех километров и более при значительном градиенте ее изменения. Формации представлены исключительно группой континентальных осадочных или осадочно-вулканогенных моласс конгломерато-песчанико-аргиллитового состава, часто угленосных или красноцветных. Среди вулканитов преобладают лавы и пирокласты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых. Широко развиты интрузии габбро-диорит-гранитового комплекса субщелочного, щелочного и в меньшей мере известково-натрового состава. Дополнительным признаком является промежуточная, в том числе приразломная, складчатость. Дейтероорогенный структурный этаж распространен в отдельных впадинах на всей территории Центрально-Азиатского пояса. В различных частях Центрально-Азиатского пояса и пограничных с ним структурах дейтероорогенный структурный этаж имеет разный возрастной диапазон в пределах от раннего-среднего триаса до раннего палеогена включительно в подразделяется на шесть подэтажей, имеющих скользящие возрастные границы.

Платформенный (плитный) структурный этаж характеризуется плащеобразной формой, обширным площадным распространением и малыми градиентами изменения мощности, хотя она и достигает нескольких километров в предгорных прогибах (Кучарском, Южно-Джунгарском и др.). Структурный этаж представлен как морскими (по периферии Центрально-Азиатского пояса), так и континентальными, преимущественно тонкообломочными песчанико-глинистыми сероцветными, иногда угленосными или красноцветными формациями, а также формациями кор выветривания. Ему присуще горизонтальное залегание слоев или складчатость прерывистого типа, осложненная лишь в отдельных приразломных зонах и во внешних краевых частях предгорных прогибов. По направлению от внутренних частей Западно-Сибирской и Туранской плит к окраинам Центрально-Азиатского пояса характерно последовательное изменение возраста базальных слоев плитного структурного этажа от лейаса до верхнего мела. На Таримской и Джунгарской плитах нижняя граница мезозойского чехла уходит в триас. В южной половине Центрально-Азиатского пояса плитный структурный этаж имеет возраст от верхнего мела до конца палеогена включительно.

Размещение структурных этажей показано на Карте тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса масштаба 1 : 2 500 000, представленной в этой статье схемой. Принципы составления карты и выводы из нее изложены ранее (Боголепов, Ермиков, 1973). Логическим следствием существования четко индивидуализированных типов структурных этажей является выделение трех основных структурных элементов, имеющих адекватное выражение в морфоструктуре поверхности Земли (см. выше). Эти элементы целесообразно именовать по типам верхних структурных этажей, завершающих разрез осадочно-метаморфической оболочки или замыкающих его на интересующем исследователя возрастном уровне, т. е. геосинклиналями, орогенами и платформами.

Аспект терминологический. Анализ внегеосинклинальных структур Центрально-Азиатского пояса, проведенный на различной методической основе, привел к появлению в геологической литературе большого числа терминов для обозначения структур земной коры, не укладывающихся в рамки двухчленной классификации ее на платформы и геосинклинали. Это «области эпиплатформенного орогенеза» (Хаин, 1965; Тектоника Евразии, 1966); «зоны ревивации и активизации» (Нагибина, 1967); «области тектоно-магматической активизации» — «автономной или отра-

женной» (Щеглов, 1965, 1968, 1973), «орогенной» (Комаров, 1970 г.), «базальтоидной и гранитоидной» (Нагибина, Хаин, 1973); «сводово-глыбовые области» (Карпова, 1968); «области прото- и дейтероорогенеза» (Боголепов, 1968, 1971 и др.). А. Л. Яншин (1973) считает первоочередной задачей в изучении рассматриваемых явлений упорядочение применения этих терминов, их точное определение и ликвидацию синонимов. Эта задача является частью более широкой проблемы упорядочения всей геологической терминологии, различные пути решения которой только намечаются. Однако, очевидно, уже сейчас при работе над любой системой терминологии следует придерживаться определенных принципов (Коршунов, Самбурова, 1968).

Наиболее существенный недостаток терминов «активизированные области» и «активизация», широко используемых металлогенистами, заключается в том, что они многозначны и не несут конкретной геологической и тектонической нагрузки. Совершенно справедливо отметил Ю. А. Кузнецов (1970, стр. 5), что «под активизацией понимается периодическое возобновление тектонической активности в самых различных ее формах..., всякие тектонические преобразования и изменения физических свойств коры и мантии» и что «любой магматизм — платформенный, сводово-глыбовый или геосинклинальный, обязательно связан с активизацией того структурного элемента, в пределах которого он проявляется». Такая многозначность приводит к различиям определений. Если по П. М. Хренову и др. (1973) тектоно-магматическая активизация — это «глубинный тектонический процесс, охватывающий обширные области земной коры предшествующего геосинклинального или платформенного развития, с присущим только ему набором осадочных, магматических и рудных формаций» (стр. 16), а по А. Д. Щеглову это «сложный комплекс геологических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры»... (1973, стр. 7), то по Е. Н. Алтухову и др. (1973) с проявлениями тектоно-магматической активизации связаны «...регенерированные геосинклинали (моногеосинклинали), внешние геосинклинальные прогибы, дейтероорогенные структуры, внегеосинклинальные гранитоиды, несущие разнообразную минерализацию... линейная (геосинклинальная) складчатость в чехле древних и эпикаледонских платформ» (стр. 60).

Отсюда при применении термина «активизация» приходиться оговаривать, об оживлении каких структур или усилении каких процессов — геосинклинальных, платформообразующих или орогенных — идет речь. Но и предложенный Ю. В. Комаровым (1970 г.) термин «орогенная активизация» недостаточно конкретен, так как может быть отнесен к оживлению тектонических движений и сопутствующих процессов в пределах как эпигеосинклинальных горных систем, так и возрожденных горных сооружений [1].

Понятие об «орогенезе» как о вполне конкретной форме проявления активизации тектоно-магматических процессов, об «орогенной структуре» и «орогенных» структурно-вещественных комплексах, формациях и этажах, как и соответствующая этим понятиям терминология, давно утвердилось в геологической литературе. Заслугой в основном советских

[1] Фактически синонимом термина «активизация» по этимологии является термин «ревивация» (лат. revivato — оживление, agere — активный, подавляющий действие), однако по М. С. Нагибиной (1967 и др.) «ревивация» сопровождается гранитным магматизмом, тогда как «активизация» — только излияниями базальтовых магм или может быть амагматичной.

геологов, независимо от используемого ими термина, явилось установленное в последние годы тождество структурных форм и породных ассоциаций, формирующихся как при эпигеосинклинальном горообразовании, так и при горообразовании, приводящем к взламыванию платформ или древних складчатых сооружений. Являясь наиболее традиционным, термин «орогенез» — «орогенная структура» в то же время наиболее полно раскрывает сущность рассматриваемого понятия; достаточно однозначен и обладает определенными систематизирующими свойствами, так как в основу его построения положен тот же морфологический признак, что и у терминов «геосинклиналь» и «платформа» (горы — глубокие прогибы — выровненные поверхности; по Деннису, 1971). То же можно сказать и об используемом авторами производном термине «дейтероорогенез», несущем не только структурную, но и историко-тектоническую нагрузку.

Думается, что при разработке тектонической номенклатуры наиболее приемлем структурно-вещественный подход, основанный на выделении, сравнительном анализе и типизации крупных геологических тел (структурных этажей, тектонических комплексов) и на установлении той последовательности, в которой они залегают в изучаемом сегменте земной коры. Что касается понятий «геосинклиналь», «ороген» и «платформа», то их определение, несмотря на терминологическое выражение, основано не столько на условиях образования, сколько на составе и соотношениях слагающих их комплексов, а если говорить о современном тектоническом плане, то, кроме того, на их морфоструктурном выражении.

Используя в номенклатуре и классификации основных структурных элементов принцип их наименования по типам верхних структурных этажей для современной структуры (или по типам верхних этажей на интересующем возрастном уровне), можно наметить следующую систему подразделений, среди которых устанавливается место и для рассматриваемого «третьего» типа структур.

1. Геосинклинальные области, в том числе эвгеосинклинальные (на коре океанического типа) и миогеосинклинальные (на коре континентального типа).

2. Орогенные области (пояса), в том числе протоорогенные (эпигеосинклинальные) и дейтероорогенные (на древних складчатых сооружениях и платформах).

3. Платформы, в том числе древние, со складчатым основанием высоких степеней регионального метаморфизма (дофанерозойским) и молодые, со складчатым основанием преимущественно слабых степеней регионального метаморфизма (фанерозойским).

Выделение прото- и дейтероорогенных областей необходимо не только с историко-геологической точки зрения. Оно особенно важно для исследования металлогении и прогнозирования полезных ископаемых, поскольку именно с образованием орогенных структурно-вещественных комплексов в наибольшей мере связан коровый магматизм, обусловливающий перераспределение и концентрацию рудного вещества (Кузнецов, 1970; Карпова, 1968). Формирование большинства крупнейших рудных поясов Центральной Азии связано с орогенезом независимо от того, концентрировались руды в орогенных структурных этажах или в преобразованных при орогенезе платформенных и геосинклинальных комплексах.

Выделение мезозойского Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса, протянувшегося от Тургая до Сихотэ-Алиня, очевидно, требует

нового подхода к оценке металлогении этой территории, особенно ее западной части, на что неоднократно обращалось внимание. Наиболее существенную роль в размещении мезозойского оруденения играют разрывные нарушения разного порядка, которые контролируют расположение структурно-формационных зон, рудоносных интрузий и соответственно рудопроявлений и отдельных месторождений. Наибольшее значение в этом плане приобретают долгоживущие разломы, протягивающиеся на многие сотни километров вдоль всего пояса.

Между тем наблюдается существенное различие в строении, формационном составе и возрастном объеме дейтероорогенного структурного этажа в восточной и западной половинах пояса. Восточная часть характеризуется широким распространением вулканогенных и интрузивных формаций основного и кислого состава, наибольшими суммарными мощностями и наибольшим возрастным диапазоном дейтероорогенного этажа — от триаса до позднего мела включительно. Западная часть пояса содержит лишь спорадические проявления магматизма и дейтероорогенный этаж, за исключением отдельных длительно воздымавшихся блоков (Тянь-Шаня, Бейшаня, отчасти Монгольского Алтая), ограничивается образованиями рэта — лейаса и средней юры. Граница между восточной и западной частями проходит от остроугольного выступа Сибирской платформы к пережиму между Таримской и Северо-Китайской платформами, в районе 100-го меридиана. Однако мезозойские структурные формы в западной и восточной частях пояса идентичны. Это главным образом глубокие приразломные впадины и грабены с амплитудами погружения от многих сотен метров до 2 *км* и более. Идентичны и осадочные формации, представленные в небольших впадинах грубообломочной молассой, при больших размерах — ритмично построенными молассами с полным набором грубых и тонких терригенных пород и углей.

С мезозойскими образованиями восточной части пояса связан разнообразный комплекс месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, от высокотемпературных до эпитермальных. Однако наиболее характерно широкое развитие высокотемпературной оловянно-вольфрамовой, молибденовой и золотой минерализации, сменяющейся на завершающих стадиях образованием флюоритовых поясов.

Западная часть пояса считалась амагматичной и бесперспективной для нахождения мезозойских эндогенных месторождений. Лишь в последние годы получены некоторые данные о проявлениях мезозойского интрузивного магматизма, а на отдельных территориях вулканизма и эндогенной минерализации (Боголепов, 1967; Щеглов, 1968; Башарина и др., 1970 и др.).

Тем не менее это вряд ли дает повод ожидать на данной территории, развивавшейся в мезозое в условиях сжатия земной коры и ее слабой проницаемости (Боголепов, Ермиков, 1973), высокотемпературных месторождений, связанных с плутонами кислого состава. Но есть достаточные основания предполагать концентрацию здесь низкотемпературных руд, формирующихся на путях отдаленной миграции растворов. Это подтверждается существованием выявленного В. А. Кузнецовым (1973) Центрально-Азиатского рудного пояса, протягивающегося из Монголии и Забайкалья в Алтае-Саянскую область и на юг Казахстана и представленного эпитермальным ртутным оруденением, а также сопутствующими ему мышьяковым, сурьмяным, свинцово-цинковым, кобальтовым, флюоритовым и др. В. А. Кузнецов связывает его формирование с мезозойской тектоно-магматической активизацией (дейтероорогенезом).

Эти данные свидетельствуют о необходимости обратить особое внимание на тщательное изучение металлогении мезозойских структур Цен-

трально-Азиатского пояса не только в восточной, но и в западной его половине, на опоискование возрожденных зон разломов и структур ограничений мезозойских межгорных впадин, на ревизию возраста рудных зон, ранее относившихся целиком к палеозою.

Литература

Алтухов Е. Н., Козлова Т. К., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д. Формы проявления тектонической активизации на эпикаледонском континенте Центральной Азии.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Башарина Н. П., Тюлькин В. Г., Широкушкин В. Д. Новые данные о мезозойском оруденении в Юго-Западной Туве.— Докл. АН СССР, 1970, **192**, № 4.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.: Проблемы общей региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса в масштабе 1 : 2 500 000 (принцицы составления и основные выводы).— Геол. и геофиз., 1973, № 1.

Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. «Мир», 1971.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. «Наука», 1968.

Коршунов С. И., Самбурова Г. Г. Как работать над терминологией. Основы и методы (пособие). «Наука», 1968.

Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, новая серия, 1940, **18**, № 3—4.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.

Нагибина М. С., Хаин В. Е. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Тектоника Евразии. «Наука», 1966.

Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1973.

Хренов П. М., Бухаров А. А., Гордиенко И. В. Металлогения вулкано-плутонических поясов внегеосинклинального типа.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. «Недра», 1965.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Яншин А. Л. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.— В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973.

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, А. И. Гинзбург

ТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Основы современных представлений о геологии областей тектоно-металлогенической активизации были заложены в работах В. А. Обручева, Г. Ф. Мирчинка и Е. В. Павловского и в дальнейшем развивались Чень-Го-да, А. Д. Щегловым, Е. Д. Карповой, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пушаровским, Ю. В. Комаровым, П. М. Хреновым и другими.

Проблеме металлогении областей активизации посвящены многочисленные исследования, среди которых следует упомянуть работы В. И. Казанского, Е. Д. Карповой, Е. А. Радкевич, В. И. Смирнова, Н. А. Фогельман, А. Д. Щеглова и др.

Области активизации, наряду с различными геосинклинальными системами, относятся к числу подвижных элементов земной коры. Активные тектонические движения в их пределах проявляются главным образом в виде разломов различного масштаба, а также очень пологих деформаций коры, дающих весьма крупные сводовые поднятия и прогибы, и более локальных складчатых структур, генетически связанных с разрывными дислокациями.

Для областей активизации характерно отсутствие формаций собственно геосинклинального этапа и голоморфной геосинклинальной складчатости. Однако многие из формаций областей активизации сходны с орогенными формациями геосинклинальных систем. Этим областям свойственны структуры грабенов и горстов, а также специфические синклинальные и антиклинальные складки (идиоморфный тип складчатости по В. В. Белоусову). В пределах крупных пространств породы залегают горизонтально или почти горизонтально.

Интрузивные формации в целом специфичны, они обладают повышенной щелочностью, однако многие интрузии гранитного состава весьма сходны с «посттектоническими» гранитоидными образованиями геосинклинальных систем, чем и обусловливаются сходные черты их металлогении (Горжевский, Козеренко, 1964; Щеглов, 1968).

Некоторое сходство геологических формаций областей активизации и структур орогенного этапа геосинклинальных систем позволило некоторым исследователям (Карпова, 1973) отнести последние структуры также к типу активизированных областей. Однако, по нашему мнению, орогенный этап является закономерной составной частью геосинклинального процесса и теснейшим образом связан с предшествующим геосинклинальным этапом. В орогенный этап при превращении геосинклинально-орогенных структур в платформенные постепенно уменьшается мощность сиалического слоя, в то время как при активизации, особенно в начальной стадии, процесс перестройки земной коры идет в обратном направлении, с увеличением мощности сиалического слоя.

В целом области активизации обладают определенными металлогеническими чертами. К областям активизации относятся многие крупные рудные провинции и районы мира (Юго-Восточный Китай, восточная часть Скалистых гор и плато Колорадо в США, многие районы Африки, активизированные срединные массивы герцинид Европы, Забайкалье, Центральный Казахстан, север Сибирской платформы и др.). Это делает особенно актуальной задачу всестороннего изучения областей активизации.

В связи с изложенным нельзя согласиться со стремлением ряда исследователей относить к областям активизации территории, где проявлены любые повторные тектонические движения, в частности формирование вторичных геосинклиналей при раздроблении срединных массивов, возникновение остаточных геосинклиналей и др. Такое расширительное понятие термина «тектоно-магматическая активизация» может привести только к потере конкретного его содержания в том виде, в котором он был предложен Г. Ф. Мирчинком, Е. В. Павловским, Чень-Года и др.

По своему общему значению зоны активизации должны быть отнесены наряду с платформами и геосинклинальными системами к числу главнейших структурных элементов земной коры. Движения, характерные для зон активизации, накладываются на участки, стабилизированные в результате предыдущих движений геосинклинального характера, на древние платформы и зоны завершенной складчатости. Процессы активизации в своем типичном выражении протекали от протерозоя до современной эпохи включительно. Таким образом, эти процессы в основном происходили параллельно развитию активных тектонических движений в геосинклинальных системах. Однако в длительной истории формирования земной коры можно выделить два специфических этапа (Козеренко, 1969, 1971). Один из них протерозойский — древний этап активизации, относящийся к периоду разрушения древних платформ и заложению новых геосинклинальных систем неогея. Для этого этапа «всеобщей активизации» древних платформ характерны особые участки более интенсивных глыбово-складчатых движений в их пределах с образованием очень крупных дифференцированных комплексов основных пород (Бушвельдский комплекс, лополит Содбери и др.), а также особых формаций типа золото-урановых конгломератов, древних медистых песчаников и др. Вторым специфическим этапом является этап неоген-антропогеновой активизации, определивший основные черты современного рельефа.

По общей геологической позиции по отношению к платформам и геосинклиналям среди активизированных областей должны быть выделены две основные группы (Козеренко, 1969, 1971; Щеглов, 1968).

1. Области, тесно связанные с геосинклинальными системами и расположенные по их периферии, которые следует называть *сопряженными* (или отраженными). Общая пространственная позиция подобных активизированных площадей в целом и характер присущей им внутренней зональности определяются положением по отношению к прилегающей геосинклинальной системе.

2. Активизированные области, пространственно не связанные с геосинклинальными системами. Они накладываются на различные структуры континентов, и поэтому их лучше всего именовать *наложенными* зонами активизации (автономными по А. Д. Щеглову).

Подобная классификация отражает лишь общую тенденцию; наиболее распространены переходные типы.

По морфологическим особенностям среди активизированных областей выделяются два основных типа (Козеренко, 1969, 1971): а) крупные области преобладающего, хотя и дифференцированного поднятия; б) крупные области дифференцированного прогибания.

В *пределах областей поднятий* депрессионные структуры — синклинальные прогибы, грабен-синклинали и грабены — обычно занимают небольшую часть площади, приподнятые участки охватывают обширные территории. Мощность отложений в пределах депрессионных структур обычно не превышает нескольких километров.

Взаимоотношения между депрессионными и приподнятыми участками, определившиеся в процессе накопления толщ, типичных для этапа активизации, подчеркиваются последующей глубокой эрозией, характерной для этих территорий. В связи с этим в областях активизации общего положительного знака движений часто наблюдаются интрузивные тела, особенно гранитоидного ряда, образующие интрузивы вне связи с полями развития вулканогенно-осадочных пород.

В пределах областей дифференцированных погружений, расположенных как на континентах, так и в прилегающих частях океанов, накапливались весьма мощные толщи осадочно-вулканогенных пород — до 15—20 *км*. Более полное изучение этих структурных элементов, часто именуемых платформенными впадинами, обычно весьма сложно построенных и осложненных многочисленными разрывами, возможно лишь разнообразными геофизическими методами и путем глубинного бурения. Изучены эти структуры еще слабо. Они часто являются местом сосредоточения месторождений нефти и газа и различных типов углей. В ряде случаев к ним приурочены также специфические рудные формации, для которых характерно переотложение накопившегося первоначально осадочным путем рудного вещества в результате последующих гидротермальных и инфильтрационных процессов. Эти группы месторождений, к которым относятся стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах, медистые песчаники, карнотитовые инфильтрационно-осадочные месторождения, чаще всего расположены в зонах сочленения областей активизации общего положительного и отрицательного знаков.

Для металлогенического анализа наиболее важны области дифференцированного поднятия; к ним приурочены разнообразные серии эндогенных месторождений. В развитии активизированных областей общего дифференцированного поднятия могут быть выделены два главных этапа (Козеренко, 1969; Щеглов, 1968). Однако это отражает лишь общую схему процесса; во многих областях полностью либо почти полностью выпадают те или иные этапы, и в разных районах они несколько меняют свой характер.

В первый этап происходили активные движения относительно крупных блоков с формированием сводовых поднятий и впадин, выполненных преимущественно вулканогенными образованиями базальт-андезит-липаритового состава либо терригенными, редко карбонатными толщами. Характерно также развитие надвиговых структур. Завершается этап внедрением сложных гранитоидных комплексов со специфическим оруденением. Внедрение интрузий может многократно повторяться. В ряде случаев к этому же этапу относится внедрение сложных комплексов основного — ультраосновного состава. К этому этапу должны быть отнесены, например, верхнемезозойские комплексы Юго-Восточного Китая, верхнепалеозойские — нижнемезозойские комплексы Селенгино-Витимской зоны Восточной Сибири, третичные комплексы пояса Боулдер — Сан-Хуан в Колорадо (США) и протяженная полоса развития «молодых» гранитов Восточно-Африканской области активизации. В последнем регионе гранитные интрузии не ассоциируют с близкими по возрасту вулканогенными комплексами, что, по-видимому, связано с их глубокой эрозией.

Второй этап характеризуется образованием рифтовых структур. В широко распространенных грабенах формируются вулканогенно-обломочные комплексы. В их бортовых частях и на пересечениях разрывов разного направления, имеющих преимущественно сбросовый и сдвиговый характер, возникают сложные щелочные — ультраосновные интру-

зивные комплексы. С этим этапом в Восточной Америке и Восточной Сибири связаны многочисленные широко известные месторождения карбонатитов, а в Забайкалье — низкотемпературные флюоритовые и золото-серебряные месторождения. В провинции Юго-Восточного Китая этот этап (третичный) уже практически безруден, так как сложные щелочные интрузивные комплексы здесь не развились, и вулканизм этого этапа имеет преимущественно трахибазальтовый характер. Вместе с тем для многих провинций характерно развитие лишь сложных щелочных — ультраосновных комплексов, которые определяют их металлогению (Меймеча-Котуйская, Восточно-Саянская и многие другие провинции).

В отдельных случаях удается установить и третий, практически безрудный этап, когда происходит образование плоских синклинальных прогибов и излияние лав преимущественно основного, иногда щелочного состава. К нему относятся, например, молодые извержения в пределах Восточной Африки, формирование третичной трахибазальтовой формации в пределах Селенгино-Витимской зоны и четвертичной в Юго-Восточном Китае.

Характерная черта областей активизации — блоковое строение. Отдельные блоки отличаются друг от друга специфическими металлогеническими особенностями. Они обрамляются разрывами разного характера, возраста, длительности развития, в разной степени приподняты и опущены, по-разному подвергались тектоническим деформациям и эрозии, сложены различными породами. Особо важное значение имеют зоны разломов, окаймляющие блоки; во многих случаях именно они являются главными вместилищами рудно-магматических комплексов. Часто весьма продуктивны территории, где пересекаются разломы разного направления и последние характеризуются длительностью развития.

Типы рудных формаций этих блоков зависят от истории развития конкретных активизированных структур, в частности от того, испытывают ли участки этих структур относительное воздымание или погружение, а также от состава пород, слагающих фундамент активизированных структур. Например, это можно наблюдать в сравнительно хорошо изученной области мезозойской активизации на севере Забайкалья (Горжевский и др., 1970).

Принципы типизации областей тектоно-магматической активизации. Важнейший вопрос, возникающий при анализе областей активизации, особенно в связи с приуроченностью к ним рудных месторождений, заключается в выделении различных их типов. Как известно, существуют несколько подходов к типизации областей активизации. Их можно разделять по характеру связи с геосинклинальными процессами, развивающимися в соседних областях («автономная» и «отраженная» или «резонансная» активизация А. Д. Щеглова и др., «сопряженная» и «наложенная» активизация В. Н. Козеренко и др.), по разрыву во времени между завершением орогенных процессов и началом активизации, по типу магматических и рудных формаций (Горжевский, Козеренко, 1965) и на основании ряда других признаков. Нам представляется, что в основу металлогенической типизации областей активизации наиболее рационально положить одновременно два принципа. Это прежде всего тип тектонических структур, в пределах которых развивается активизация. Эти структуры можно рассматривать как своего рода фундамент, на котором проявляются более поздние процессы активизации. Естественно, что характер магматизма и рудного процесса во многом определяется геологическим строением этого фундамента. С этих позиций следует выделять области активизации, которые закладываются на докембрийских платформах, срединных массивах и зонах завершенной складчатости.

Второй принцип, впервые выдвинутый В. И. Смирновым (1969), характеризует количественную сторону этих процессов, т. е. интенсивность процессов активизации, обусловленную, по-видимому, величиной теплового потока из недр Земли. С этих позиций целесообразно выделять слабо активизированные, активизированные и интенсивно активизированные структуры. При этом в зависимости от степени проявления активизации перечисленных выше тектонических структур находятся и возникающие в них рудные месторождения, что отражено в таблице. Интенсивность развития этих процессов сказывается на следующих особенностях областей тектоно-металлогенической активизации, расположенных в пределах докембрийских платформ.

1. Строение фундамента. Для слабо активизированных структур фундаментом являются жесткие щиты, практически лишенные платформенного чехла, в то время как для активизированных структур более характерны щиты и массивы, перекрытые широко распространенным, но сравнительно маломощным (до 1—2 *км*) платформенным чехлом. Что касается интенсивно активизированных структур, то здесь нередко встречаются области, где фундамент платформы перекрыт мощным (до 5—10 *км*) платформенным чехлом, на котором развиваются процессы активизации.

2. Мощность осадочно-вулканогенных отложений этапа активизации. В слабо активизированных участках платформ отложения этапа активизации, как правило, вообще отсутствуют; в активизированных структурах мощность отложений этапа активизации сравнительно незначительна (до 2—3 *км*); в интенсивно активизированных структурах мощность этих отложений весьма велика и иногда достигает 10—15 *км*.

3. Конфигурация прогибов в активизированных структурах. В слабо активизированных областях прогибы практически отсутствуют, и рудные месторождения непосредственно приурочены к зонам глубинных разломов, раскалывающих фундамент; часто они локализуются в участках сопряжения или пересечения нескольких тектонических зон или в разломах, оперяющих эти зоны. В активизированных структурах прогибы закладываются вдоль зон разломов, вследствие чего они приобретают форму сильно вытянутых депрессий, своего рода грабенов, при этом рудные месторождения чаще всего локализуются в тектонических зонах, проходящих по бортам этих депрессий. В интенсивно активизированных структурах возникают обширные впадины — депрессии, часто изометричной и неправильной формы.

4. Строение земной коры. Сравниваемые типы областей активизации резко различаются и по строению земной коры. Для слабо активизированных структур мощность надбазальтового слоя колеблется в пределах 12—18 *км* при большой мощности базальтового слоя. Отношение мощности базальтового слоя к надбазальтовому здесь составляет примерно 2,5 : 1. Для активизированных структур мощность надбазальтового слоя больше (20—25 км), а соотношение мощностей базальтового и надбазальтового слоя близко к единице (см. фигуру). В то же время для интенсивно активизированных структур эта величина скорее всего будет меньше единицы.

5. Характер магматизма. Он зависит в значительной степени от строения земной коры. Чем больше мощность надбазальтового слоя, тем при прочих равных условиях большую роль играет гранитный магматизм. В связи с этим, например, ультраосновные — щелочные комплексы появляются во всех типах областей активизации докембрийских платформ, в то время как щелочноземельные и щелочные породы

Геолого-металлогенические особенности различных типов областей тектоно-магматической активизации (областей сводовых поднятий)

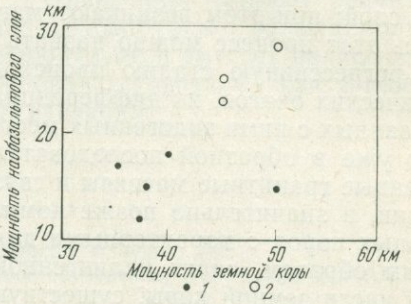
Тип областей активизации	Докембрийские платформы			Срединные массивы			Области завершенной складчатости	
	слабо активизированные	активизированные	интенсивно активизированные	слабо активизированные	активизированные	интенсивно активизированные	слабо активизированные	активизированные
Характер и строение фундамента области активизации	Жесткие щиты, практически лишенные платформенного чехла	Щиты и массивы с маломощным (до 1—2 *км*) платформенным чехлом	Области, местами закрытые мощным (до 5—10 *км*) платформенным чехлом	Практически лишены платформенного чехла	Перекрыты относительно маломощным (до 1—2 *км*) платформенным чехлом	?	Комплекс геосинклинальных отложений различной мощности	
Мощность вулканогенно-осадочных отложений этапа активизации	Отложения, как правило, отсутствуют	Сравнительно незначительные (до 2—3 *км*)	Большие, иногда достигающие 10—15 *км*	Обычно отсутствуют	Значительные (до нескольких километров)		Сравнительно незначительные (до 2—3 *км*)	Значительные (до 5—9 *км*)
Форма прогибов и впадин активизированных структур	—	Межгорные прогибы и грабен-синклинали, вытянутые вдоль разломов	Обширные впадины, иногда изометричные и «лапчатые»	—	Впадины, вытянутые вдоль системы разломов		Грабен-синклинали и вытянутые впадины	
Мощность надбазальтового слоя, *км*	12—18	20—25	?	?	20—25	?	20—25	25—30
Соотношение мощностей базальтового и надбазальтового слоев	2,5—1	1	?	?	1	?	1,5—1	1
Главнейшие типы интрузивных пород	Ультраосновные — щелочные комплексы: Кимберлиты	Щелочноземельные и щелочные породы умереннокислого состава (гранодиориты, плагиограниты, граниты)	Аляскитовые субщелочные и щелочные граниты	Габброидно-щелочные комплексы; субщелочные и щелочные граниты	Щелочноземельные и щелочные породы умереннокислого состава	Субщелочные граниты	Интрузивные породы не установлены	Субщелочные и щелочные граниты
Важнейшие рудные формации	Флогопитовые, апатит-магнетитовые и гатчетолит-пирохлоровые карбонатиты: Алмазоносные кимберлиты, апатит-нефелиновая, лопаритовая, редкометальные щелочные метасоматиты	Золото-сульфидно-кварцевая, молибденит-кварцевая, флюорит-кварцевая	Алмазоносные кимберлиты; вольфрамит-касситерит-кварцевая, редкометальных гранитов, альбититы, сурьмяно-ртутная, флюорит-кварцевая, галенит-сфалеритовая	Колумбитоносные граниты	Молибденит-кварцевая, свинцово-цинковая, медно-порфировая, золото-серебряная, ферберит-кварцевая, флюорит-кварцевая	Вольфрамит-касситерит-кварцевая, галенит-сфалеритовая, пятиэлементная, антимонит-кварцевая, флюорит-кварцевая	Галенит-сфалерит-флюорит-баритовая	Молибденит-вольфрамит-кварцевая, флюорит-фенакит-бертрандитовая, кварцевая, редкоземельные метасоматиты, флюорит-кварцевая

Окончание

Тип областей активизации	Докембрийские платформы			Срединные массивы			Области завершенной складчатости	
	слабо активизированные	активизированные	интенсивно активизированные	слабо активизированные	активизированные	интенсивно активизированные	слабо активизированные	активизированные
Основные этапы формирования областей активизации								
Ранний	Отсутствует или слабо выражен	Формирование вулканогенно-осадочных прогибов, молибденовых и золоторудных формаций	Формирование крупных вулканогенно-терригенных прогибов и габбро-гранитных интрузивов, тантало-ниобатовых пегматитов: касситерит-вольфрамит-кварцевой и золото-кварцевой формации	Отсутствует	Формирование вулканогенно-осадочных прогибов и свинцово-цинковых и молибденовых формаций	Формирование вулканогенно-осадочных прогибов и олово-вольфрамовых формаций	Отсутствует	Формирование вулканогенно-осадочных прогибов и молибденвольфрамовых, берилліевых и редкоземельных формаций
Поздний	Формирование наложенных рифтовых структур и всех рудных формаций	Формирование угленосно-терригенных впадин и флюоритовых месторождений	Формирование вулканогенно-осадочных линейных впадин, ультраосновных—щелочных комплексов с карбонатитами	?	Формирование угленосно-терригенных впадин и золото-серебряных, вольфрамовых, сурьмяных и флюоритовых формаций	Формирование угленосно-терригенных впадин и свинцово-цинковых, пятиэлементных, сурьмяных и флюоритовых месторождений	Формирование угленосно-терригенных впадин и галенит-сфалерит-флюорит-баритовой формации	Формирование угленосно-терригенных впадин и флюоритовых формаций
Примеры областей активизации	Байкальское обрамление Сибирской платформы; Балтийский щит, Украинский щит, Анабарский массив	Алданский щит, Становой хребет, Северо-Восточное Забайкалье	Африканская платформа, Южно-Китайская платформа, Китайско-Корейская платформа	Сангиленский массив	Колорадский массив, Родопский массив	Чешский массив, Центрально-Французский, Иберийский массивы	Рейнская зона	Северо-Западное Забайкалье

умереннокислого состава (гранодиориты, плагиограниты и граниты) — только в активизированных и интенсивно активизированных областях, а аляскитовые субщелочные и щелочные граниты — в интенсивно активизированных структурах.

6. Образование различных рудных месторождений. В зависимости от характера магматизма находится и появление различных месторождений полезных ископаемых. Для всех типов областей активизации в пределах докембрийских платформ характерны флогопитовые, апатит-магнетитовые и гатчеттолит-пирохлоровые карбонатиты и алмазоносные кимберлиты. В областях активизации и интенсивной



Взаимоотношения мощности земной коры и надбазальтового слоя для активизированных платформенных структур

1 — неактивизированные и слабо активизированные платформенные структуры;

2 — активизированные платформенные структуры

активизации распространены месторождения золото-сульфидно-кварцевой, молибденит-кварцевой и флюорит-кварцевой формаций. Только в структурах интенсивной активизации встречаются такие рудные формации, как вольфрамит-касситерит-кварцевая, редкометальных гранитов и альбититов. Некоторые отличия можно подметить и в истории формирования охарактеризованных выше типов активизированных структур. Так, в слабо активизированных платформенных структурах не устанавливаются определенные этапы формирования магматических комплексов и эндогенных месторождений, в то время как для активизированных и интенсивно активизированных структур весьма характерна многоэтапность формирования не только магматических пород и месторождений, но и вулканогенно-осадочных формаций. Отличительные черты слабо активизированных, активизированных и интенсивно активизированных структур можно проследить также и в пределах срединных массивов и областей завершенной складчатости.

Наряду с особенностями, обусловленными интенсивностью процессов активизации, важное металлогеническое значение имеет и тип структур фундамента, на которых развиваются эти процессы. Особенно отчетливо проявляется различие в металлогенических особенностях древних платформ и областей завершенной складчатости. Для первых весьма характерно, кроме гранитоидных и основных пород, распространение ультраосновных — щелочных пород, с которыми ассоциируют месторождения алмазов в кимберлитах, флогопитоносных, редкометальных и редкоземельных карбонатитов, нефелин-апатитовых руд и др. В областях завершенной складчатости ультраосновные — щелочные породы вообще отсутствуют, щелочные представлены, преимущественно габброидно-щелочными породами, монцонитами, сиенитами и щелочными гранитами.

Основную роль в зонах активизации, сформированных в областях завершенной складчатости, играют магматические породы кислого и основного состава, а эндогенные месторождения представлены молибденовыми, вольфрамовыми, оловорудными, свинцово-цинковыми, флюоритовыми, меднопорфировыми, золото-серебряными, тантало-ниобиевыми и другими месторождениями.

ВЫВОДЫ

Если попытаться представить причины процессов активизации, то, вероятно, здесь можно использовать недавно введенные в советскую литературу В. В. Белоусовым (1966), Ю. М. Шейнманном (1968), Г. Н. Щербой с соавторами (Геотектоногены Казахстана..., 1972—1973) представления. Мощный поток тепловой и механической энергии приводит первоначально к плавлению верхней мантии и образованию магматических очагов ультраосновной — щелочной и основной магмы; в более поздний период этот поток захватывает и земную кору, в том числе гранитный слой; при этом возникают магматические очаги гранитной магмы. Весь этот процесс можно назвать прогрессивной стадией активизации. В регрессивную стадию происходит образование дополнительных магматических очагов, их дифференциация, консолидация и формирование связанных с ними эндогенных месторождений. Все эти процессы происходят уже в обратной последовательности, т. е. сначала возникают палингенные гранитные массивы и связанные с ними эндогенные рудные формации, а значительно позже комплекс ультраосновных — щелочных и основных пород с характерными для них типами месторождений.

Таким образом, очаги палингенной гранитной магмы, возникшие в верхней части земной коры, существуют в течение сравнительно короткого периода, в то время как глубинные очаги ультраосновной — щелочной магмы, сформировавшиеся в верхней мантии, возникли раньше, а закончили свое существование позже очагов гранитной магмы.

Другой вывод, который следует из рассмотрения всего материала, заключается в установлении зависимости степени и интенсивности процессов активизации от жесткости структур фундамента. Действительно, чем меньше мощность платформенных или геосинклинальных отложений, перекрывающих жесткие структуры фундамента платформ или геосинклинальных систем, тем менее интенсивность развития процессов активизации, и наоборот.

Наблюдается также связь интенсивности процессов активизации со строением земной коры. Так, данные по строению земной коры в зонах активизации Алданского, Балтийского и Анабарского массивов, Восточного и Западного Саяна, западных отрогов Станового и Яблонового хребтов свидетельствуют о том, что в слабо активизированных структурах мощность надбазальтового слоя сравнительно невелика, а в активизированных структурах она значительно больше. Это увеличение мощности надбазальтового слоя приводит к уменьшению соотношения мощностей базальтового и надбазальтового слоев; в активизированных структурах это отношение близко к единице или меньше единицы. Таким образом, можно предполагать, что в процессе активизации происходит перестройка земной коры древних структур, приводящая к увеличению мощности и значения гранитного слоя. Следует полагать, что очаги палингенной магмы в гранитном слое могут возникать лишь в том случае, когда этот слой достигает определенной мощности. Такое направление перестройки земной коры, вероятно, характерно для зон активизации и принципиально отличает эти зоны от структур орогенного этапа геосинклинальных систем. В последних перестройка земной коры при переходе орогенных структур в платформенные происходит в обратном направлении, т. е. с уменьшением мощности гранитного слоя.

Естественно, что с увеличением мощности гранитного слоя и интенсивности проявления в ней процессов палингенеза и формирования очагов гранитной магмы все большее количество элементов извлекается

из гранитного слоя и тем большую роль месторождения этих элементов (Sn, W, Mo и др.) играют в металлогенической специализации данной зоны активизации.

Рассматривая рудные формации областей тектоно-магматической активизации, следует отметить, что целый ряд их практически не встречается в других типах тектонических структур. Сюда относятся формации карбонатитов, алмазоносных кимберлитов, агпаитовых нефелиновых сиенитов, бертрандитовых, фенакит-бертрандитовых, редкоземельных гидротермальных метасоматитов и др. В то же время такие рудные формации, как медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, хромитоносные гипербазиты, частично редкометальные пегматиты и др., практически не встречаются в зонах активизации. Однако значительная часть эндогенных рудных формаций (оловорудные, вольфрамовые, молибденовые, ртутно-сурьмяные, флюоритовые и другие) являются сквозными, промышленные их месторождения встречаются как в геосинклинальных системах, так и в зонах активизации.

Литература

Белоусов В. В. Земная кора и мантия материков. «Наука», 1966.

Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 1—2. «Наука» АН КазССР, 1972—1973.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Главнейшие формации рудоносных интрузий глыбовых зон.— В кн.: Магматические формации. «Наука», 1964.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры.— Изв. ВУЗ'ов, серия геол. и разведка, 1965, № 1.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А. О золото-молибденовом поясе Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1968, **178**, № 3.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. «Недра», 1970.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— Труды ВСЕГЕИ, 1973, вып. 191.

Козеренко В. Н. Главнейшие черты геологического строения и особенности эндогенной металлогении активизированных отложений земной коры. Статья первая.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1969, № 11.

Козеренко В. Н. Главнейшие черты геологического строения и особенности эндогенной металлогении активизированных областей земной коры. Статья вторая.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1971, № 13.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1969.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Н. А. Фогельман

РАЗВИТИЕ СВОДОВО-ГЛЫБОВЫХ СТРУКТУР И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зоны тектонической активизации по общности геологических формаций, структурных форм и металлогенических особенностей заслуживают объединения с зонами эпигеосинклинального орогенеза в единый тип развития, характеризующийся орогенным режимом. Для него характерно формирование региональных и трансрегиональных сводовых поднятий на консолидированной коре континентального типа. Эти структуры осложнены дифференциальными глыбовыми дислокациями, наложенными прогибами и впадинами с набором типоморфных орогенных формаций. В связи с этим Н. П. Херасковым (1963) было предложено объединение подобных областей, независимо от предыстории их развития, под названием орогенных систем. Следует, однако, признать, что указанный термин не получил общего признания в этом новом смысле, который по отношению к коберовскому поднятию орогенеза является более широким, обозначая не только завершающие стадии развития геосинклиналей, но и процессы активизации платформ и областей завершенной складчатости.

Из металлогенистов наиболее последовательно в пользу объединения областей активизации с орогенными системами геосинклиналей в единый тип развития высказывается Е. Д. Карпова (1968, 1970). Она относит указанные тектонические провинции к категории сводово-глыбовых областей, в пределах которых ею выделяются отрицательные—седиментогенные и положительные — магматогенные структуры. Кажется уместным напомнить о введенном Е. В. Павловским (1948) термине «аркогенез», который был предложен для обозначения процесса развития континентальных сводовых поднятий. Детали развития этих структур в дальнейшем были разработаны В. Н. Даниловичем (1963) в его концепции об аркогенных надвигах. Кажется вероятным, что именно терминам «аркогенез», «аркогенный» в будущем будет отдано предпочтение, когда получит полное обоснование концепция о сводовых поднятиях как главных структурах любых областей с орогенным режимом.

Центральной проблемой в изучении металлогении этих областей является разработка принципов их тектонического и структурно-металлогенического районирования. Попытки этого районирования на основе структур геосинклинально-складчатого этапа правомочны (поскольку эти структуры определяют состав и строение доорогенного субстрата), но недостаточны. Для изучения закономерностей размещения месторождений необходима также реставрация тех «живых» структур сводово-глыбового (аркогенного) типа, которые активно развивались в период рудообразования, определяя локализацию продуктивных магматических формаций и оруденения. В свою очередь, при выделении этих наложенных тектонических элементов некоторые исследователи ограничиваются только «седиментогенными» структурами отрицательного знака, в то время как преобладающее большинство эндогенных месторождений, формирующихся в условиях орогенного режима, приурочено к положительным «магматогенным» структурам. Здесь следует подчеркнуть, что в условиях орогенного режима поднятия вообще отражают ведущую тенденцию тектонического развития, будучи в большинстве связаны с эндо-

генными энергетическими источниками. Что же касается наложенных структур отрицательного знака — компенсационных прогибов, межгорных впадин, рифтовых систем, то они по отношению к более обширным поднятиям являются лишь пассивными производными.

К сожалению, развернутое обоснование указанной концепции в рамках данной статьи дать невозможно. Здесь мы попытаемся показать лишь некоторые общие особенности развития сводово-глыбовых структур и закономерные изменения комплекса рудоконтролирующих факторов в ходе этого развития. При этом мы воспользовались еще сравнительно немногочисленными примерами реставрации региональных сводовых поднятий: палеозойского Сарысу-Кокчетавского, развивающегося, по М. А. Абдулкабировой (1966, 1969), на каледонидах северо-западной части Центрального Казахстана; мезозойского Мало-Анюйского мегасвода, выделенного А. И. Садовским на западной Чукотке; раннемезозойских Байкальского и Даурского и позднемезозойского Восточно-Забайкальского сводов Забайкалья, изученных Е. В. Павловским, Н. А. Флоренсовым и И. Н. Томсоном. В пределах указанных регионов (кроме Чукотки) автором проводились личные исследования, позволившие установить много общих черт в их тектоническом развитии и металлогенических особенностях.

Начальная стадия континентального тектогенеза (или аркогенеза) характеризуется формированием обширных воздыманий большого радиуса кривизны, еще не приводящих к формированию горного рельефа. В эпигеосинклинальных орогенах этой «раннеорогенной» стадии отвечает установление континентального режима и замыкание послеинверсионных остаточных прогибов, выполненных морской сероцветной моласcой. В связи с воздыманием на обширных территориях устанавливается преобладание условий растяжения, что доказывается одновременным подновлением разнонаправленных глубоких расколов земной коры. «Оживают» элементы планетарной (ортогональной) регматической системы, а также глубинные структурные швы геосинклинального этапа. В узлах пересечения разломов внедряются мелкие штоки, дайкообразные и трубообразные тела габбро, диоритов или гранитоидов повышенной основности. С этими интрузиями ассоциируют месторождения золота, вольфрама (шеелит), иногда молибдена.

Структуры рассматриваемой стадии еще весьма слабо изучены, однако набор рудоконтролирующих факторов в этот период весьма разнообразен. При преобладании дизъюнктивного контроля, определяющего положение рудных узлов, весьма существенно влияние вмещающей среды. Приуроченность оруденения к литологически благоприятным горизонтам или определенным структурным комплексам (ярусам) геосинклинально-складчатого субстрата проявляется настолько четко, что этот фактор иногда может быть положен в основу выделения металлогенических зон, насыщенных месторождениями определенных рудных формаций.

Ярким примером рудных провинций и структур, связанных с рассматриваемой стадией развития, является золотоносная провинция Северного Казахстана. Она сформировалась в северо-восточной части Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия в начальную стадию его развития (в силуре), непосредственно после замыкания каледонской геосинклинали. В это время здесь образовались жильные и штокверковые месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, ассоциирующие с мелкими штоко- и трубообразными габбро-диоритовыми интрузиями степнякского комплекса. Эти интрузии, впервые выделенные в качестве золотоносного комплекса Ю. А. Билибиным, размещаются, как и связанные

с ними месторождения степнякской группы, в узлах пересечения региональных разломов. Разрывные нарушения определяют также и особенности структуры рудных полей. Однако наряду с этим размещение золотоносных интрузий и оруденения строго подчинено площадям развития вулканогенно-терригенных толщ нижнепалеозойской геосинклинали. Соответственно месторождения «степнякского» типа развиты только в пределах Селеты-Степнякской зоны, отвечающей собственно каледонидам Северного Казахстана. Они не распространяются на территорию докембрийского Кокчетавского массива, несмотря на то, что этот массив участвует в строении северного крыла Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия. Лишь на более поздней стадии здесь формируются связанные с активизацией золоторудные месторождения других типов.

В Забайкалье в раннюю стадию развития мезозойских сводовых поднятий, до массового развития в них орогенных гранитоидных формаций, также происходило внедрение малых тел габброидов и диоритов, с которыми в некоторых районах (Балейском, Пешковском, Шахтаминском) ассоциируют проявления золоторудной, золото-шеелитовой и молибденовой минерализации. Рудоконтролирующие структуры для данной стадии здесь еще не изучены, и сама стадия выделяется в данном регионе с известной долей условности, в порядке постановки вопроса.

Средняя стадия развития сводовых поднятий характеризуется их четким структурным и орографическим оформлением и значительным тектоническим расчленением. Этой зрелой стадии соответствует наибольшее развитие интрузивных формаций гранитоидного и щелочно-гранитоидного ряда, которое происходит с участием метасоматоза, гранитизации и магматической регенерации более ранних (позднегеосинклинальных) гранитоидных батолитов. Широко распространены также наземные вулканические формации андезит-дацит-липаритового ряда, слагающие вулканогенные впадины и региональные вулканические пояса. Отмечается тесное сближение во времени проявлений интрузивного и эффузивного магматизма с развитием характерных вулкано-плутонических ассоциаций.

В рассматриваемую стадию крупные сводовые поднятия расчленяются подчиненными их конфигурации системами концентрических и радиальных разломов на секториальные и сегментарные блоки. Кроме того, весьма активно подновляются сквозные поперечные и диагональные разломы фундамента, примером чего являются широтные, меридиональные и северо-западные разломы Даурского свода в Забайкалье (Фогельман, 1968). Возникают межгорные молассовые впадины, обособляются локальные дочерние своды. Общий план структур характеризуется мозаичностью и глубокой перестройкой доорогенного структурного плана.

Иногда, что очень важно, в зрелую стадию сводового развития обособляется подстадия своеобразной «инверсии», выраженная гравитационным проседанием ядерных частей сводов. В результате на месте первоначально наиболее приподнятых зон и блоков после завершения активного наземного вулканизма образуются обширные, относительно стабилизированные депрессионные структуры. Иногда именно таким образом формируются наложенные квазиплатформенные впадины, вулканические плато, а возможно, и некоторые вулканические пояса. К этому типу структур в рассматриваемых регионах относятся Селенгино-Витимская депрессионная зона, соответствующая бывшему ядру мезозойского Байкальского свода, и Тенгизская впадина, сформировавшаяся в конце девона в центре Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия. Подобный механизм заложения можно предполагать как для других крупных молассовых впадин, например Минусинской, Джезказганской и др., так

и для позднепалеозойского вулканического пояса Северного Прибалхашья. Однако реставрация палеозойских сводовых поднятий, осложненных перечисленными структурами отрицательного знака, является еще задачей будущих исследований.

Весьма характерная особенность развития сводовых поднятий — постепенное волнообразное расширение в плане с усиливающимся после проседания ядерной части свода воздыманием его крыльев. В результате на месте этих крыльев формируются самостоятельные дочерние своды второго порядка: Северо-Даурский свод на месте южного крыла Байкальского, Северо-Казахстанский свод — северного крыла Сарысу-Кокчетавского поднятия. Энергичное воздымание этих дочерних сводов, в свою очередь, может завершиться проседанием их ядерных частей, что произошло, в частности, с Северо-Даурским сводом, в ядре которого в конце юры обособилась относительно опущенная Нерчуганская зона, обрамленная с юго-востока Дарасуно-Могочинской зоной устойчивого воздымания (Горжевский и др., 1968).

Для рассматриваемой зрелой стадии развития сводовых поднятий характерен наиболее богатый спектр эндогенных месторождений. С гранитоидными и щелочно-гранитоидными формациями связаны плутоногенные высоко- и среднетемпературные месторождения молибдена, вольфрама, олова, тантало-ниобатов и многих других металлов и редких элементов. Цепочки гранитоидных массивов, несущих это оруденение, обычно тяготеют к осевым частям протяженных дочерних сводов II порядка. В экзоконтактах массивов формируются скарновые месторождения железа, меди, вольфрама, иногда сопровождаемые золоторудной и кобальтовой минерализацией. Большим разнообразием отличаются золоторудные формации рассматриваемой стадии, представленные как плутоногенными, так и вулканогенными месторождениями. В период затухания орогенного гранитоидного магматизма в областях устойчивого воздымания и максимального растяжения широко проявляется формация гипабиссальных малых интрузий. С этими интрузиями, а также с вулканогенными формациями часто ассоциируют золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные месторождения гипабиссального и субвулканического уровня формирования. Примерами являются месторождения дарасунского типа в Даурском своде Забайкалья и позднеорогенные (девонские) месторождения Северо-Казахстанского свода. Последние формируются как в Селеты-Степнякской зоне, иногда накладываясь на рудные поля с более ранними месторождениями степнякского типа, так и в пределах Кокчетавского массива и в его обрамлении (Акбеит).

Золотому оруденению рассматриваемой стадии предшествует обычно внедрение субвулканических тел автомагматических брекчий, серий даек контрастного, иногда субщелочного состава, трубки взрыва, а также процессы калиевого метасоматоза, турмалинизации, пропилитизации, окварцевания и др.

В зрелую стадию развития сводовые поднятия расчленяются глубинными разломами на зоны относительного проседания и устойчивого воздымания, контуры которых обычно определяют границы новообразованных металлогенических зон глыбового типа. Примерами являются упоминавшиеся выше Дарасуно-Могочинская и Нерчуганская зоны Северо-Даурского свода в Забайкалье, Аттыквеемский дочерний свод и другие внутренние структуры Мало-Анюйского мегасвода, выделенные А. И. Садовским, Кокчетав-Ишкеольмесская, Коксенгирсорская и другие глыбовые зоны Северо-Казахстанского свода. Отдельные, наиболее тектонически подготовленные блоки в этих зонах обычно соответствуют рудным районам. Рудные узлы и рудные поля, как правило, тяготеют к

узлам пересечения региональных и глубинных разломов, среди которых, кроме подновленных ортогональных и диагональных разломов фундамента, большую роль иногда начинают играть разломы «черепаховой» концентрически-радиальной системы, подчеркивающей внутреннее строение сводовых поднятий. На этом фоне локальными рудоконтролирующими структурами часто являются дайковые поля, а также кольцевые вулкано-купольные структуры, в большей или меньшей степени осложненные кальдерными обрушениями. Иногда особо важную роль в размещении наиболее крупных эндогенных месторождений различных полезных ископаемых играют цепочки относительно приподнятых блоков и зоны повышенной трещиноватости, сопряженные в своем развитии с региональными и трансрегиональными сквозными разломами фундамента. И. Н. Томсон и М. А. Фаворская удачно назвали подобные структуры «рудоконцентрирующими». Нами они выделялись в Забайкалье как «структурно-рудные зоны» (Балейско-Дарасунская и др.). Поперечные или диагональные направления этих своеобразных рудных поясов II порядка по отношению к господствующему простиранию складчатости приводят к тому, что они нередко остаются незамеченными и выделяются лишь в наиболее хорошо изученных рудных районах, для которых выявление подобных структур открывает новые перспективы.

Поздняя стадия развития сводовых поднятий соответствует их распаду с образованием на их поверхности грабенов-рифтов, сопровождающимся завершением континентального вулканизма. Вулканизм этой стадии представлен контрастными базальт-липаритовой или субщелочной трахибазальт-трахилипаритовой формациями, проявляющимися в ограниченных масштабах, но имеющими весьма важное металлогеническое значение. С локальными субвулканами, эксплозивными трубками и автомагматическими брекчиями, принадлежащими этим формациям, а также с комагматичными им гипабиссальными и субвулканическими интрузиями парагенетически связаны золоторудные и золото-серебряные месторождения близповерхностного типа. Самые крупные из них (Балей и Забайкалье и Криппл-Крик в США), по-видимому, не случайно приурочены к локальным позднеорогенным грабенам, «расклинивающим» приподнятые блоки. В ограничивающих и осложняющих эти грабены глубоких расколах земной коры возникают благоприятные условия для подтока ювенильных рудных растворов, а заполняющие их континентальные отложения с примесью вулканогенного материала оказывают экранирующее влияние. Поэтому позднеорогенные впадины являются благоприятными «ловушками» для оруденения, почти синхронного их формированию. Важную роль в его локализации играют и региональные сквозные разломы фундамента. Примером подобного структурного контроля является нижнемеловой Балейский грабен Восточного Забайкалья, к которому приурочено одноименное рудное поле с золоторудными месторождениями близповерхностного типа.

С рассматриваемым заключительным этапом развития орогенных систем и областей активизации связаны также эпитермальные месторождения флюорита, сурьмы и ртути, формирующиеся в депрессионных структурах, а также в зонах устойчивого воздымания, но вблизи осложняющих их локальных депрессий. Для этих месторождений главными рудоконтролирующими структурами являются региональные разломы. Наконец, в крупных позднеорогенных впадинах компенсационного типа, выполненных уже субплатформенными формациями, образуются стратиформные месторождения меди (медистые песчаники) и полиметаллов. Вопросы генезиса последних на примере месторождений атасуйского типа в Центральном Казахстане разработаны Г. Н. Щербой (1967), ко-

торый показал их связь с очагами затухающего орогенного (девонского) вулканизма. В самом общем плане намечается и пространственное тяготение «продуктивных» впадин к девонскому вулканическому поясу. Мы считаем, что в тех же впадинах можно ожидать открытия золоторудных и золото-серебряных месторождений близповерхностного типа.

Структурный контроль оруденения в этих седиментогенных структурах проявляется специфично. Оруденение носит существенно метасоматический характер; роль разрывных структур хотя и намечается, но в значительной степени завуалирована стратиграфо-литологическим контролем и элементами постумной складчатости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы попытались показать закономерные изменения характера структурного контроля оруденения в зависимости от стадии развития наложенных структур сводово-глыбового типа. Наряду с этим приведенные примеры показывают, что морфология структур и история их формирования не зависят от продолжительности перерыва между завершением геосинклинального этапа и установлением орогенного режима. Так, зрелая стадия развития мезозойского Северо-Даурского свода отделена от этапа становления байкальско-каледонского субстрата, на котором он развивался, периодом в 250—300 млн. лет, в то время как «эпикаледонский» Северо-Казахстанский свод полностью оформился уже через 50 млн. лет после замыкания остаточных прогибов каледонской геосинклинали. Черты сходства в строении, истории развития и металлогении этих структур были показаны выше.

В целом проведенный нами сравнительный структурный анализ подтверждает мнение Е. Д. Карповой об отсутствии критериев для отличия областей активизации от так называемой заключительной, или орогенной, стадии развития геосинклинально-складчатых систем. Это, в свою очередь, дает основание усомниться в закономерной причинной связи любых проявлений орогенного режима с предшествующими или с соседними геосинклиналями.

Для решения вопроса о генетических взаимоотношениях этих двух типов тектонического развития необходимо накопление конкретных данных о структурных формах орогенных систем и областей активизации и об их взаимодействии с геосинклинальными структурами, уровень изученности которых в настоящее время несоизмеримо более высок. Однако уже на данной, весьма предварительной стадии изучения орогенных структур с достаточной определенностью выявляется глубокая перестройка структурного плана, сопровождающая их развитие.

Высокая продуктивность рассматриваемых структур в отношении контролируемых ими эндогенных месторождений создает необходимость разработки особых методов реставрации палеоструктур положительного знака, лишенных синхронного их формированию осадочного покрова. Для этого следует внимательно анализировать данные региональных геофизических исследований, помогающих в расшифровке глубинного строения земной коры. Важное значение приобретает дробное фациальное расчленение и картирование магматических формаций на поднятиях, а также выявление областей сноса для молассоидных формаций наложенных впадин. Кроме того, весьма полезным вспомогательным приемом является морфоструктурный анализ современного рельефа, поскольку рельефообразующие неотектонические движения в значительной мере наследуют структурный план сводово-глыбовых структур. Это установлено на примере мезозойской области активизации Забайкалья (Зорина,

1973), а также для позднепалеозойской орогенной системы Северного Прибалхашья (Алекторова, Зорина, 1973).

Перечисленные приемы тектонических реконструкций, проводимых в сочетании с металлогеническим анализом, позволяют выделять в областях с орогенным типом развития структурно-формационные зоны, характеризующиеся развитием определенных рудных формаций. Подобно структурно-формационно-металлогеническим зонам геосинклинально-складчатых систем, такие наложенные зоны, подзоны, а также отдельные тектонически подготовленные блоки, отвечающие рудным районам, послужат главнейшими элементами структурно-металлогенического районирования орогенных систем и областей активизации.

Литература

Абдулкабирова М. А. Некоторые особенности тектоники Северного Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 2.

Абдулкабирова М. А. Значение орогенного этапа развития в размещении эндогенного оруденения Северного Казахстана.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1969.

Алекторова Е. А., Зорина В. С. Вулкано-тектоническая Катанэмельская структура и связь с ней золотого оруденения.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А. О золото-молибденовом поясе Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 3.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. «Недра», 1970.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.— Геол. и геофиз., 1963, № 2.

Зорина В. С. Морфоструктурный анализ при металлогеническом районировании в области мезо-кайнозойской активизации.— В кн.: Поисковая геоморфология. «Мысль», 1973.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., «Недра», 1968.

Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. «Наука», 1970.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великие рифты Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.

А. А. Ковалев

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Металлогеническая концепция о закономерной приуроченности эндогенных месторождений к определенным стадиям развития геосинклиналей (Билибин, 1955) подвергается заметным коррективам. Учение об отраженной и автономной тектонической активизации позволило повысить уровень металлогенического анализа (Щеглов, 1968, 1971). Однако гео-

синклинальная металлогеническая концепция и учение о тектонической активизации до сих пор развивались лишь с позиций фиксистской геотектоники, признающей ведущую роль вертикальных движений земной коры.

В последние годы интенсивно развиваются мобилистские геотектонические концепции тектоники плит, новой глобальной тектоники, основой которых является представление о преобладающем значении тангенциальных (горизонтальных) движений литосферных плит в эволюции верхней оболочки Земли (Кропоткин, 1964, 1972; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пейве, 1969; Пейве, Штрейс и др., 1971; Пейве и др., 1972; Хаин, 1970, 1972; Зоненшайн, 1971, 1972; Зоненшайн и др., 1973; Шульц С. С. (мл.), 1972; Кулон, 1973; Мусатов, Сидорас, 1973; Wilson, 1965; Dewey, 1969; Mitchell, Reading, 1969, 1971; Dewey, Bird, $1970_{1,2}$, 1971; Dietz, Holden, 1970; Hamilton, 1970; Dickinson, 1972; Churkin, 1972). Заметим, что мобилизм не исключает, а включает многие достижения разработки фиксистских тектонических гипотез, так как мобилистские концепции не отвергают, а принимают и учитывают все установленные объективные закономерности формирования и размещения геологических формаций, связанных с вертикальными движениями земной коры.

Таким образом, мобилистское направление по существу является новым этапом развития геотектоники, когда от признания только одного вида тектонических движений — горизонтальных или вертикальных — исследователи перешли к созданию новых теоретических концепций, учитывающих разнообразные движения и их комбинации. Это позволяет создавать новые, значительно более сложные, чем существовавшие до сих пор, глобальные и разнотипные региональные модели развития верхней оболочки Земли — земной коры и отдельных ее сегментов.

В. В. Белоусов (1962) указывал, что «основное практическое назначение геотектоники состоит в том, чтобы объяснять и предсказывать закономерности расположения в земной коре горных пород и образуемых ими структурных форм, что необходимо для составления геологических карт и разрезов и для правильного ведения поисков и разведки месторождений полезных ископаемых... Геотектоника... дает возможность предвидеть расположение горных пород в той или иной глубине под поверхностью Земли, что имеет крайне важное значение для целей прогноза распределения полезных ископаемых» (стр. 12—13).

Поэтому естественно, что сразу после создания новых мобилистских геотектонических концепций началось их применение для металлогенического анализа, попытки выяснения условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых (Барсуков, Дмитриев, 1972; Ковалев, 1972, $1973_{1,2}$; Деменицкая и др., 1972; Зоненшайн и др., 1973; Мусатов, Мальцев, 1973; Guild, 1971, 1972, 1973; McDowel, 1971; Pereira, Dixon, 1971; Snelgrove, 1971; Walker, 1971, 1972; Blissenbach, 1972; Mitchell, Garson, 1972; Sawkins, 1972; Sillitoe, 1972_{1-3}; Mitchell, 1973; Tarling, $1973_{1,2}$). В указанных работах автора были проанализированы некоторые особенности механизма развития земной коры и вместо одной сложной модели геосинклинального пояса было предложено использовать несколько простых моделей подвижных зон, возникающих на краях литосферных плит при сдвижении их и поддвигании одной плиты под другую, а также при разрыве и расхождении плит. На примерах кайнозойских геоструктурных обстановок дан синтез известных данных о характерных процессах осадконакопления, вулканизма, тектогенеза и магматизма для выделенных подвижных зон и в общих чертах рассмотрены закономерности размещения ряда рудных формаций в этих зонах.

По мнению автора, научное направление мобилистской металлогении, в основу которого могут быть положены представления о нескольких типах подвижных зон, развивающихся на краях литосферных плит при процессах сжатия и растяжения (срединноокеанические хребты, пассивные и активные окраины континентов, островные дуги, окраинные моря, рифтовые зоны, области смыкания континентов), позволяет лучше, чем другие научные направления, использовать последние данные теории рудообразования:

— о гетерогенности источников рудного вещества (мантийное вещество, базальтовая, андезитовая и палингенная гранитная магмы, пелагические глубоководные и металлоносные осадки, турбидиты и терригенные отложения, метаморфизуемые в зоне поддвигания, и метаморфизованные породы, слагающие надвигаемую литосферную плиту);

— о большом значении фильтрационного источника рудного вещества, т. е. заимствовании (мобилизации) рудного вещества гидротермальными растворами из верхней мантии, магматических, метаморфических и осадочных пород различного состава;

— об участии в формировании ювенильных растворов захороненных вод, которые поступают в зону поглощения вместе с осадками; о важном значении, как источников, термальных растворов, рассолов, транспортирующих халькофильные и некоторые другие элементы.

ЗОНЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ С ПОЗИЦИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Концепции мобилистской металлогении, даже в своих начальных вариантах, дают новую, на наш взгляд, более определенную трактовку процессам тектоно-магматической активизации, а также позволяют рассматривать такие важные аспекты данной проблемы, как геотектоническое положение активизированных областей, их классификацию, соотношение процессов отраженной и автономной активизации, формы проявления процессов активизации и другие.

Под тектоно-магматической активизацией понимают «сложный комплекс геологических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную стадию развития земной коры; характерной особенностью таких процессов является их наложенный характер и проявление на жестком консолидированном субстрате» (Щеглов, 1973, стр. 7).

Заметим, что с позиций концепции тектоники плит о жестких мобильных литосферных плитах в приведенном выше определении имеется одно несоответствие: процессы тектоно-магматической активизации, накладывающиеся на образования консолидированного субстрата, могут возникать на сравнительно ранних и переходных (средних) стадиях развития континентальной коры, а не только в послеплатформенную стадию.

Учитывая мобилистские концепции, можно выделить по крайней мере пять типов геоструктурных обстановок, в которых проявляется тектоно-магматическая активизация.

1. Зоны проявления поздних фаз развития островной дуги. Известно, что уже в ранние стадии развития островной дуги на обращенном к океану склоне за счет соскребаемых с поддвигаемой плиты пелагических глубоководных осадков формируются складчатые пояса метаморфизованных пород типа глаукофановых сланцев (сланцев высокого давления). На поздних стадиях развития островной дуги в ее центральной части образуется андезитовый вулкано-плутонический пояс, в котором широ-

ко проявлены породы, подвергшиеся контактовому метаморфизму. Указанные пояса метаморфических пород сопровождаются рудными формациями, характерными для поздних стадий развития островной дуги. Среди них наибольшее промышленное значение имеют стратиформные и жильные вулканогенно-осадочные и вулканогенно-гидротермальные колчеданные медные и полиметаллические месторождения типа куроко, порфировые медные и медно-молибденовые, а также гидротермальные жильные и метасоматические мезо- и эпитермальные золоторудные и золото-серебряные месторождения. К этому типу активизированных областей относятся Японские острова, северная часть Новой Гвинеи, западный пояс Новых Гебрид, острова Тонга и некоторые другие островные дуги.

2. Зоны столкновения островной дуги и континента. Завершающая стадия развития островной дуги и превращения островодужных комплексов в континентальную кору исследована теоретически слабее. На этом этапе развития континентальной коры деформации могут подвергаться не только накопившиеся в тыловой части островной дуги вулканогенно-кластические отложения вместе с вмещающими пластовыми стратиформными месторождениями типа «куроко», но и возникшие в ту же стадию гидротермальные жильные и метасоматические месторождения полиметаллов, меди и золота.

Охарактеризованные типы подвижных зон соответствуют областям отраженной активизации, происходящей, как правило, на сегментах переходной земной коры.

3. Зоны активных окраин континентов и плит с континентальной корой развиваются при поддвигании под плиту с континентальной корой плиты с океанической корой. Из-за большей плавучести континентальной плиты в зону поддвигания (засасывания) и поглощения поступают не только океаническая кора (слои 2 и 3) и пелагические глубоководные осадки (слой 1), но и турбидиты, накопившиеся в отдельных трогах глубоководного желоба.

Возникающие на активных окраинах континента рудные формации резко отличаются от рудных формаций предыдущих зон. Р. Силлитоо (Sillitoe, 1972_{1-3}) для окраин континентов андского типа указал на металлогеническую зональность, выраженную закономерной сменой от окраины вглубь континента железорудных метасоматических и ртутных месторождений медно-порфировыми с молибденом и золотом, полиметаллическими и далее олово-серебряными и олово-вольфрамовыми. Предполагают, что на участках ограничения или осложнения активных окраин трансформными разломами формируются стратиформные месторождения медистых песчаников (например, Байя, Калифорния) и месторождения бора (С. С. Шульц, мл., устное сообщение). По мнению автора, при процессах рифтогенеза на активных окраинах континентов или плит с континентальной корой могут возникать осадочные и гидротермально-осадочные железорудные и марганцевые месторождения. Подвижной зоной данного типа является западная окраина Южно-Американского материка и юго-западные районы Северной Америки. В пределах подвижных зон, расположенных на мегаплитах (плитах I порядка), известны такие уникальные по масштабам проявления минерализации рудные провинции, как Чилийская медная (с молибденом и золотом) и Боливийская олово-серебряная. Аналогичные по составу, но с месторождениями меньшего масштаба металлогенические зоны должны быть характерны для окраин мезо- и микроплит (плит II и III порядков), например для микроконтинентов Средиземноморья, перемещающихся между Евразиатской и Африканской мегаплитами.

4. Рифтовые зоны на континентах или плитах с континентальной корой, как и срединноокеанические хребты, образуются при раздвижении литосферных плит. Однако если в области срединноокеанических хребтов мощность литосферных плит составляет 50—70 *км*, то под континентами с сиалической корой астеносфера залегает на глубине 100—150 *км*. Рифтообразование сопровождается утонением континентальной коры, формированием грабен-рифтовых структур и щелочно-основным магматизмом в виде покровов и густой сети даек. С начальным этапом рифтообразования связаны карбонатитовые месторождения.

В следующую стадию рифтогенеза, когда рифтовые зоны становятся глубоководными морями, имеющими сообщение с океаном, в них происходит накопление эвапоритовых толщ и могут формироваться гидротермально-осадочные стратиформные месторождения марганца, железа, меди и полиметаллов (месторождения типа металлоносных рассолов и осадков Красного моря).

Высокий тепловой поток, вызванный миграцией вещества и энергии в рифтовых зонах, помимо указанных выше эндогенных проявлений, может способствовать возникновению на участках, прилегающих к рифтовым зонам, и в самих рифтовых зонах циркуляции и подъему с глубины термальных растворов типа соляных рассолов. В таких условиях могут генерироваться эпигенетические стратиформные месторождения с фильтрационным источником рудного вещества типа медистых песчаников, магнезитов, урано-ванадиевых и урано-медных руд.

5. Зоны столкновения континентов и крупных плит с континентальной корой. В начальную стадию столкновения плит с континентальной корой (средиземноморский подтип подвижной зоны; Ковалев, 1972) происходят значительные перемещения расположенных между главными плитами (мегаплитами) средних и мелких по размерам плит. Одни из них могут вращаться, другие, несущие только океаническую кору,— поглощаться «бесследно», т. е. поддвигаться под другие плиты с переходной и континентальной корой, не оставляя следа на земной поверхности. Поглощение мелких плит с океанической корой ведет к дальнейшему наращиванию континентальной коры надвигаемых плит. Следовательно, происходят процессы, аналогичные наблюдаемым на островных дугах, а при достижении значительной мощности коры они сходны с процессами, характерными для активных окраин континентов (мегаплит). Однако в отличие от последних из-за меньшей мощности континентальной коры на активных окраинах мезоплит будут возникать геологические формации переходного типа, промежуточные по составу между образованиями «зрелых» островных дуг и активных окраин мегаплит; например, из магматических формаций чаще будут присутствовать породы гранодиоритового ряда. Рассматривая все перечисленные процессы, можно прийти к выводу, что они не относятся к тектоно-магматической активизации. Исключением из них являются те, которые происходят на активных окраинах мезоплит с достаточно мощной континентальной корой после некоторого перерыва вслед за становлением тектонически слабо нарушенных пород верхнего структурного яруса.

В завершающую стадию столкновения континентов (гималайский подтип подвижной зоны) многие эндогенные процессы могут быть проинтерпретированы как процессы тектоно-магматической активизации. В этот период между двумя мегаплитами завершается поглощение плит с океанической корой и скучивание мезо- и микроплит. Скучивание плит сопровождается нарушением гидродинамических условий артезианских и нефтегазоносных бассейнов на мезоплитах и на окраинах мегаплит и миграцией подземных вод, рассолов и углеводородных флюидов. Метал-

логения областей активизации этого типа, в которых отсутствуют проявления магматизма, определяется немагматическими мезо- и эпитермальными месторождениями: полиметаллическими медными, целестиновыми, баритовыми, серными, образующимися в неметаморфизованных проницаемых отложениях. Типичным примером месторождений этого типа являются свинцовые рудопроявления Челекена, изученные Л. М. Лебедевым и Ю. Ю. Бугельским (1967). Стратиформные месторождения в обрамлении срединных массивов образуются при процессах активизации данного типа.

Три последних типа подвижных зон (на активных окраинах плит, грабен-рифтовые системы и зоны столкновения плит гималайского подтипа) соответствуют зонам автономной активизации. Как видно из приведенной характеристики подвижных зон, третий и четвертый типы, включающие очень крупные эндогенные месторождения некоторых рудных формаций, развиваются в совершенно различных геоструктурных обстановках. Если подвижные зоны на активных окраинах развиваются в обстановке наращивания и активизации континентальной коры при схождении плит, смятии и плавлении продуктов, поступающих в зону поддвигания, то грабен-рифтовые системы появляются в результате разрыва и расхождения континентальных плит, утонения литосферы. Соответственно эти подвижные зоны резко отличаются по характеру проявленного в них магматизма и сопровождающих их рудных формаций (см. таблицу).

Типы зон тектоно-магматической активизации и их особенности

Характерные особенности зон	Зоны активных окраин континентов и плит с континентальной корой	Зоны рифтогенеза на плитах с континентальной корой	Зоны столкновения континентов и плит с континентальной корой
Тенденция развития земной коры	Наращивание коры в результате поступления преимущественно кислой магмы, возникающей при плавлении турбидитов и пелагических осадков	Утонение коры при раздвижении частей расколовшейся литосферной плиты	Сдваивание разрезов океанической и континентальной коры, резкое увеличение мощности литосферной плиты
Геоморфологические особенности	Окраинные горные цепи континентов и микроконтинентов	Рифтовые впадины, заполненные глубоководными озерами и внутриконтинентальными глубоководными морями	Высочайшие внутриконтинентальные горные системы
Осадконакопление и вулканизм	Андезитовые и липаритовые вулканиты, молассы, на подводном склоне—турбидиты	Грубые терригенные отложения, траппы	Молассы
Тектонические дислокации	Преимущественно дизъюнктивные, глыбовые, приразломная складчатость в верхнем ярусе	Рифтообразование, глыбовые	Надвиги, шарьяжи, приразломная складчатость
Интрузивный магматизм	Интрузии чаще кислого состава, экструзии риолитов (фельзитов) и дацитов	Ультраосновной щелочной	Отсутствует
Характерные рудные формации	Порфировая медно-молибденовая, медистые песчаники, ртутная, олово-вольфрамовая	Гидротермально-осадочные окисные и карбонатные марганцевые лепрохлорит-шамозитовые, гематитовые (железорудные), медно-полиметаллические	Амагматические мезо- и эпитермальные полиметаллические, медные, серные и другие
Примеры кайнозойских месторождений	Месторождения Чили, Коро-Коро, Хуановелика, Лалагуа	Горячая рапа и отложения железа, марганца и полиметаллов во впадинах Красного моря	Полиметаллические руды Челекена
Примеры зон активизации	Западная окраина Южной Америки	Восточно-Африканская, Красного моря	Гималаи, северное обрамление зоны столкновения Евразиатской и Индийской плит

Приведенная выше трактовка зон тектоно-магматической активизации с позиций концепции тектоники плит и их классификация позволяют лучше объяснить некоторые важные факты, чем это делалось с позиций фиксизма. Так, многообразие проявлений активизации в Забайкалье, по-видимому, обусловлено тем, что на этой территории в разные периоды существовали резко различные геоструктурные обстановки.

В верхнем палеозое и раннем мезозое перед смыканием Сибирской плиты, наращенной байкальскими и каледонскими складчатыми сооружениями, с Китайской плитой происходило замыкание Монголо-Охотской ветви Тетиса и поглощение плит с океанической корой и покрывающими их осадками. Южная окраина Сибирской плиты в это время, очевидно, являлась активной окраиной континента, и ранее сформированные складчатые сооружения Саян и Забайкалья подверглись тектоно-магматической активизации, проявившейся в виде преимущественно кислых магматических комплексов, сопровождавшихся редкометальной, золоторудной и другой минерализацией. Таким образом, эта активизация происходила в условиях сжатия земной коры, схождения и поглощения литосферных плит. После того, как произошло спаивание Сибирской и Китайской плит и их консолидация, более поздние мезозойские и кайнозойские процессы активизации совершались уже в обстановке растяжения земной коры и рифтогенеза. В эту стадию активизации формировались низкотемпературные приповерхностные месторождения эпитермального типа, связанные с комплексом субвулканических основных щелочных интрузий.

О ДАЙКАХ РЕГИОНАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Интересно, что как для подвижных зон активных окраин континентов, так и для зон рифтогенеза характерны дайковые пояса — дайки основного состава регионального распространения. Изложим некоторые соображения об этих дайковых поясах, так как они во многих рудных районах областей активизации являются наиболее поздними магматическими образованиями, непосредственно предшествующими постмагматической минерализации. Анализ материалов о дайках регионального распространения с позиций концепции тектоники плит позволяет предположить, что образовывавшая их магма основного состава поступала из мантии, обусловливая возникновение зон с резко аномальным и повышенным тепловым потоком, интенсивную миграцию метеорных вод в верхних частях земной коры и, как следствие, выщелачивание, перемещение и локализацию рудного вещества. Поступление глубинно-магматического материала могло происходить только по сверхглубоким разломам в периоды растяжения земной коры.

Дайки регионального распространения наиболее характерны для рифтовых зон, т. е. подвижных зон активизации четвертого типа. Они являлись выполнением систем трещин, вдоль которых происходил подъем основных и щелочно-основных магм, формировавших покровные траповые излияния. Вместе с тем анализ материалов показывает, что локальный рифтогенез с соответствующими дайковыми поясами и минерализацией, вероятно, мог происходить также и на активных окраинах континентов, над зонами поддвигания и поглощения плит с океанической корой, т. е. в подвижных зонах третьего типа. Предполагается, что после кульминации схождения плит, когда прекращалось поглощение океанической коры и осадков желоба, шло выплавление последних фаз гранитоидной магмы. Затем в результате обратного движения плиты (явление «отдачи») на ведущем крае надвигаемой плиты могли образовываться

параллельные континентальной окраине рифтогенные структуры, дайки основного состава и последующая постмагматическая минерализация.

По мнению автора, такое объяснение происхождения дайковых поясов регионального распространения, являющихся связующим звеном в цепи: гранитоидные магмы→дайки основного состава→постмагматическая минерализация, более правдоподобно, чем представление о возникновении этих даек за счет выплавления материала из корневых частей гранитоидных интрузий.

ВЫВОДЫ

1. Если предположить, что развитие земной коры происходит на фоне не только вертикальных, но и горизонтальных тектонических движений, то можно выделить следующие типы зон активизации: 1) поздних фаз развития островной дуги; 2) столкновения островной дуги и континента; 3) активных окраин континентов и плит с континентальной корой; 4) рифтогенеза на континентах; 5) столкновения континентов. Первые два типа могут быть сопоставлены с зонами отраженной, а последние три — с зонами автономной активизации.

2. Кайнозойские металлогенические провинции, включающие уникальные и крупные по масштабам месторождения с медным (Чили), ртутным и полиметаллическим (Перу) и олово-серебряным оруденением (Боливия), приурочены к зоне тектоно-магматической активизации активной окраины Южно-Американской мегаплиты. Палеозоны тектоно-магматической активизации на мега- и мезоплитах, очевидно, представляют наибольший интерес для прогнозирования и выбора направлений поисковых работ.

3. В зонах рифтогенеза на континентах или плитах с континентальной корой формировались гидротермально-осадочные стратиформные месторождения марганца, железа, меди и полиметаллов (типа скоплений на дне Красного моря).

4. При сдвижении и скучивании литосферных плит в завершающую стадию столкновения континентов нарушением гидродинамических условий артезианских и нефтегазоносных бассейнов на мезоплитах и на окраинах мегаплит вызывается миграция подземных вод, рассолов и углеводородных флюидов, приводящая к возникновению амагматических мезо- и эпитермальных полиметаллических, медных, целестиновых, баритовых, серных и урановых месторождений в неметаморфизованных проницаемых отложениях.

5. На отдельных сегментах земной коры процессы тектоно-магматической и амагматической активизации проявлялись неоднократно, как при сдвижении, так и при раздвижении литосферных плит. Это нашло отражение в существовании гетерогенных постскладчатых минеральных комплексов. Для правильной интерпретации наблюдаемых закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых следует выяснить тип геоструктурной обстановки, в которой проявлялась тектоно-магматическая активизация.

6. Региональные пояса даек основного и среднего состава, вызывавшие повышенный тепловой поток и позднюю постмагматическую минерализацию, образовались в стадию тафрогенеза, когда растягивающие усилия нарушали сплошность мегаплит. Тафрогенез характерен для рифтовых грабен-горстовых систем, хотя эпизодически растягивающие напряжения могли осложнять и активные окраины континентов.

7. При дальнейшем развитии теории о зонах тектоно-магматической активизации, очевидно, следует принять во внимание представления

Уилсона (Wilson, 1973) о конвекционных потоках, поднимающихся из нижней мантии (mantle plumes) и вызывающих движение литосферных плит и образование «горячих» участков (hot spots).

Литература

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Бородин Л. С. Щелочные породы — индикатор земных глубин.— Природа, 1971, № 5.

Деменицкая Р. М., Иванов С. С., Карасик А. М. О нефтегазоносности арктических и северо-восточных шельфовых морей СССР в свете тектоники мобильных литосферных плит.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 7. 1972.

Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.— Труды Нилзарубежгеологии, 1972, вып. 26.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.

Ковалев А. А. Проблемы мобилистской геотектоники и металлогении.— Обзор ВИЭМС, (ОНТИ), 1973_1.

Ковалев А. А. Новая основа металлогенического анализа — мобилистская геотектоника.— Изв. ВУЗ'ов, геол. и разведка, 1973_2, № 5.

Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и развитие земной коры. «Наука», 1964.

Кропоткин П. Н. Динамика горизонтальных движений земной коры.— Вестник АН СССР, 1972, № 7.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. «Наука», 1965.

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. «Недра», 1973.

Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3.

Мусатов Д. М., Мальцев Ю. М. История геологического развития и основные черты металлогении складчатой области Южной Сибири в свете теории тектоники плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.

Мусатов Д. М., Сидорас С. Д. Проблема тектоники плит в Средней Сибири по палеомагнитным данным.— В кн.: История магнитного поля Земли в палеозое. Красноярск, 1973.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, **196**, № 3.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.

Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. «Мир», 1973.

Хаин В. Е. Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, 1970, № 1.

Хаин В. Е. Проблемы глобальной тектоники.— Вестник АН СССР, 1972, № 7.

Шульц С. С. (мл.). Скучивание аллохтонных тектонических пластин над зонами всасывания и его роль в формировании складчатых поясов континентов.— В кн.: Внутренняя геодинамика (краткие тезисы докладов к Всесоюзному совещанию). НИГО, ВСЕГЕИ, 1972, № 2.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Blissenbach E. Continental drift and metalliferous sediments.— Oceanology International, 1972, p. 412—416.

Churkin M. J. Western boundary of the North American continental plate in Asia.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, № 4.

Dewey J. F. Evolution of the Appalachian. Caledonion orogen.— Nature, 1969, **222**, 124—129.

Dewey J. F., Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines.— Tectonophysics, 1970_1, **10**, № 5—6.

Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970_2, **75**, № 14.
Dewey J. F., Bird J. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite Appalachian ophiolites in Newfoundland.— J. Geophys. Res., 1971, **76**, № 14.
Dickinson W. R. Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record.— Amer. J. Sci., 1972, **272**, № 7.
Dietz R. S., Holden J. C. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present.— J. Geophys. Res., 1970, **75**, № 26.
Guild P. W. Metallogeny: A key to exploration.— Mining Engineering, 1971, Jan., p. 69—72.
Guild P. W. Metallogeny and the new global tectonics.— Intern. Geol. Congr. XXIV session, Sect. 4. Montreal, 1972.
Guild P. W. Massive sulfide deposits as indicators of former plate boundaries. Report to Socity of Economic geologist meeting with AINE, 1973.
Hamilton W. The uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, **81**, № 9.
McDowel I. N. Practical aplication of continental drift concept may found giants.— Oil and Cas J., 1971, **69**, № 26.
Mitchell A. H. G. Mineralization at ocean rise and ocean floor and mineralization in an ilsand arc. Discussion at October, 1972 general meeting.— Trans. Inst. Min. Metallurg., Sect. B, 1973, p. B43.
Mitchell A. H. G., Garson M. S. Relationship of porphyry copper and circum — Pacific in deposits to palaeo-Benioff zones.— Trans. Inst. Min. Metallurg., Sect. B, 1972, **81**, № 783
Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, **77**, № 6.
Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of island arc.— J. Geol., 1971, **79**, № 3.
Pereira J., Dixon C. J. Mineralisations and plate tectonics.— Mineral. Deposita, 1971, **6**, № 4.
Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics.— J. Geol., 1972, **80**, № 4.
Sillitoe R. H. A Plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— Econ. Geol., 1972_1, **67**, № 2.
Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972_2, **83**, № 3.
Sillitoe R. H. Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading.— Trans. Inst. Min. Metallurg., Sect. B, 1972_3, **81**, № 789.
Snelgrove A. K. Metallogeny and the new global tectonics.— Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 1971, **76**, 130—149.
Tarling D. H. Metallic ore deposits and continental drift.— Nature, 1973_1, **243**, p. 193—195.
Tarling D. H. Continental drift and reserves of oil und natural gas.— Nature, 1973_2, **243**, p. 277—279.
Walker W. Mantle cells and mineralization. Preprint. Soc. Min. Eng. of Aime, 1971.
Walker W. Mantle cells and mineralization.— Trans. Soc. Min. Eng., 1972, **252**, p. 314—327.
Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, **207**, № 4995.
Wilson J. T. Mantle plumes and plate motion.— Tectonophysics, 1973, **19**, p. 149—164.

П. М. Хренов, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ НЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

Тектоно-магматическая активизация — это глубинный процесс, охватывающий обширные области литосферы, предшествующего геосинклинального или платформенного развития. Подобные области имеют характерные вещественно-структурные особенности, выраженные в наличии наложенных впадин, выполненных мощными вулканогенно-осадочными (молассовыми) формациями, сопряженных с ними поднятий (горных хребтов), систем разрывов разной глубины заложения, комплекса вулкано-тектонических структур, обильных магмопроявлений в эффузивной и интрузивной формах.

Наиболее сложной проблемой в изучении и типизации областей тектоно-магматической активизации (ОТМА) является установление самостоятельности (автономности), сопряженности, отраженности (соподчиненности) их развития по отношению к одновременно развивающемуся и предшествующему геосинклинальному процессу.

Анализ соотношений формаций ОТМА и заключительных (орогенных) этапов развития геосинклинальных зон показывает, что достаточно аргументировано можно выделять области автономного (эпигонального), сопряженного и отраженного (резонансного, соподчиненного) развития. Вместе с тем еще неясны многие аспекты типизации этих областей вследствие конвергентности их основных признаков. Наши представления о металлогенических особенностях ОТМА прежде всего зависят от определения их тектонической позиции, характера или профиля их внутреннего развития.

Среди ОТМА отчетливо выделяются два типа: а) с интенсивно развитым магматизмом; б) амагматический или с незначительным развитием магматизма. Первый тип структур наиболее ярко выражен в вулкано-плутонических поясах негеосинклинального типа, а второй — в эпиплатформенных орогенических поясах (по В. Е. Хаину и А. Л. Яншину).

В проблеме металлогении областей тектоно-магматической активизации вулкано-плутоническим поясам негеосинклинального типа как структурам особенного стиля развития отводится главенствующая роль. Это определяется несколькими моментами. В теоретическом плане здесь представляется возможным проследить особенности эволюции процессов рудообразования в связи с развитием в их пределах преимущественно вулкано-плутонических формаций сиалического профиля; выяснить металлогеническую специализацию вулкано-плутонических формаций в зависимости от типа структур предшествующего развития и времени их консолидации; определить источник рудного вещества. Вместе с тем вулкано-плутонические пояса являются специфическими и весьма продуктивными металлогеническими провинциями, в которых известны крупнейшие месторождения редких и цветных металлов, золота, флюорита, радиоактивных и рассеянных элементов.

Как показали многочисленные отечественные и зарубежные исследования, вулкано-плутонические пояса (ВПП) занимают особое структурное положение и являются исторической категорией в развитии главных структурных элементов земной коры, они известны на всех континентах уже с дорифейского времени. Среди негеосинклинальных ВПП

мы выделяем пояса автономной (эпигональной) и сопряженной[1] активизации. К автономным поясам относятся дорифейские — Восточно-Сибирский (Енисейский, Прибайкальский, Учуро-Майский), Ладожско-Далекарлийский; пермский — грабена Осло; мезозойские — Монголо-Охотский, Катазиатский, Скалистых гор, Андийский; кайнозойские — Восточно-Африканский, Рейнского грабена, Саяно-Байкало-Алданский и др. К сопряженным поясам относятся средне-верхнепалеозойские — Саянский, Центрально-Казахстанский, мезозойские — Охотско-Чукотский, Приморский (Сихотэ-Алинский).

Основными критериями выделения рассматриваемых нами ВПП как областей тектоно-магматической активизации являются:

а) развитие пояса на гетерогенном (геосинклинальном, или платформенном, или на том и другом) фундаменте, в связи с этим резко наложенный характер структурного этажа пояса по отношению к структурам фундамента;

б) значительный перерыв во времени между консолидацией фундамента и началом формирования пояса, исчисляемый сотнями миллионов лет;

в) резкое несогласное положение сходных геологических формаций, слагающих пояс и находящихся в его фундаменте (например, молассовой формации, слагающей верхнюю часть структурного этажа фундамента, и молассы подошвы ВПП).

Магматическая деятельность в пределах ВПП не наследует магматизм предшествующей эпохи и структурно с ним не связана. Общая последовательность магматизма ВПП иная, чем в геосинклинальных зонах и устойчивых областях. Она имеет главным образом антидромный характер развития. Несмотря на некоторые различия, связанные с развитием частных структур, магматизм ВПП начинается с производных липарит-андезит-базальтовых вулкано-плутонических формаций, которые сменяются группой формаций гранитоидов, в том числе субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов, заканчивается рядом формаций трахибазальтов и щелочно-габброидных пород с развитием малых интрузий основного и субщелочного состава в конечные этапы. Для некоторых поясов характерны формации щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами и кимберлитами. В поясах с большой определенностью устанавливаются наряду с коровыми кислыми магмами образования подкоровых глубин.

На примере Прибайкальского вулканического пояса рассмотрим особенности эволюции магматических очагов, из которых шло образование комплекса вулканитов и плутонитов разного состава. Система продольных (шовных) и поперечных разрывов Прибайкальского пояса контролировала возникновение магматических очагов различной глубины заложения, а также обусловила проявление метасоматических и метаморфических процессов. Поперечные разломы развивались сопряженно с зоной шовных структур и способствовали выводу магмы на поверхность, контролировали размещение вулканических центров. Однако строение разломных систем было неодинаковым в различных частях пояса, что вызвано неоднородностью полей напряжений. Так, например, в Западном Прибайкалье шовные разломы выражены полосами интенсивного динамотермального дислокационного метаморфизма, а также гранитизаций и зонами субпараллельных надвиговых и взбросо-сдвиговых

[1] Сопряженность, но не отраженность, не резонансность и не зависимость и т. д. понимается нами как близко-одновременное развитие ВПП и близлежащей геосинклинали; оба эти процесса связаны также неоднородностью крупных сегментов мантийной оболочки.

поверхностей. Здесь импульсы растяжения, очевидно, отсутствовали, что подтверждается интенсивной гранитизацией толщ фундамента, формированием автохтонных (in situ) рапакивиобразных гранитов приморского комплекса и отсутствием проявлений основных интрузий и эффузивов. Изучение вещественного состава магматических и метаморфических формаций показывает, что гранитизация здесь протекала при высоком потенциале натрия, но небольшом количестве воды в условиях силиманит-альмандин-ортоклазовой и дистен-альмандин-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации метаморфизма и при относительно низком парциальном давлении кислорода. Пересечение разломов различных направлений обусловило взаимное уничтожение сил сжатия, что должно было вызвать уменьшение теплопроводности и флюидопроводности этих участков и, как следствие, расплавление и образование кислых периферических анатектических очагов в верхних частях коры. Этот процесс протекал в условиях высокого потенциала калия, обилия воды и повышенного парциального давления кислорода, которое подтверждается повышением степени окисленности железа по мере развития магматического процесса по вертикали.

В других частях пояса разломы краевого шва достигали зоны плавления «базальтового» слоя или даже верхних слоев мантии. Об этом свидетельствуют изотопные соотношения стронция из различных типов лав. Проникновение глубинной базальтовой магмы в зоны генерации магм гранитного состава приводило к ускорению палингенеза, а также образованию магматических пород «пестрого состава». Иногда, вероятно при проникновении разломов в магматическую камеру, происходило излияние лав контрастного состава — липаритового и базальтового, что наблюдается при картировании многих участков Прибайкальского вулканического пояса.

Близкие условия эволюции магматизма существовали в пределах среднепалеозойского Саянского вулканического пояса. Пояс заложился по системе древних и вновь образовавшихся глубинных разломов, возникших в связи с «взламыванием» уже консолидированной земной коры, прошедшей длительную геосинклинальную историю развития. Фундаментом пояса явились разновозрастные складчато-глыбовые структуры байкалид, ранних каледонид, а также краевые выступы Сибирской платформы. В связи с этим время, прошедшее между эпохой консолидации фундамента и началом формирования пояса в конце силура — начале девона, было различно и составляло от 50—100 до 800 млн. лет и более.

Зарождение магматических очагов в начальный период развития пояса происходило в пределах уже консолидированной континентальной земной коры. Повышенные тепловые потоки и подъем «флюидов» осуществлялись по системе глубинных разломов, сопряженных с древним краевым швом Сибирской платформы. Это приводило к плавлению материала земной коры, образованию преимущественно контрастных (трахиандезит-липаритовых) вулканических формаций и внедрению комагматичных им субвулканических и гипабиссальных интрузий известково-щелочных и щелочных гранитов и сиенитов. Обильные магматические процессы, протекавшие в условиях поднятия, вызвали дополнительную консолидацию большей части территории Саянского пояса. В дальнейшем магматические очаги формировались в более нижних частях коры и верхней мантии, что привело к образованию локальных зон трахибазальтового и щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами и кимберлитами, протекавшего в гипабиссальных и субвулканических условиях.

Таким образом, ВПП характеризуются преимущественно гипабиссальными и субвулканическими условиями становления магматических очагов. Смена субвулканических условий собственно вулканическими приводит к взаимодействию магмы с гидростатической и литостатической зонами земной коры, что способствует вскипанию рудоносных растворов, созданию значительных градиентов давления и концентрации рудного вещества, отделению рудоносных растворов от магмы, изменению кислотно-щелочного потенциала, возрастанию активности кислорода, что, в свою очередь, ведет к консервации элементов, смешиванию ювенильных рудных растворов с метеорными водами, коагуляции растворов и рудоотложению.

Вулкано-плутонические пояса, представляя собой самостоятельные металлогенические провинции, в то же время могут служить источником рудного вещества, мобилизуемого при последующих тектоно-магматических процессах в молодом чехле пояса. Следовательно, металлогеническая специализация вулканических поясов определяется условиями начальной «подачи» рудного вещества из мантии, дальнейшей мобилизацией его в гранито-метаморфическом слое в период развития вулкано-плутонического процесса и отложением руды в благоприятной литолого-структурной обстановке.

Исключительно важное значение в процессах магмо- и рудогенеза ВПП имеют структурные факторы, которые создаются преимущественно разрывной тектоникой [1].

Возникновение ВПП как структур тектоно-магматической активизации немыслимо без развития длительно живущих разломов разной глубины заложения (как внутрикоровых, так и более глубоких). Непосредственно рудные тела локализуются в структурах различного типа. Это прежде всего группа вулкано-тектонических структур — жерла вулканов, кальдеры проседания, лакколиты, лополиты, некки, штоки, кольцевые и радиальные дайки; комбинированные структуры — грабен-синклинали, купола и своды с нарушенными крыльями, флексуры, рифты, горст-антиклинали и др. Среди рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывов структурами I порядка выступают зоны глубинных разломов, ограничивающих платформы и складчатые пояса (краевые швы), внутригеосинклинальные разломы, а также разломы фундамента (скрытые разломы). Рудоконтролирующими структурами II порядка являются протяженные сбросы и аркогенные надвиги, трещинные зоны, радиальные и кольцевые трещины, купольные и вулканические структуры.

ВПП разного структурно-магматического профиля свойственны разные типы эндогенных месторождений, т. е. пояса при некоторой общности обладают известной индивидуальностью металлогенического профиля (табл. 1).

Сравнительный анализ главнейших магматических и рудных формаций, типа коры и времени образования фундамента ВПП разного характера развития позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Всем поясам присущ некоторый минимум «сквозных» рудных и нерудных элементов, образующих разные по значимости проявления полезных ископаемых. Наиболее устойчивыми элементами «сквозной металлогении» являются золото, серебро и фтор. Следующую группу распространенных элементов составляют ртуть, сурьма, олово, редкие элементы, в том числе радиоактивные; в значительном количестве в ВПП

[1] Роль пликативных дислокаций периода образования структурного этажа ВПП достаточно не изучена, хотя развитие процессов коробления фундамента (аркогенеза) в сочетании с разрывами, несомненно, имеет большое значение в локализации месторождений ртути, сурьмы, флюорита и золота.

Таблица 1

Главные металлогенические особенности вулкано-плутонических поясов разного типа развития

Тип поясов		Название и возраст, тип коры и фундаментов	Ведущие вулкано-плутонические формации	Генетические типы месторождений	Полезные ископаемые, главные и второстепенные	Рудные формации
Автономные (эпигональные)	сиалический	Прибайкальский (Pt_2); краевая часть архейской платформы и нижнепротерозойской складчатой области; сиалическая кора	Андезит-дацит-липаритовая субщелочная; диорит-гранит-гранодиоритовая; рапакиви; диабаз-порфиритовая	Гидротермальные, телетермальные, гидротермально-метасоматические эпитермальные; скарны, грейзены, альбититы, пропиллиты, коры выветривания	Редкие элементы, золото, полиметаллы, олово, редкие земли, флюорит, медь, вольфрам	Золото-кварцевая, золото-сульфидная, пятиэлементная (медно-порфировая, флюоритовая, скарново-шеелитовая)
		Монголо-охотский (T—Cr). Алданский щит, складчатые структуры карелид, байкалид, каледонид и герцинид сиалическая кора	Андезит-липарит-базальтовая; субщелочная пестрого состава, трахибазальтовая андезит-липарит-дацитовая; малых интрузий субщелочного, кислого и основного состава	Редкометальные фтор-карбонатные метасоматиты, олово и вольфрамовые грейзены, скарны (редкоземельные карбонатиты), альбититы, гидротермалиты—мезо- и эпителетермальные; апограниты (пегматиты)	Олово, вольфрам, золото, молибден, фтор, полиметаллы, редкие элементы (железо, висмут, ртуть, сурьма)	Кварц-касситеритовая, кварц-молибденитовая, кварц-вольфрамитовая, сульфидно-касситеритовая, полиметаллическая, флюоритовая, пятиэлементная, золото-кварцевая, золото-полиметаллическая (ртутно-сурьмяная, кварц-сидеритовая, скарново-шеелитовая, медно-порфировая, киноварь-вольфрамовая)
		Катазиатский (J_1—Cr). Докембрийский, каледонский и герцинский фундамент и синийско-палеозойский чехол; сиалическая кора	Андезит-липаритовая; гранитоидная; трахилипарит-щелочно-гранитная	Скарновые, мезо- эпитермальные, гидротермальные-метасоматические	Вольфрам, олово, сурьма, ртуть, золото, фтор, полиметаллы (молибден, медь, висмут)	Скарново-шеелитовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-шеелитовая, сульфидно-касситеритовая, кварц-касситеритовая, кварц-антимонитовая, кальцит-киноварная, кварц-флюоритовая, флюоритовая, золото-сульфидная (скарново-молибденитовая, полиметаллическая)
		Скалистых гор (Cr_2—Q). Докембрийский фундамент, палеозойско-мезозойский чехол; сиалическая кора	Субвулканическая гранит-граносиенитовая субщелочная; гранитоидная; андезит-липаритовая; базальтовая; малых интрузий пестрого состава	Мезо- и эпитермальные, гидротермально-метасоматические аргиллиты, слюдиты	Молибден, вольфрам, полиметаллы, уран, золото, теллур, серебро, медь (никель, кобальт, фтор, ртуть, мышьяк)	Кварц-молибденитовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-сидерит-настурановая, золото-полиметаллическая с теллуридами, кварц-флюоритовая, кварц-кальцит-флюоритовая, золоторудная, пятиэлементная, медно-порфировая, флюорит-настурановая, флюорит-бертрандитовая, золото-серебряная
		Саяно-Байкало-Алданский эпиплатформенный; архейские, байкальские, каледонские структуры; сиалическая кора	Трахибазальтовая, диабазовая	Карбонатиты (?), современные гидротермалиты	Фтор, молибден, вольфрам, свинец, стронций, барий, железо в термальных источниках (реже в базальтах), ртуть	Халцедоновая (киноварная) (?)
		Восточно-Африканский; археиды и рифейско-палеозойский пояс; сиалическая кора	Щелочная и щелочно-ультраосновная, карбонатитовая, трахибазальтовая	Карбонатиты, гидротермалиты	Редкие металлы, фосфор	Карбонатит-пирохлоровая, апатитовая

Таблица 1 (окончание)

Тип поясов		Название и возраст, тип коры и фундамента	Ведущие вулкано-плутонические формации	Генетические типы месторождений	Полезные ископаемые, главные и второстепенные	Рудные формации
Автономные (эпигональные)	сиалический	Саянский (D—P). Краевая часть Сибирской платформы, байкалиды ранние и поздние каледониды; сиалическая кора	Липарит-дацит-трахибазальтовая, субвулканическая гранит-граносиенитовая; субщелочная гранитовая, щелочно-ультраосновная	Гидротермальные—гипомезоэпитермальные, скарново-метасоматические, карбонатиты, гидротермально-метасоматические (алмазоносные кимберлиты)	Редкие элементы, фосфор, графит, железо (молибден, полиметаллы, вольфрам, фтор, золото, серебро, ртуть, сурьма, олово)	Редкометальная апатитовая, нефелин-графитовая, магнетитовая (кварц-флюоритовая, ртутно-сурьмяная, грейзеново-молибденитовая, кварц-золоторудная, полиметаллическая, кварц-вольфрамит-шеелитовая, кварц-касситеритовая, медно-порфировая, алмазоносных кимберлитов)
		Центрально-Казахстанский (D—P); складчатые структуры ранних и поздних каледонид, байкалид; сиалическая кора	Андезит-дацит-липаритовая; липарит-гранитовая; трахибазальтовая, субвулканическая основного состава	Скарны, грейзены, гидротермальные эпи- и мезотермальные, альбититы, метасоматиты, апограниты	Редкие металлы, полиметаллы, железо, золото, вольфрам, фтор (молибден, медь, ртуть, сурьма, олово, мышьяк)	Полиметаллическая, золото-сульфидная, медно-молибденовая, золото-сурьмяно-ртутная, скарново-медная (грейзеново-вольфрамитовая, грейзеново-молибденитовая, скарново-полиметаллическая, золото-серебряная)
	сиалически-фемический	Охотско-Чукотский (Cr—Pg). Складчатый пояс мезозоид, древние срединные массивы; сочетание коры континентальной с корой промежуточного типа	Базальт-андезит-липаритовая, субщелочная гранитовая, андезит-гранодиоритовая, андезито-базальтовая	Эпитермальные, гидротермально-метасоматические вторичные кварциты, пропилиты, алуниты (грейзены, адуляриты)	Золото, серебро, олово, ртуть, сурьма (молибден, полиметаллы, медь, вольфрам, фтор)	Золото-серебряная, золото-теллур-висмутовая, риолитовая (деревянистого олова), сурьмяно-ртутная (медно-молибденовая, золото-сульфидная, сульфидно-касситеритовая)
		Сихотэ-Алинский (Cr_2—Tr). Геосинклинальное основание мезозоид: сочленение континентальной и океанической коры	Диорит-андезитовая, гранит-липаритовая, контрастная—базальт-липаритовая, базальтовая	Скарновая, гидротермально-метасоматическая—пропилиты, вторичные кварциты (грейзены, слюдиты, аргиллизиты), эпитермальные	Олово, полиметаллы, золото (ртуть, медь, молибден, вольфрам, серебро, сурьма)	Скарново-полиметаллическая, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатная, золото-малосульфидная, олово-полиметаллическая (кварц-касситеритовая, золото-серебряная, сурьмяно-ртутная, медно-молибденовая)
Заключительная стадия геосинклинального развития	фемический	Курило-Камчатский, альпийское складчатое основание; кора промежуточного и океанического типа	Диорит-андезитовая, липарито-дацитовая (игнимбритовая), базальтовая	Гидротермально-метасоматическая—пропилиты, вторичные кварциты, эпитермальные, газо-гидротермальные	Золото, серебро, ртуть, сурьма, сера (полиметаллы, теллуриды, медь)	Золото-малосульфидная, золото-серебряная, сурьмяно-ртутная, самородной серы (золото-киноварная, медно-порфировая, медно-полиметаллическая)

отмечаются вольфрам, молибден, полиметаллы, медь. Особый металлогенический профиль имеют пояса кайнозойской эпохи активизации — Саяно-Байкало-Алданский и Восточно-Африканский. Последний характеризуется широким развитием формаций щелочной — ультраосновной магмы с карбонатитами, с которыми связаны месторождения ниобия, тантала, фосфора, флюорита. Характерно, что сходной металлогенией обладает заключительный этап развития средне- и верхнепалеозойского Саянского вулканического пояса.

2. Пояса, в которых период рудно-магматической подготовки наиболее продолжителен и сопровождается магматическими формациями пестрого состава, отличаются наибольшим набором рудных и нерудных элементов, здесь особенно выделяются пояса автономной активизации — Монголо-Охотский, Катазиатский, Скалистых гор.

Этим же поясам свойствен наиболее широкий спектр генетических и минеральных типов месторождений. Последнее обстоятельство в немалой степени зависит от вещественно-структурных особенностей фундамента. Гетерогенность фундамента (блоковое строение, мощность, состав) определяет длительность путей миграции металлоносных растворов, физико-химические и структурные условия рудоотложения, а также металлогеническую зональность внутри поясов, что весьма ярко проявляется на примере Монголо-Охотского пояса (табл. 2).

Для указанных поясов характерны скарны, грейзены, мезо- и эпитермальные жильные и метасоматические залежи золота, молибдена, редких металлов, олова, вольфрама, меди, фтора, теллура, ртути, висмута, сурьмы. Среди них встречаются крупнейшие по масштабам месторождения. Особенно важное экономическое значение имеет класс эпитермальных месторождений, являющийся пожалуй типоморфным для металлогении ВПП. К этому классу относятся месторождения золота, вольфрама, ртути, сурьмы, висмута и др. (Крикл-Крик, Айдахо-Спрингс, Теллурид-Сильвертон, Боулдер, Комсток в Скалистых горах Северной Америки, Балей, Дарасун, Нарын-Монголо-Охотский пояс, месторождения Охотско-Чукотского и Катазиатского поясов).

3. Поясам всех типов свойственно не менее двух стадий развития, что отражено в вертикальной металлогенической зональности. Ранним стадиям свойственны месторождения более глубинные и высокотемпературные — скарны, гипо- и мезотермальные метасоматиты и жильные образования вольфрама, молибдена, олова, редких элементов золота, полиметаллов. Заключительные стадии характеризуются эпи- и телетермальными месторождениями ртути, золота, сурьмы, флюорита, висмута, полиметаллов. И золото, и полиметаллы выступают в виде полигенных сквозных металлов в вертикальной зональности ВПП.

4. Основными «производителями» крупнейших месторождений перечисленных выше элементов являются в настоящее время ВПП фанерозоя и главным образом мезо-кайнозойского этапа. Существует мнение о преимущественном развитии мезо- и эпитермальных месторождений золота, урана, олова, телетермальных месторождений полиметаллов и других металлов в неохроне и об отсутствии их в докембрии (Г. Шнейдерхен, Е. А. Радкевич, Н. А. Шило и др.). Это мнение, очевидно, связано с представлениями о глубоком метаморфизме докембрийских образований, в процессе которого происходит вынос и рассеяние рудных компонентов. Однако мы полагаем, что нельзя так категорично подходить к оценке докембрийской металлогении. Приведем некоторые соображения по этому поводу.

В тех особых структурно-фациальных зонах, где докембрийские образования сохранились от воздействия метаморфической переработки и

гранитизации, а такие участки в докембрии различных районов мира имеются, могут быть обнаружены самые различные типы гидротермальных месторождений.

Д. Ворсинтон и И. Кифф [1] убедительно доказали низкотемпературное вулканогенное происхождение золотых месторождений, залегающих в докембрийских формациях сланцевого пояса Северной Каролины в США. Золотые проявления в этом районе приурочены строго к определенному стратиграфическому горизонту субаэральных пирокластических пород фельзитового состава, выделяемых в позднедокембрийскую формацию Уварри. Золото здесь встречается в золотосодержащем пирите (7—8 *г/т*) и в кварцевых жилах. Породы формации Уварри никогда не были метаморфизованы, интрудированы или структурно деформированы. Месторождения золота Северной Каролины сравниваются с достоверными эпитермальными вулканогенными месторождениями более молодых периодов. Такими месторождениями являются многие рудные залежи штата Невада (Голдфилд, Аврора, Раунд Маунтейн, Ярбридж и др.), золото-сульфидные месторождения Японии (Куроко), золото-алунитовые месторождения в игнимбритах Испании (Родальквиляр).

Запретность эпитермального рудогенеза объясняется некоторыми исследователями особенностями докембрийского гидротермального процесса и взаимодействием гидротермального флюида с протоатмосферой, компонентный состав которой был отличен от атмосферы неохрона. Нам представляется, что золотые эпитермальные месторождения в раннем докембрии, возможно, и не могли возникнуть до тех пор, пока не были проявлены соответствующие рудогенерирующие геологические формации. Одной из таких формаций является континентальная базальт-андезито-липаритовая дифференцированная группа вулканогенных образований, впервые проявившаяся в значительном объеме в среднем протерозое. Эта весьма продуктивная формация реализовалась в геотектонических структурах вулканических поясов, аналогичных по своему развитию молодым вулканическим поясам Тихоокеанского кольца.

Если до сих пор эпитермальные вулканогенные золотые месторождения, столь характерные для Тихоокеанского и частично Средиземноморского сегмента земной коры, для докембрия считались нехарактерными, то лишь потому, что докембрийские вулканические пояса были выявлены недавно и изучены далеко недостаточно, хотя золотые месторождения в докембрийских зеленосланцевых эвгеосинклинальных структурах общеизвестны.

Прибайкальский краевой вулканический пояс среднего протерозоя по набору магматических и терригенных формаций и по структурному положению представляет собой тектоно-магматическую структуру, во многом аналогичную молодым ВПП — среднепалеозойским Казахстанскому, Саянскому, мезозойскому — Охотско-Чукотскому. Следовательно, и металлогенические особенности докембрийского Прибайкальского пояса должны быть во многом сходны с металлогенией молодых ВПП.

В связи с еще недостаточной изученностью в пределах Северо-Байкальского пояса в настоящее время неизвестны крупные месторождения. Однако многочисленные минерализованные зоны в различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формациях пояса позволяют установить следующую общую схему размещения типов руд. В гранитно-метаморфическом фундаменте пояса известны редкометальные зоны, олововольфрамовые и висмутовые проявления. Зеленосланцевые толщи

[1] *Worthington J. E., Kiff I. T.* A suggested Volcanigenic Origin for Certain Gold Deposits in the State of the North Carolina Piedmont.— Econ. Geol., 1970, 65, № 5.

Таблица 2

Схема магматизма и металлогении Монголо-Охотского вулкано-плутонического пояса

	Структурно-фациальные зоны, магматические формации и типы пород											
	Западно-Забайкальская (Селенгино-Олекминская)		Олекмо-Становая		Алданская		Кентей-Даурская		Керулено-Аргунская		Хингано-Буреинская	
	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные
Ранний—средний триас	Андезито-липарито-гранофировая Субщелочная вулкано-плутоническая пестрого состава (трахиты, фельзиты, ортофиры, граниты, сиениты)				Формация алмазоносных кимберлитов (?)			Гранит-гранодиоритовая				
Триас—нижняя юра	Трахибазальтовая (трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты)	Щелочная гранитоидная (щелочные граниты, сиениты)		Умереннокислых и субщелочных гранитоидов (гранодиориты, биотитовые граниты, граносиениты и сиениты)	Липарит-трахитовая (кварцевые порфиры, трахиты, ортофиры)	Формация малых интрузий (гранит- и сиенит-порфиры, диорит-порфириты)						
Средняя юра	Трахибазальтовая (трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, эссекситы, бостониты, сиенит-порфиры, гранит-порфиры)	Формация малых интрузий (трахидолериты, сиениты, сиенит-порфиры, граниты и гранит-порфиры)					Андезит-дацитовая (диоритовые порфиры)	Диорит-гранодиорит-гранитная (гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, гранит-порфиры). Гранитная (биотитовые лейкократовые граниты, аплиты и гранит-порфиры)	Субщелочная вулкано-плутоническая (андезиты, трахиандезиты, трахиты, дациты, сиенито-диориты, кварцевые монцониты, гранодиорит-порфиры, граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры)			
Верхняя юра—нижний мел	Трахибазальтовая (трахиандезиты, трахибазальты)	Гранитоидная (граниты, граносиениты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры)	Липарито-дацитовая (риолиты, дациты, реже андезиты)	Гранитоидов пестрого состава (гранодиориты, адамеллиты, тоналиты)	Гранодиорит-сиенитовая (кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты,		Субщелочная вулкано-плутоническая формация (диабазовые и базальтовые порфириты, андезито-базальты, трахиандезитовые порфириты, трахилипариты, граниты, граносиениты,		Субщелочная липарит-базальтовая (липариты, дациты, андезито-базальты)		Гранитоидная (гранодиориты, микроклин-плагиоклазовые граниты, биотитовые граниты)	

	Структурно-фациальные зоны, магматические формации и типы пород											
	Западно-Забайкальская (Селенгино-Олекминская)		Олекмо-Становая		Алданская		Кентей-Даурская		Керулено-Аргунская		Хингано-Буреинская	
	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные	вулканические	интрузивные
					реже граниты и граносиениты)		гранит-гранодиориты и сиенит-порфиры). Формация малых интрузий (диабазовые порфириты, лампрофиры)					
Нижний мел	Трахибазальтовая	Формация малых интрузий субщелочного состава (лимбургиты, авгититы, эссекситы, пуласкиты)	Андезит-дацит-липаритовая	Умереннокислых и кислых гранитов (гранодиориты, граниты, гранит-порфиры)	Вулкано-плутоническая формация щелочноземельных пород (псевдо-и эпилейцитовые порфиры, нефелиновые сиениты, бостониты, монцониты, эгириновые граниты)				Андезито-базальтовая (андезито-базальты, гиалобазальты, базальты)		Вулкано-плутоническая ассоциация пород кислого и среднего состава (андезито-базальты, андезито-липариты, дациты, гранодиориты, гранодиорит- и гранит-порфиры, граносиенит-порфиры)	
Верхний мел			Формация малых интрузий кислого и субщелочного состава (гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры)								Формация малых интрузий среднего состава (диоритовые порфириты, диориты, монцониты)	
Возраст фундамента	Байкальский, раннекаледонский		Нижнепротерозойский		Архейский, местами кембрийский чехол		Раннекаледонский, герцинский		Палеозойский (раннекаледонский)		Палеозойский	
Главные элементы	Золото, молибден, вольфрам, фтор, редкие элементы		Золото		Золото		Олово, вольфрам, редкие элементы		Свинец, цинк, фтор		Олово	
Второстепенные элементы	Свинец, цинк		Молибден, свинец, цинк, ртуть, сурьма		Редкие элементы, молибден, фтор, железо		Золото		Золото, серебро, олово, молибден		Фтор, молибден, вольфрам, висмут, сурьма (золото, ртуть)	

фундамента—золотоносны. Медные проявления установлены как в зеленосланцевых образованиях фундамента, так и в вулканогенно-терригенных фациях вулканогенных комплексов. Гидротермальные проявления некоторых элементов размещаются в вулкано-терригенных, эффузивных фациях андезито-дацитов начальных этапов формирования пояса, а также связаны с экструзивными и жерловыми фациями кислых лав. С зонами разломов, рассекающих околожерловые фации, связаны проявления полиметаллов, вольфрама (шеелит), золота. Близжерловые образования вторичных кварцитов и пропилитов минерализованы медью, полиметаллами, мышьяком, золотом, редкими металлами. Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры периферических очагов несут оловянную, золотую, флюоритовую минерализацию. Намечается присутствие эпитермальных месторождений золота, подобных месторождениям Охотско-Чукотского пояса.

Следует заметить, что в настоящеее время в изучении Северо-Байкальского вулканического пояса закончилась стадия установления эмпирических закономерностей. Имеются все данные для достаточного теоретического обоснования разработки конкретных рекомендаций на детальные поиски в пределах Северо-Байкальского и, отметим попутно, Саянского поясов месторождений золота, серебра, олова, редких элементов, меди, возможно висмута, ртути, вольфрама и др.

Таким образом, на фоне специфических отличий металлогении докембрийских комплексов в сравнении с особенностями молодых эпох следует учитывать в отдельных случаях и их металлогеническое сходство, обусловленное однотипным характером магмо- и рудогенезиса. Как в свое время недооценивалась золотоносность молодых эпох, так, повидимому, в настоящее время недооценивается потенциальная рудоносность докембрия.

Ю. В. Комаров

МАГМАТИЗМ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Известно, что геотектонические режимы сопровождаются свойственными им вещественными проявлениями в виде осадочных, магматических и рудных формаций, а также формированием определенных комплексов складчатых, разрывных и блоковых структур. Все это в такой же степени относится и к областям активизации, которые имеют свою специфику развития и свои отличия. Отличия эти заключаются, во-первых, в появлении новых формационных типов, которые в областях с иным геотектоническим развитием или отсутствуют, или присутствуют в виде экзотических образований. Во-вторых, появляются хотя и аналогичные или близкие формационные типы, но взаимоотношение их с другими формациями, положение в общем формационном ряду, а значит, и в целом формационные ряды имеют свои особенности, так же как и масштабы проявления конкретных формаций.

Вместе с тем, области активизации, в свою очередь, не являются однотипными структурами, и среди них можно выделить основные категории с присущими им различиями в геотектоническом развитии, в особенностях и масштабах осадконакопления, в проявлении магматизма, в оруденении и, наконец, в разной, хотя в общем и ведущей, роли дизъюнктивной тектоники в развитии структур активизации.

Можно выделить следующие главные типы структур активизации: 1) области автономной орогенной активизации, 2) области сопряженной активизации, 3) активизированные структуры.

Сейчас уже не вызывает сомнения существование областей активизации, причинно не связанных с развитием более подвижных геосинклинальных структур, т. е. проявляющихся автономно. С другой стороны, имеются несомненные примеры сопряженной активизации, когда высокоподвижные области вызывают в окружающей их раме резонансные блоковые движения и магматизм. Резонансные движения синхронны или ритмично асинхронны движениям в высокоподвижной области постепенно затухают с удалением от нее. Такая активизация является следствием более активного развития соседнего региона и причина активизации в этом случае в какой-то мере находится за пределами активизированной территории.

Существует также весьма обширная группа активизированных структур, объединяемых лишь тем, что активизация не меняет их сущности и как первичные структуры они образованы раньше, а во время активизации были лишь подновлены. Термин «активизация» в этом случае является прилагательным к основному существу структуры (активизированные глыбы, активизированные срединные массивы, активизированные краевые швы, активизированные разломы или зоны разломов, активизированные зоны в пределах глыб или щитов и др.). Дальнейшая классификация активизированных структур подразумевает выделение групп разного порядка и масштабности, сопровождающихся столь же различным магматизмом и металлогенией. Однако в данной работе не рассматривается магматизм этой весьма обширной группы активизированных структур, а задача ограничивается областями автономной и сопряженной активизации.

Возвращаясь к структурам автономной и сопряженной активизации, отметим одно обстоятельство, имеющее непосредственное отношение ко всем вещественным проявлениям, связанным с активизацией. Так, геосинклинальный и платформенный режимы выступают как крайние, резко очерченные и резко проявленные типы, с одной стороны, наиболее высокоподвижного, а с другой — наиболее стабильного геотектонического режима, что и способствовало в свое время привлечению основного внимания исследователей именно к этим структурам, затушевывая менее четко проявленные, смазанные структуры активизации. Но так как структуры активизации расположены в ряду между крайними, ярко выраженными типами, то в этих структурах сочетание свойств одного и другого находится в разной пропорции. С этим связаны и различия структур активизации по степени подвижности, размаху колебательных движений, полноте складчатых структур, блоковой тектонике и др. Все это проявляется и в масштабах, и в типах осадконакопления и магматизма, т. е. мазгматизм областей активизации весьма многообразен, хотя это не исключает свойственного ему отличия от геосинклинального и платформенного магматизма.

Наиболее многообразен магматизм областей автономной орогенной активизации. Термин «активизация» подразумевает активизацию движений после периода стабилизации, причем активизацию таких движений и таких процессов, которые не приводят в конечном итоге к геосинклинальному развитию. Автономная активизация обычно начинается с движений доминирующего положительного знака. В то же время достаточно широко развиты области, в которых активизация начинается при значительной роли межгорного впадинообразования. Однако и в последнем случае формирование отрицательных структур негеосинклинального

ряда обязательно сопровождается орогенным воздыманием той или иной интенсивности в их окружении. Возникающие при этом положительные структуры обычно реставрируются значительно труднее, чем отрицательные, что и приводило в прошлом к значительному преувеличению роли впадинообразования. Лишь в последнее время, когда больше внимания уделяется обрамлению впадин, стала выясняться истинная картина соотношения отрицательных и положительных структур. Оказалось, что области автономной активизации — это области сложного сочетания орогенных положительных структур с наложенными впадинами. Все многообразие такого сочетания можно свести к двум типам: 1) активизация начинается с орогенного воздымания (орогенная активизация), после которого наступает поздняя стадия, ведущая к образованию наложенных межгорных впадин; 2) активизация начинается синхронным формированием наложенных впадин и орогенным воздыманием окружающих территорий (впадинно-орогенная активизация). Различия между этими типами касаются лишь роли впадинообразования в раннюю стадию активизации, однако они не настолько существенны, чтобы изменить направленность формационного ряда внегеосинклинального магматизма, который в обоих случаях остается принципиально близким.

Примерами первого типа, т. е. орогенной активизации, может служить мезозойская история Западного Забайкалья, Становой зоны, юго-западной части Монголо-Охотского пояса, Охотского вулканического пояса, Сихотэ-Алинского вулканического пояса, Катазиатского пояса, Яньшаньской зоны, Сикан-Юньнаньской зоны, Скалистых гор Северной Америки, а также Центрально-Казахстанского вулканического пояса (D_1—C_1), Прибайкальского вулканического пояса (PR_2) и др. Для этих структур формационный ряд магматизма орогенной активизации представлен наиболее полно (см. таблицу). Магматизм может начаться как с интрузивных, так и с эффузивных образований, но общими остаются для него формации андезитового и гранитоидного рядов в начальную стадию орогенной активизации.

Гранитоидный ряд формаций представлен в интрузивных формациях плагиогранитной и щелочногранитной группами. Для первой более типичны такие формационные типы, как диорит-гранодиорит-гранитный, гранодиоритовый, гранодиорит-гранитный, гранодиорит-тоналитовый, плагиогранит-гранитный и редко габбро-диорит-гранитный. Щелочногранитная группа представлена формациями щелочных гранитоидов и субщелочной сиенит-гранитной, как правило, завершающих начальную стадию цикла орогенной активизации.

В большинстве случаев орогенная активизация сопровождается наземным вулканизмом. Чаще он представлен формационными типами: андезитовым, андезит-дацит-липаритовым, андезит-трахит-липаритовым, липаритовым и трахилипаритовым. Там, где имеет место интрузивный и наземный вулканизм, обычны комагматичные вулкано-плутонические формации. В некоторых случаях в раннюю стадию вместе с формациями гранитоидного ряда появляются дифференцированная трахибазальтовая и контрастная базальт-липаритовая формации.

Магматизм конечной стадии представлен, как правило, формациями базальтового ряда. Среди вулканогенных формаций это недифференцированные трахибазальтовая, базальтовая и андезит-базальтовая. Интрузивные формации развиты ограниченно и относятся к трахидолеритовому, щелочно-сиенитовому, щелочно-гранитоидному типам, а также к формации малых интрузий пестрого состава, включающей и разновидности щелочных пород.

Формационные ряды магматизма некоторых мезозойских и мезокайнозойских областей автономной орогенной активизации Тихоокеанского подвижного пояса

	Западное Забайкалье, P_2—K_1 (по Ю. В. Комарову, 1972)	Охотский вулканический пояс, K_1—Tr (по И. М. Сперанской, 1968)	Сихотэ-Алинский вулканический пояс, K_2—Tr (по В. В. Русс и Е. В. Быковской, 1968)	Яньшаньская зона, J_1—Tr (Основы тектоники Китая, 1962)	Корейский п-ов, T_2—KZ (по В. Л. Масайтису, 1963)	Скалистые горы Северной Америки, Tr—Q (по Larsen, 1940; Ю. М. Шейнманну, 1958)
Поздняя стадия	Трахибазальтовая (J_3—K_1); рудоносных гранитов (J_2); трахибазальтовая (J_2); малых интрузий (J_2)	Базальтовая (Tr)	Базальтовая (N—Q); базальт-трахибазальтовая (N)	Трахибазальтовая (Tr)	Трахибазальтовая (KZ); трахит-липаритовая (K_2—P)	Андезит-базальтовая (N—Q)
Ранняя стадия	Щелочная гранитоидная (J_1^2); трахибазальтовая (T_3—J_1^1); субщелочная вулкано-плутоническая пестрого состава (T_{2+3}); габбро-диорит-гранитная (T_2); контрастная базальт-липаритовая (P_2—T_1)	Субвулканическая гранитоидная (K_2); липаритовая (игнимбритовая) (K_2); гранодиоритовая (K_1); андезитовая (K_1)	Габбро-диорит-гранитная (P); андезит-дацит-липаритовая (P); габбро-диорит-гранитная (K_2); порфировая (дацит-липаритовая) (K_2)	Андезитовая (J_3); андезит-трахит-липаритовая (J_3); диорит-гранодиорит-гранитная (J_2); андезит-трахит-липаритовая (J_2); андезитовая (J_1)	Щелочных гранитоидов (K_2); андезит-дацит-липаритовая (K_2); габбро-диорит-гранодиоритовая (K_2); андезит-липаритовая (J_{2-3}); диорит-гранодиорит-гранитная (J_{2+3}); андезит-липаритовая (T_3—J_1); щелочных и нефелиновых сиенитов (T_2); диорит-гранодиорит-гранитная (T_2)	Щелочногранитная (Tr); субвулканическая гранодиорит-гранитная (Tr)

В приведенных в таблице примерах показаны более полные антидромные формационные ряды магматизма орогенной активизации. Однако отклонения от таких рядов довольно обычны и проявляются в исчезновении одних и возникновении других формационных типов, в широком развитии одних и редуцировании других. В таком же соотношении может быть магматизм ранней и поздней стадий. Например, в Становой зоне совершенно не проявился основной вулканизм поздней стадии, но зато в гипертрофированном виде развивался гранитоидный магматизм. Формационный ряд магматизма в обобщенном виде здесь можно представить так: J_3 — формация умереннокислых гранитоидов, J_3—J_1 — диорит-гранодиорит-гранитная формация, представляющая главную массу мезозойских магматических пород Джугджуро-Становой зоны; K_1—K_2 — гранитная формация, сложенная в западной и центральной частях зоны исключительно лейкократовыми гранитами. Венчает формационный ряд в позднем мелу формация субщелочных гранитоидов (Заблоцкий, 1968).

Ко второму типу структур автономной орогенной активизации относятся области, в пределах которых наряду с орогенными структурами довольно широко развиты впадины наложенного типа, в частности средне-позднепалеозойские впадины, наложенные на каледониды Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Шотландии, Шпицбергена и др. Видимо, к этой же категории структур следует отнести и некоторые наиболее крупные мезозойские впадины и прогибы восточно-азиатского типа, по М. С. Нагибиной.

Если рассматривать образования наложенных впадин вместе с историей развития их горного обрамления, то становится вполне очевидным, что формирование их не изолированный процесс. Он происходит на фоне активной тектонической жизни окружающих территорий, представленных, как правило, горными сооружениями. И в целом наложенные впадины выступают как структуры II порядка, подчиненные более общей закономерности и более общему тектоническому режиму, который и отвечает режиму автономной орогенной активизации. Соотношение же положительных и отрицательных структур в каждом конкретном случае может быть различным, так же как различным может быть преобладание отрицательных или положительных движений. Например, в Северном Казахстане и в западной части Центрального Казахстана в герцинское время образовались довольно крупные наложенные впадины, такие как Тенизская, Джезказганская, Карагандинская и др. В Тенизской и Джезказганской впадинах в основании разреза залегает эффузивно-красноцветная формация, выше которой эффузивов в разрезе уже нет. Однако они имеются на окружающих поднятиях. Несколько иная картина наблюдается в Карагандинском прогибе и Джайльминской мульде, где вулканиты составляют уже существенную часть разреза. Интрузивные породы во впадинах почти полностью отсутствуют, но по их окраинам и в областях смежных поднятий известен ряд гранитоидных массивов диоритового и гранитного состава, а также щелочных пород. Такие интрузии в Северном Казахстане известны на Кокчетавской глыбе, в Улутау, где, кроме того, присутствуют и вулканиты, в разных районах объединяемые в трахитовую, липаритовую, андезит-трахитовую, трахибазальтовую формации и ряд комагматичных вулкано-плутонических формаций андезит-диоритового и трахит-сиенитового типов.

Подобным же примером может служить Алтае-Саянская область, где в среднем палеозое заложились, в частности, такие наложенные впадины, как Рыбинская, Минусинская, Усинская и др. Формирование их происходило одновременно с орогенным воздыманием Восточного Саяна. В горном обрамлении впадин проявился довольно обильный эффузивный

и интрузивный магматизм, представленный трахилипаритовой, трахилипарит-щелочно-гранитной и гранит-граносиенитовой формациями, которые проникали далеко от Минусинских котловин на восток почти до Гарганской глыбы. В Минусинской же впадине происходило излияние пород трахибазальтовой формации и становление гипабиссальных интрузий трахидолеритовой и щелочно-сиенитовой субформаций.

Приведенные примеры показывают, что принципиально формационные ряды и формационные типы магматизма орогенной активизации и впадинно-орогенной активизации близко идентичны.

В целом внегеосинклинальный формационный ряд магматизма автономной активизации является антидромным, т. е. начинается с формаций гранитоидного или андезитового ряда, а заканчивается формациями базальтового или трахибазальтового ряда. Внегеосинклинальному магматизму присущи свои формационные типы. Однако формирование в разнородной среде, при большой роли разрывных нарушений ведет к неустойчивости формационных признаков, к появлению индивидуальных различий и особенностей для каждой области. Поэтому можно говорить лишь об общих тенденциях, свойственных формационному ряду внегеосинклинального магматизма: об антидромном характере развития магматизма в целом, о чем уже упоминалось, но о гомодромном его развитии в рамках одной формации; об увеличенной щелочности магматизма, особенно при завершении ранней орогенной стадии формирования областей активизации, когда обычны трахилипаритовая, трахилипарит-щелочно-гранитная, щелочно-гранитная и субщелочная сиенит-гранитная формация, имеющие преимущественно калиевую специализацию.

Интрузивные гранитоидные типы формаций относятся к группе формаций субвулканических гранитов, широко развиты вулканические и комагматичные вулкано-плутонические формации. Здесь отсутствуют или проявлены весьма ограниченно процессы гранитизации и магматического замещения, вследствие чего не развиты формации гранитоидных батолитов, а распространены перемещенные гранитоиды, которые не коррелируются или коррелируются весьма отдаленно с составом вмещающих пород. Весьма существенная роль разрывных нарушений в формировании областей активизации, наличие протяженных ослабленных зон и зон разломов способствует образованию дайковых комплексов, слагающих дайковые пояса.

Для внегеосинклинального магматизма областей автономной активизации не свойственны ультрабазитовая и базитовая формации, нет здесь формаций и спилит-диабазовой группы. Зато среди интрузивных формаций широко развиты формации субвулканических гранитов весьма пестрого состава, а также широко проявлены комагматичные вулкано-плутонические формации, представляющие тесное сочленение наземных излияний и близповерхностных интрузий.

Внегеосинклинальному магматизму наряду с многообразием формационных типов и магматизма в целом, с одной стороны, не дифференцированного, с другой — дифференцированного, присуще довольно резкое проявление контрастности. Выражается это в появлении контрастных формаций, таких как базальт-липаритовая, когда среди преобладающих вулканитов кислого состава присутствуют довольно мощные горизонты недифференцированных базальтов или трахибазальтов. Контрастность может выражаться и сквозными базальтовыми или трахибазальтовыми формациями, периодически появляющимися в течение всего цикла активизации и даже в начальную орогенную стадию, разделяя по времени гранитоидные формации. Пространственно же базальтовые формации всегда связаны с участками опускания.

Все признаки и особенности внегеосинклинального магматизма областей автономной активизации, о которых шла речь, безусловно, показывают его существенное отличие от геосинклинального и от платформенного магматизма. Намечается определенная эволюция формационных рядов внегеосинклинального магматизма в истории развития земной коры. В частности, в мезо-кайнозойское время возрастает интенсивность конечного этапа в тектоно-магматическом цикле автономной орогенной активизации, а в связи с этим увеличивается и роль заключительных базальтоидных формаций.

Иное положение занимает резонансный магматизм областей сопряженной активизации, т. е. активизации, которая вызвана более энергичными тектоническими процессами в соседних регионах, что и предопределяет структурное положение таких зон в обрамлении более подвижных областей, синхронность или близкую синхронность происходящих в них движений и магматизма. Примером резонансного магматизма, вероятно, является каледонский магматизм в структурах байкалид Байкальской горной области. Здесь в пределах каледонской эвгеосинклинальной зоны, протягивающейся от бассейна р. Джиды до среднего течения р. Витим, чрезвычайно обильно проявился геосинклинальный магматизм. Начался он спилит-диабазовой формацией, затем кварц-кератофировой, а завершился собственно геосинклинальный этап гипербазитами. После инверсии происходит внедрение интрузий базитовой формации, а в орогенную стадию формируются громадные по площади массивы формации гранитных батолитов и формации гранитоидных батолитов пестрого состава (Комаров, 1972).

Северо-западнее, т. е. в области байкальской складчатости, которая по отношению к каледонской эвгеосинклинальной зоне выделена Н. А. Флоренсовым (1954) как внешний пояс, а В. Г. Беличенко и П. М. Хреновым (1965) квалифицирована как геоантиклинальное поднятие, также имел место орогенный магматизм. Он начался с внедрения интрузий габбро-монцонит-сиенитовой формации, по времени синхронной базитовой формации эвгеосинклинальной зоны. После этого произошло становление массивов формации субщелочных гранитоидных батолитов, также синхронных по времени широко проявленному гранитоидному магматизму эвгеосинклинальной зоны. Этот каледонский орогенный магматизм внешней зоны каледонид уже в пределах области байкальской складчатости, видимо, можно отнести к магматизму сопряженной активизации. Он синхронен орогенному магматизму эвгеосинклинальной зоны, близок ему по составу и отличается лишь несколько повышенной щелочностью, ибо проявился в условиях консолидированной области завершенной складчатости.

Сопряженный магматизм имел место и на восточной окраине Буреинского массива, куда проникают позднемеловые гранитоиды, широко развитые восточнее, в пределах Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой системы. Аналогичная картина наблюдается и на западной оконечности Колымского массива, где вдоль границы Яно-Колымской складчатой области, а отчасти уже в пределах Колымского массива протягивается полоса эффузивов и гранитоидных массивов позднеюрского и мелового возраста.

Проявление сопряженного магматизма возможно не только по периферии геосинклинальных областей, но и по периферии высокомобильных областей автономной активизации. Так, при формировании Охотского вулканического пояса охотские интрузии далеко проникают по разломам и практически рассекают Охотский массив. Более сложная картина с участием эффузивных и интрузивных образований наблюда-

ется на Омолонском массиве. Здесь выделяются плагиолипаритовый, андезитовый и дацит-липаритовый вулканогенные комплексы, а также интрузии охотского комплекса, параллелизуемые с гранодиоритовой формацией Охотского вулканического пояса. Кроме того, здесь же установлены крупные интрузии гранитов конца позднего мела, одновременно с которыми или несколько позже формировались субщелочные граниты в северной части Омолонского массива. Довольно широко в пределах массива проявился омолонский комплекс, представленный двумя контрастными сериями пород — щелочными габброидами и щелочными сиенитами (Шпетный, 1970 г.).

Приведенные примеры далеко не исчерпывают случаев резонансного магматизма, однако и они показывают, что резонансные структуры охотнее откликаются не на начальную или собственно геосинклинальную, а на орогенную стадию развития геосинклиналей или областей автономной активизации. Поэтому не удивительно, что резонансный магматизм всегда близко синхронен орогенному магматизму и коррелируется с ним по составу. Как правило, он представлен интрузивными формациями гранитоидного ряда, и лишь иногда наблюдается повышенная щелочность или появляются формационные типы, не свойственные рядом расположенным подвижным структурам, что является скорее исключением, чем правилом. Интрузии проникают в зону сопряженной активизации иногда на многие десятки километров.

Многообразие состава, форм и условий проявления внегеосинклинального магматизма при преобладающей роли небольших интрузивных тел, формировавшихся в близповерхностных условиях, ассоциация магматизма с разрывными нарушениями, которые выступают не только как магмоконтролирующие структуры, но и как структуры, дренирующие гидротермальные потоки,— все это ведет к тому, что внегеосинклинальный магматизм обладает высокой рудогенерирующей способностью. Поэтому не случайно области автономной и сопряженной активизации, как правило, представляют и богатейшие рудные провинции.

Литераура

Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Заблоцкий Е. М. К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области.— Геол. и геофиз., 1968, № 4.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972.

Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, **100**.

Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.

Русс В. В., Быковская Е. В. Сихотэ-Алиньская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Магматизм. «Недра», 1968.

Сперанская И. М. Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Магматизм. «Недра», 1968.

Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954.

Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— Сов. геология, 1958, № 1.

Larsen E. S. Petrographic Province of Central Montana.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51, № 6.

Л. В. Таусон, В. Д. Козлов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ОБЛАСТЕЙ ВТОРИЧНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Изучение геологических процессов, протекающих при вторичной тектоно-магматической активизации, несомненно, имеет огромное научное и практическое значение. Наиболее широко процессы вторичной активизации проявляются в подвижных поясах, имевших длительное полициклическое тектоно-магматическое развитие (Центрально-Азиатский и Средиземноморско-Гималайский) и характеризовавшихся уже в палеозое мозаичной корой преимущественно сиалического типа. По-видимому, весьма существенным фактором их тектоно-магматического развития являлись горизонтальные перемещения крупных сиалических плит земной коры, что объясняет длительность существования и высокую активность зон глубинных разломов, ограничивающих эти плиты (например, Монголо-Охотский шов и Главный Саянский разлом на Сибирской платформе).

С точки зрения магматизма, эти области интенсивного развития процессов вторичной активизации характеризуются преимущественным развитием гранитоидов. Производные базальтоидных магм распространены здесь сравнительно ограниченно, но имеют важное металлогеническое значение.

Из выделяемых в настоящее время (Таусон, 1973) девяти геохимических типов гранитоидов (табл. 1) в областях вторичной активизации не встречаются только плагиограниты толеитового ряда и ультраметаморфические гранитоиды. Первые характерны только для эвгеосинклинальных зон, а вторые — для древних консолидированных щитов.

Крупные очаги гранитоидной магмы, по-видимому, могут возникать в области вторичной активизации как при инверсии моногеосинклиналей, так и при положительных движениях консолидированных глыб сиалической коры. В обоих случаях решающим фактором является проникновение из мантии в зоны образования палингенной гранитной магмы гранитообразующих агентов и прежде всего летучих. Теплофизические расчеты показывают, что зоны гранитообразования находятся на глубинах 15—20 *км*.

При этом для областей вторичной активизации характерно перемещение части образовавшихся гранитных магм в верхние зоны коры (до глубин 6—8 *км*) и образование в результате этого крупных мезоабиссальных батолитов. Например, в Восточно-Сибирской части Центрально-Азиатского подвижного пояса практически все гранитные батолиты, начиная от протерозойского Саянского комплекса и кончая верхнемезозойским гранитным батолитом Станового хребта, относятся к мезоабиссальному типу.

Крупные гранитоидные очаги, формировавшиеся в областях с относительно низким уровнем метаморфизма осадочно-метаморфических толщ, обычно относятся к типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Гранитные же батолиты, образовавшиеся за счет палингенного плавления осадочно-метаморфических толщ с высоким уровнем метаморфизма, обычно относятся к типу палингенных гранитоидов щелочного ряда. При полициклическом развитии областей вторичной активизации на начальных этапах могут возникать гранитные батолиты известково-щелочного ряда, а на поздних — щелочного.

Таблица 1

Редкоэлементный состав гранитоидов различных геохимических типов

Элемент	Плагиограниты толеитового ряда	Плагиограниты известково-щелочного ряда	Агпаитовые редкометальные граниты	Граниты монцонитового ряда	Палингенные граниты известково-щелочного ряда	Плюмазитовые редкометальные граниты	Палингенные граниты щелочного ряда	Редкометальные граниты щелочного ряда	Ультраметаморфические гранитоиды	Средний гранит (по А. П. Виноградову)
K	0,5	1,9	3,8	4,0	3,3	4,0	4,3	3,8	5,4	3,3
Na	3,2	3,0	3,2	3,8	2,9	2,8	4,2	4,1	2,5	2,8
F	0,015	0,07	0,09	0,08	0,08	0,30	0,05	0,09	0,014	0,08
Li	2	12	37	31	36	97	20	52	8	40
Rb	4	53	140	135	140	400	110	270	140	200
Be	0,6	0,8	5,1	3,9	3,5	6,8	1,7	4,8	0,6	5,5
Sr	190	390	8	750	300	100	350	170	420	300
Ba	180	670	55	1600	750	200	1090	500	1600	830
Sn	2,7	4,3	7,2	4,1	5,3	6,3	4,6	5,7	2,6	3,0
W	—	—	1	—	2,0	4,1	1,7	2,1	0,7	1,5
Mo	—	—	—	2,3	1,6	1,4	2,0	1,8	1,4	1,0
Zn	70	60	75	55	45	57	63	43	43	60
Pb	4,4	9,5	20	27	25	30	13	20	14	20
Zr	50	160	1500	—	200	260	—	—	240	200
Hf	1,1	4	45	—	—	9,3	—	—	—	1
Nb	1,6	2,1	29	—	20	22,6	—	—	15	20
Ta	0,6	0,4	3,7	—	3,5	4,0	1,4	—	0,8	3,5
Σ TR+Y	—	135	500	—	210	420	—	—	220	185
K/Rb	1250	360	270	300	240	100	390	140	390	170
Ba/Rb	45	13	0,4	12	5	0,5	10	1,9	12	4,1
Ba/Pb	41	70	2,7	60	30	7	84	25	114	41

Примечание. Содержание K, Na, F — в %; Li, Rb и всех последующих элементов — в *г/т*.

Однако наиболее характерными и интересными, с точки зрения металлогении, в областях вторичной активизации являются значительно меньшие по размеру гипабиссальные интрузии гранитоидов, которые могут рассматриваться как порции гранитоидной магмы, отделившиеся от абиссальных гранитных очагов на разных этапах их развития. Обычно их внедрение наблюдается несколько позже формирования мезоабиссальных батолитов, хотя разности, отвечающие наиболее поздним кислым дифференциатам, запаздывают по времени образования, по сравнению с мезоабиссальными батолитами, на 30—40 млн. лет.

Гипабиссальные интрузии гранитоидов обычно наиболее распространены в зонах крупных глубинных разломов. При этом гранитоиды, относящиеся к типам палингенных известково-щелочных гранитов или палингенных гранитоидов щелочного ряда, по редкоэлементному составу сравнительно мало отличаются от гранитоидов главных фаз предшествующих им мезоабиссальных батолитов. Комплексы же гранитоидов, отвечающие наиболее поздним дифференциатам глубинных очагов, имеют редкоэлементный состав, уже значительно отличающийся от состава кислых дифференциатов мезоабиссальных батолитов (их фаз дополнительных интрузий). Эти поздние гипабиссальные интрузии гранитоидов обычно относятся к типам плюмазитовых редкометальных гранитоидов (для областей с низким уровнем метаморфизма вмещающих толщ) и редкометальным гранитоидам щелочного ряда (для областей с высоким уровнем метаморфизма вмещающих толщ).

С точки зрения различий и сходства редкоэлементного состава гранитоидов мезоабиссальных батолитов и следующих за ними гипабиссальных интрузий весьма показательны данные по гранитоидам Восточ-

Таблица 2

Редкоэлементный состав мезоабиссального батолита и гипабиссальных гранитоидов Восточного Забайкалья

Комплекс	Фаза	Геохимический тип гранитов	Возраст	Содержание элементов												
				%			г/т									
				Na	K	F	Li	Rb	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Mo	
Кыринский	Главная	Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда	$T—J_1$	2,9	3,3	0,05	56	140	2,3	200	700	16	5,6	2,0	Не опр.	
Амуджикано-сретенский	»	То же	$J_2—J_3$	2,9	3,3	0,08	70	145	4,6	440	860	Не опр.	5,0	~1	1,6	
Кыринский	Фаза дополнительных интрузий	»	$J_1—J_2$	2,6	3,9	0,01	33	200	5,1	30	100	23	5,9	>1	Не опр.	
Кукульбейско-харалгинский	Главная	Плюмазитовые редкометальные лейкограниты	J_3	2,9	4,0	0,30	97	400	6,8	100	200	15	6,3	4,1	1,4	
Гуджирский	»	Редкометальные граниты щелочного ряда	$J_2—J_3$	4,3	4,6	0,10	53	220	4,0	170	500	Не опр.	5,7	2,1	2,5	

ного Забайкалья (табл. 2). Как видно из табл. 2, гранитоиды главных фаз Кыринского мезоабиссального батолита и гипабиссальных интрузий амуджикано-сретенского комплекса, развитых восточнее, в зоне Монголо-Охотского шва, практически различаются очень мало. Гранитоиды же фазы дополнительных интрузий Кыринского батолита и главной фазы кукульбейско-харалгинского комплекса различаются значительно больше, прежде всего в отношении фтора, а также лития и рубидия. Весьма существенны различия между гипабиссальными интрузиями областей с низким уровнем метаморфизма вмещающих толщ (кукульбейско-харалгинский комплекс) и интрузиями, сформировавшимися в областях с высоким уровнем метаморфизма вмещающих толщ (гуджирский комплекс). Этими различиями, вероятно, и определяется разная потенциальная рудоносность гранитоидов этих комплексов.

В зависимости от геохимического типа, различий состава, размера и глубины формирования гранитоидных интрузий, а также масштабов и интенсивности процессов эманационной дифференциации различается их потенциальная рудоносность.

Для мезоабиссальных батолитов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда характерно угнетение процессов эманационной дифференциации, очень слабое обогащение летучими купольных участков батолитов и резкое обеднение летучими кислых дифференциатов (фаз дополнительных интрузий). Вследствие этих особенностей поведения летучих с мезоабиссальными батолитами палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда могут быть связаны поля пегматитов, в том числе и редкометальных, а также мелкие пневматолитовые месторождения олова, образующиеся в апикальных частях крупных куполов. При этом необходимо учитывать, что в гранитоидах, слагающих эти купола, содержание олова бывает несколько повышено. Поэтому при разрушении месторождений и вмещающих их гранитоидов могут образовываться довольно богатые россыпи касситерита.

В случае гипабиссальных интрузий наиболее важным фактором их потенциальной рудоносности и рудной продуктивности является характер процесоов эманационной дифференциации, определяемый для интрузий сходного геохимического и петрохимического типа глубиной формирования, проницаемостью рамы, составом летучих компонентов и прежде всего соотношением воды и фтора. Особенно ярко это проявляется в случае гранитоидов, обогащенных летучими (плюмазитовые редкометальные лейкограниты, редкометальные граниты щелочного ряда, граниты монцонитового ряда).

В Восточном Забайкалье гипабиссальные интрузии плюмазитовых редкометальных лейкогранитов объединяются в кукульбейско-харалгинский комплекс. При этом интрузии, развитые в пределах Даурского свода (харалгинский комплекс) и Агинской плиты (кукульбейский комплекс) при значительном петрохимическом сходстве различаются по глубине становления, особенностям протекания процессов эманационной дифференциации и соотношениям между компонентами летучих фаз.

Для гранитоидов харалгинского комплекса характерна меньшая глубина формирования, о чем свидетельствует значительное развитие субвулканических фаций среди пород Харалгинского, Ингодинского и других массивов этого комплекса. Интрузии кукульбейского комплекса формировались, по-видимому, на несколько больших глубинах.

Результатом этого явились два важных следствия, определивших в значительной мере ход постмагматических процессов и рудную продуктивность этих потенциально рудоносных интрузий. Как видно из табл. 3, для неизмененных биотитовых гранитов харалгинского комплекса характерно весьма высокое содержание фтора — в среднем 0,3%. Для

Таблица 3

Особенности редкоэлементного состава некоторых гранитоидных интрузий харалгинского и кукульбейского комплексов (Восточное Забайкалье)

Комплекс	Массив	Граниты	Содержание элементов									
			%			г/т						
			Na	K	F	Rb	Be	Sr	Ba	B	Sn	W
Харалгинский	Харалгинский	Биотитовые	3,1	4,0	0,28	370	11	100	100	11	8,5	6,5
	Буреинский	»	2,7	4,0	0,21	370	17,5	50	100	19	5,9	5,8
	Хапчерангинский	»	2,9	4,2	0,40	380	14	100	300	13	14	2,7
	Ингодинский	»	2,7	4,1	0,31	400	9,5	100	400	27	8,6	8,1
Кукульбейский	Саханайский	Биотитовые с мусковитом	2,8	3,9	0,13	290	6,9	100	300	32	13	3,9
		Двуслюдяные	2,8	4,0	0,13	300	7,5	100	430	70	14	4,4
		Двуслюдяные апикальные резкопорфировидные	2,8	4,0	0,21	330	13	90	320	90	23	6
»	Зун-Ундурский	Двуслюдяные	2,8	3,6	0,25	350	13,3	100	150	110	27	7,1
		Мусковитовые с биотитом	2,9	3,6	0,36	400	21	100	150	47	36	8,8
		Мусковитовые	2,6	3,3	0,43	440	21	50	100	40	82	15
»	Дурулгуевский	Биотитовые	2,4	3,2	0,07	270	6,7	200	500	20	9,8	1,7
		Двуслюдяные	2,5	3,7	0,12	360	13	150	400	30	18	4,9
		Мусковитовые	2,8	3,4	0,20	550	25	50	100	30	37	>10

гранитов кукульбейского комплекса содержание фтора в неизмененных биотитовых гранитах или в их слабо мусковитизированных разностях составляет в среднем только 0,1%. Высокое значение содержания фтора и наличие сопутствующих редких элементов (литий, рубидий, олово, вольфрам и др.) достигаются в верхних частях интрузии, которые обычно интенсивно мусковитизированы. Интенсивная метасоматическая переработка купольных частей интрузий могла быть осуществлена только при интенсивном протекании процесса эманационной дифференциации во время кристаллизации магматического расплава. Благодаря высокому градиенту давления летучих фаз, в составе которых главную роль играла, вероятно, вода, наблюдался интенсивный подток летучих и связанных с ними редких элементов в верхние купольные части интрузий. При этом возникли широкие эманационные ореолы интрузий, а также высокотемпературные рудные концентрации в их ближнем эндо- и экзоконтакте. Среди рудных компонентов здесь значительную роль играют вольфрам, ниобий и тантал и в несколько меньшей степени — олово.

Для харалгинского комплекса масштабы процессов мусковитизации купольных частей интрузий значительно меньше. Вероятно, вследствие образования достаточно мощной зоны закалки и слабой проницаемости вмещающих пород в апикальных частях интрузий образовались низкотемпературные силикатные расплавы, насыщенные водой и фтором. Примером может являться дайка фельзит-порфиров Верхне-Ингодинской интрузии, в которой содержание фтора достигает 2%. Однако в такого типа интрузиях с высоким содержанием фтора соотношение между водой и фтором смещается в сторону последнего.

Вследствие особенностей состава и условий кристаллизации в интрузиях этого типа рудные концентрации в ближних эндо- и экзоконтактах развиты в несколько меньшей степени и значительно больше — рудные концентрации гидротермального этапа. При этом среди рудных компонентов наибольшее значение играет олово и сопутствующие ему в сульфидно-касситеритовом типе оруденения полиметаллы.

Пример гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных гранитов Восточного Забайкалья наглядно показывает возможности существенных различий рудной продуктивности потенциально рудоносных интрузий в зависимости от глубины становления, условий кристаллизации, интенсивности процессов эманационной дифференциации и соотношения компонентов во флюидных фазах.

Как уже отмечалось, в областях вторичной активизации гранитоиды палингенного (сиалического) происхождения распространены наиболее широко и имеют наибольшее металлогеническое значение. Однако в последние годы стало ясно, что среди массы сиалических гранитоидов в областях вторичной активизации существуют гранитоиды, являющиеся дифференциатами базальтоидных магм, а также продуктами контаминации последних сиалическим веществом. Среди этих мантийных по происхождению исходного вещества гранитоидов в областях вторичной активизации наблюдаются гипабиссальные и малые интрузии гранитоидов трех геохимических типов: плагиогранитов известково-щелочного ряда, гранитоидов монцонитового ряда и агпаитовых редкометальных лейкогранитов.

Наибольшее металлогеническое значение в областях вторичной активизации имеют гранитоиды монцонитового ряда и агпаитовые редкометальные лейкограниты, являющиеся поздними кислыми дифференциатами различных щелочно-базальтоидных магм. Значительная роль гранитоидов монцонитового ряда в областях вторичной активизации была выявлена только в последние годы благодаря систематическому изуче-

Таблица 4

Редкоэлементный состав К-щелочнобазальтоидных серий Восточного Забайкалья

Порода и комплекс	Содержание элементов														
	%			г/т											
	Na	K	F	Li	Rb	Be	Sr	Ba	Sn	Mo	Zn	Pb	V	Co	Ni
Латиты и монцониты акатуевского комплекса (Приаргунье)	3,2	3,4	0,13	33	96	3,3	1550	1700	4,0	2,5	55	25	52	8	27
Граносиениты и граниты акатуевского комплекса	3,8	4,0	0,08	31	135	3,9	740	1600	4,1	2,0	55	27	22	3	13
Латиты и кварцевые латиты нерзаводского комплекса (Приаргунье)	2,9	3,1	0,21	21	113	3,0	520	1300	4,0	3,7	113	17	95	6	17
Риолиты нерзаводского комплекса	2,7	4,6	0,06	32	207	3,9	240	1400	3,9	2,2	58	31	13	1	4
Латиты Центрального Забайкалья	2,5	3,0	0,12	50	90	3,1	700	1050	3,5	Не опр.	70	20	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Диабазовые порфириты амуджиканской серии (Северо-Восточное Забайкалье)	2,3	2,2	0,15	64	68	Не опр.	760	1300	4,9	1,5	66	21	160	22	230
Меланократовые гранодиорит-порфиры амуджиканской серии	2,9	2,8	0,12	36	104	»	610	1050	5,8	1,5	40	37	94	10	73
Латиты Сьерра-Невады (США) (по Ноккольдсу и Аллену)	2,5	2,5	Не опр.	22	70	»	1600	1600	Не опр.	2,6	Не опр.	16	210	26	44
Высококалиевый андезит (по С. Р. Тейлеру)	3,0	2,6	»	Не опр.	88	»	620	400	2,3	7,4	»	7,2	160	13	3
Средний гранит (по А. П. Виноградову)	2,8	3,3	0,08	40	200	5,5	300	830	3,0	1,0	60	20	40	5	8

нию серий высококалиевых щелочных базальтоидов в Восточном Забайкалье (Таусон, Захаров, 1973).

Как видно из табл. 4, породы этих вулкано-плутонических базальтоидных комплексов отличаются не только высоким содержанием калия, но также весьма своеобразным редкоэлементным составом и повышенным уровнем содержания летучих. По содержанию лития, олова, свинца, цинка и др. они могут быть скорее сопоставлены с гранитами, нежели с андезитами. Высококалиевые щелочные базальтоидные порфиры встречены практически во всех частях Восточного Забайкалья. Они являются селективными выплавками из мантийного вещества, образовавшимися под действием водно-углекислых флюидов с фтором и бором, появляющихся на начальных этапах дегазации мантии.

Насыщенность этих магм летучими, отражающаяся в минеральном составе пород и в высоких концентрациях фтора, определяет возможность их глубокой дифференциации в промежуточных очагах с образованием в качестве конечных членов гранитоидов монцонитового ряда. Возникающие таким образом гранитоиды отличаются от сиалических аналогов весьма высокими концентрациями стронция и бария, а также

увеличением роли бора во флюидной фазе. Эти гранитоидные интрузии, вероятно, более характерные для материковых частей эвгеосинклинальных зон, в областях вторичной активизации также могут рассматриваться в качестве важных источников рудного вещества. В частности, весьма показательно, что в Хапчерангинском рудном районе вслед за открытием здесь латитов и связанных с ними липаритов установлено наличие самостоятельного этапа олово-борной минерализации, не связанной с Хапчерангинской интрузией плюмазитовых редкометальных лейкогранитов.

Кислые дифференциаты гипабиссальных интрузий щелочных базальтоидов обычно дегазированы. В этих случаях рудная продуктивность интрузий может повыситься при ассимиляции ими карбонатного материала и увеличении благодаря этому уровня содержания углекислоты. Примером этого может служить Акатуевская группа полиметаллических месторождений в Приаргунье.

Весьма важное металлогеническое значение в областях вторичной активизации имеют агпаитовые редкометальные лейкограниты, выделяемые в самостоятельный геохимический тип (см. табл. 1). Недавно В. И. Коваленко и его сотрудниками (1971) в пустыне Гоби на территории МНР была открыта и изучена целая провинция этих щелочных гранитоидов, связанных генетически и пространственно с интрузиями щелочных базальтоидов. Особенности минерального состава этих гранитов дают основание предполагать, что их материнские расплавы отличались низким уровнем концентрации воды при сравнительно высоком уровне содержания фтора. Для этого типа гранитов наиболее примечательны самые высокие среди всех гранитов концентрации циркония, гафния, редких земель и ниобия, а также наиболее низкие содержания стронция и бария.

Наконец, необходимо указать на развитие в областях вторичной активизации базальтоидных интрузий, частично контаминированных сиалическим материалом. Образующиеся при этом гибридные граниты могут быть отнесены к типу плагиогранитов известково-щелочного ряда, более распространенному в эвгеосинклинальных зонах. С этими гранитоидами обычно связывается золотое оруденение. В частности, в Восточном Забайкалье, с подобными интрузиями сохондино-шахтаминского комплекса может быть связано золотое оруденение Любавинского и Алханайского рудных узлов и т. д. В целом проведенный анализ показывает, что в зонах вторичной активизации потенциальной рудоносностью обладают образующиеся на этом этапе тектоно-магматического развития подвижных поясов гранитоиды сиалического и мантийного происхождения, являющиеся главными источниками рудного вещества.

В связи с палингенными гранитоидами и их кислыми дифференциатами образуются месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, полиметаллов, тантала и др., а с гранитоидами, имевшими в качестве исходных магм базальтоидные селективные выплавки из мантийного вещества, связываются месторождения золота, полиметаллов, олова, а также ряда редких элементов.

Литература

Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов.— В кн.: Ежегодник по работам 1972 г. (Ин-т геохимии, Сиб. отд-ние). Иркутск, 1973.

Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимия вулкано-плутонической ассоциации базальтоидов в Юго-Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1973, **211**, № 3.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии. «Наука», 1971.

Л. А. Михалева, А. А. Тычинский

САМОСТОЯТЕЛЬНЫЕ МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН ЮГА СИБИРИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В областях тектоно-магматической активизации, как известно, магматизм и сопровождающее его оруденение специфические, характеризующиеся рядом особенностей. Выявление этих особенностей на примере изучения самостоятельных малых интрузий и связанного с ними оруденения, которое является предметом настоящего исследования, представляется важным как в теоретическом, так и в практическом отношении.

В отечественной геологической литературе по малым интрузиям широко известны работы М. Б. Бородаевской (1955), Ф. К. Шипулина (1958, 1965) и др., которые среди различных типов рудоносных малых интрузий выделяли в особую формацию «самостоятельные малые интрузии порфиритов-порфиров», связывая с ними промышленные свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения. Они полагали, что эта магматическая формация образуется в конечные этапы развития подвижных поясов или в так называемых остаточных геосинклинальных системах.

В течение многих лет нами изучались малые интрузии и формационные типы связанного с ними оруденения в Горном Алтае и Забайкалье — регионах с крайне неоднородным геологическим строением и сложной историей геотектонического развития, которые в мезозое испытали существенную перестройку в связи с тектоно-магматической активизацией. Здесь выделяются две разновозрастные группы самостоятельных малых интрузий: 1) малые интрузии, завершающие развитие геосинклинально-складчатых областей; 2) малые интрузии, формирующиеся в зонах тектоно-магматической активизации. Обе группы малых интрузий нередко проявляются в одном районе, но разделены во времени внедрением гранитоидов или излиянием эффузивов.

Малые интрузии обоих типов сходны между собой по форме проявления, размещению, составу и др., что обусловлено их образованием в особых геологических условиях консолидации и воздымания геосинклинально-складчатых и сводово-глыбовых структур, в обстановке интенсивных дизъюнктивных дислокаций, когда основное значение приобретают разрывные нарушения типа глубинных разломов. Малые интрузии проявляются в виде регионально развитых даек, образующих мощные дайковые пояса, контролируемые разломами глубокого заложения. Они представляют собой самостоятельные магматические образования, непосредственно не связанные ни с эффузивной деятельностью, ни с проявлением гранитоидного магматизма. Дайковые образования формируются в резко гипабиссальной обстановке и являются производными глубоко расположенных очагов базальтоидной магмы, богатой летучими компонентами.

В составе даек широко распространены основные породы — диабазы и различные лампрофиры, которые характеризуются значительным содержанием щелочей, высоким количеством фемических компонентов (при резком преобладании магния над железом) и одновременно низким содержанием кремнекислоты. Для всех пород отмечается единый спектр элементов-примесей (кобальт, никель, ванадий, хром, цинк и др.), свойственный основным базальтоидным магмам.

Вместе с тем между малыми интрузиями двух типов существуют различия в особенностях вещественного состава пород, внутреннего строения дайковых тел, в характере магмоконтролирующих геологических структур и специфике проявления близкооднотипного для обоих групп малых интрузий полиметаллического оруденения.

1. Дайковые комплексы диабазов-порфиритов — самостоятельные малые интрузии, завершающие развитие геосинклинально-складчатых областей. Характерными структурно-тектоническими особенностями формирования этого типа малых интрузий является их приуроченность к глубинным разломам, которые возникают во время консолидации складчатых областей и располагаются на сопряжении различных по типу и возрасту структурно-формационных зон.

На Алтае и в Забайкалье эти малые интрузии имеют позднепалеозойский возраст. Они интрудируют гранитоиды карбонового и пермокарбонового возраста. Абсолютный возраст дайковых образований, по данным калий-аргонового метода, составляет 232—250 млн. лет. Сюда относятся: теректинский диабазовый дайковый комплекс Горного Алтая, малые интрузии диабазов и порфиритов Рудного Алтая, дайковый комплекс Восточной Калбы, дайки диабазов, спессартитов и диоритовых порфиритов Северо-Восточного Забайкалья и Приаргунья и др. Породы представлены главным образом диабазами, спессартитами, диабазовыми порфиритами, гибридными порфирами. Наиболее распространены диабазы, которым обычно подчинены порфириты, а гибридные порфиры развиты в ничтожном количестве. Формирование пород малых интрузий рассматривается как сложный многофазный процесс, складывающийся из близких по времени инъекций магмы. При этом состав магматического расплава изменялся от основного к кислому.

Породы обладают общими чертами, к которым относятся миндалекаменное и такситовое сложение, постоянная ассоциация плагиоклаза с маложелезистым титан-авгитом (в диабазах) и роговой обманкой (в порфиритах и порфирах), интенсивно проявившийся автометаморфизм с образованием скаполита, актинолита, пренита, хлорита и эпидота. Специфической особенностью пород (порфиритов и порфиров) является наличие в них признаков глубинного гибридизма, выражающихся в такситовом сложении и наличии ксеногенных зерен кварца и калиевого полевого шпата. Диабазы являются продуктом слабо контаминированной базальтовой магмы, спессартиты — производными этой же базальтовой магмы, ассимилировавшей сиалический материал, а появление гибридных порфиров следует связывать с реоморфизмом.

2. Дайковые комплексы щелочных и слюдяных лампрофиров — самостоятельные малые интрузии областей тектоно-магматической активизации. Структурные условия формирования этих магматических образований характеризуются возникновением сводовых поднятий, осложненных серией сравнительно узких депрессий типа грабенов, наложенных на уже консолидированные каледонские и герцинские складчатые сооружения Алтая и Забайкалья. Простирание дайковых комплексов, так же как и глубинных разломов, которыми они контролируются, не зависит от расположения более древних структур; оно является поперечным к основным складчатым структурам. Возраст щелочных лампрофиров Забайкалья верхнеюрский — нижнемеловой (133—142 млн. лет), а слюдяных лампрофиров Алтая — нижнемезозойский (190—220 млн. лет). Щелочные лампрофиры Забайкалья изучались В. Л. Литвиновым, Л. А. Михалевой, Л. В. Соловьевой и другими исследователями; слюдяные лампрофиры Горного Алтая — В. Н. Трощенко, Л. А. Михалевой и Р. В. Оболенской, которая в Юго-Восточном Горном Алтае

выделила слюдяные лампрофиры в самостоятельный чуйский комплекс и связала их с формированием зон тектоно-магматической активизации (Оболенская, 1971).

В составе дайковых пород Забайкалья отмечаются щелочные основные лампрофиры-камптониты с резко подчиненными им ортоклазитами, а в составе дайковых пород Горного Алтая — керсантиты и минетты и в незначительных количествах — бостониты. Щелочные и слюдяные лампрофиры, в отличие от дайковых пород предыдущего типа, сложены оливином, авгитом, диопсидом (реже пижонитом), керсутитом, высокомагнезиальным биотитом. Они характеризуются резко повышенной щелочностью (главным образом с калиевой тенденцией). Петрографический состав и петрохимические особенности, а также приуроченность этих пород к зонам разломов глубокого заложения свидетельствуют о их связи с очагами особой щелочно-базальтоидной магмы. Ассоциирующие с лампрофирами ортоклазиты и бостониты рассматриваются как конечный продукт дифференциации этой магмы.

Наши наблюдения подтверждают высказанное Г. М. Гапеевой (1960) положение о том, что петрологические отличия различных типов лампрофиров обусловлены тектоническими особенностями тех структурно-геологических зон, в которых они возникают, и различными глубинами, на которых закладываются магматические очаги. Подобную зависимость состава пород малых интрузий вообще от структурных условий формирования высказывали также М. Б. Бородаевская и Ф. Р. Апельцин (1969).

Таким образом, рассмотренные нами различные по составу и генетическим особенностям дайковые комплексы самостоятельных малых интрузий могут являться важным индикатором структурной обстановки их формирования. Спецификой малых интрузий обоих типов является принадлежность к производным базальтоидного магматизма, проявившегося в зонах глубинных разломов в жестких консолидированных структурах. Особенностью же пород дайковых комплексов самостоятельных малых интрузий областей активизации являются их связь со сводовыми структурами, нарушенными глубинными разломами, а также резко щелочной характер по сравнению с дайковыми комплексами малых интрузий, которые завершают развитие геосинклинально-складчатых областей.

Дайковые образования самостоятельных малых интрузий необходимо отличать от даек, являющихся жильными отщеплениями гранитоидов или производными вулканической деятельности. Так, в Забайкалье, в отличие от дайковых комплексов самостоятельных малых интрузий, контролируемых скрытыми разломами фундамента, дайки долеритов, трахидолеритов, лимбургитов и др., являющиеся членами нижнемелового и послеверхнемелового вулкано-плутонических комплексов, контролируются мезо-кайнозойскими впадинами и ограничивающими их глубинными разломами. При этом эффузивные излияния отмечаются в пределах впадин, а синхронно формирующиеся с ними дайки локализуются в обрамлении этих впадин. Характерна связь дайковых образований этого генетического типа с заложением и развитием мезо-кайнозойских впадин. Петрографический и химический состав дайковых пород, развитых в бортах этих впадин, и эффузивов практически идентичен, если не считать, что дайковые породы отличаются от своих эффузивных аналогов более высоким содержанием щелочей. Дайковые породы и эффузивы близки по возрасту. Пространственная ассоциация базальтоидных даек с эффузивными трахиандезитами и базальтами, соответствие их минерального и химического состава, а также близкий возраст позво-

ляют считать дайковые породы членами разновозрастных (средне-верхнеюрского, нижне- и верхнемелового) вулкано-плутонических комплексов (Вавилов и др., 1968; Михалева, Тычинский, 1972 и др.).

Ассоциированное с самостоятельными малыми интрузиями оруденение включает ряд формационных типов. В Горном Алтае сравнительно широко распространены месторождения и рудопроявления медно-свинцово-цинковой рудной формации, связанной с формированием теректинского диабазового дайкового комплекса (Тычинский, 1963; Тычинский, Михалева, 1968). Оруденение локализуется в вулканогенно-осадочных толщах средне-верхнедевонского возраста, меньше — в осадочных регионально- и нередко контактово-метаморфизованных породах ордовика и верхнего силура. По структурно-морфологическому признаку месторождения относятся к двум типам — трещинно-жильному (большинство рудопроявлений Центрального и Юго-Восточного Алтая) и трещинно-метасоматическому (Урсульское, Верхне-Теректинское, Верхне-Котандинское, Кастахтинское в Центральном Горном Алтае). Последние представляют наибольший практический интерес, обнаруживая аналогии с известными рудноалтайскими месторождениями. Месторождения второго типа локализуются в региональных зонах рассланцевания стратифицированных толщ, характеризующихся высокой степенью анизотропии. Они представлены сопряженными крутопадающими линзо-, пласто- и столбообразными метасоматическими рудными залежами с пологолежащими более мощными зонами вкрапленного оруденения. Месторождения среднетемпературные, средних глубин формирования.

В смежном Рудном Алтае в связи с самостоятельными малыми интрузиями формации порфиритов-порфиров, по Ф. К. Шипулину (1965), или формации малых интрузий альбитофиров-порфиритов, по В. С. Кузебному (1972), формируется промышленное медно-цинковое и полиметаллическое оруденение различных типов, представленное среднетемпературными гидротермальными месторождениями малых глубин и приповерхностными. П. Ф. Иванкиным и др. (1972) к среднетемпературной группе отнесены месторождения выделенных ими медно-цинкового пирит-пирротинового (Новоберезовское), колчеданно-медно-цинкового (Белоусовское), колчеданного полиметаллического (Березовское) и полиметаллического (Зыряновское) формационных типов с характерной для этой группы месторождений ленто-, пласто-, линзообразной и комбинированной формой рудных залежей. Группа низкотемпературных гидротермальных месторождений малых глубин и приповерхностных включает колчеданную медно-цинковую (Николаевское), кварцевую полиметаллическую (Заводинское) и барит-полиметаллическую (Змеиногорское) рудные формации. Для этих месторождений характерна штокообразная и жильная форма рудных тел.

На Салаире в связи с формированием позднегерцинских малых интрузий Э. Г. Дистановым (1972) рассматриваются барит-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского, Урского, Каменушинского и Ускандинского рудных полей (формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений).

Перечисленные формационные типы оруденения (Горный Алтай, Рудный Алтай, Салаир) отвечают ряду рудных формаций, связанных с самостоятельными малыми интрузиями основной магмы, завершающих развитие складчатых областей.

К рудным формациям, связанным с самостоятельными малыми интрузиями областей тектоно-магматической активизации, относится свинцово-цинковая рудная формация (Забайкалье, Горный Алтай). В. А. Кузнецов (1972) и Р. В. Оболенская (1971) связывают с малыми интрузия-

ми щелочных базальтоидов, формирующимися в зонах активизации (Горный Алтай), ряд рудных формаций: флюоритовую, свинцово-цинковую и ртутную.

Особенностью процессов рудообразования и магматизма Восточного Забайкалья, обусловивших многотипную рудную минерализацию в позднекиммерийское время, является их многоэтапный и гетерогенный характер. На примере изучения пространственно-временны́х соотношений минеральных образований Кличкинского рудного района было показано (Михалева и др., 1971; Михалева, Тычинский, 1972), что основные их типы (скарны, редкометальная, свинцово-цинковая и флюоритовая минерализация) отделены друг от друга временем формирования разновозрастных базальтоидных комплексов — производных базальтовых и щелочных оливин-базальтовых магм, которые соответствуют определенным этапам развития сводово-глыбовой области. В частности, устанавливается, что свинцово-цинковое оруденение во времени, пространственно и структурно связано с малыми интрузиями щелочных лампрофиров верхнеюрско-нижнемелового возраста, а флюоритовое — с нижнемеловым вулканогенным комплексом. Выделение перечисленных самостоятельных формационных типов оруденения, пространственно совмещенных в пределах одного рудного поля и различающихся по времени образования и характеру источников рудного вещества, не исключает вместе с тем их принадлежности к единому формационному ряду (рудной серии), выделяемому Р. М. Константиновым (1973).

Анализ взаимоотношений самостоятельных малых интрузий и оруденения позволяет говорить о существовании между ними парагенетической связи. Кроме тесной пространственно-структурной и временно́й зависимости, существует определенная минералого-геохимическая общность, что отмечалось неоднократно. В частности, изучение дайковых комплексов в Горном Алтае показало, что элементы, типичные для руд (цинк, кобальт, никель, хром, ванадий, серебро и др.), содержатся и в породах в виде примеси в повышенных количествах. Их изучение показало также наличие некоторых ничтожных количеств элементов-примесей, характерных для кислых гранитоидных магм (молибден, олово, возможно свинец), что обусловлено заимствованием этих компонентов из вмещающих сиалических толщ.

Общей характерной особенностью месторождений медно-свинцово-цинковой рудной формации, связанных с формированием самостоятельных малых интрузий вообще, в отличие от месторождений собственно геосинклинального этапа развития (барит-полиметаллический и скарновый вольфрам-молибден-полиметаллический формационные типы Горного Алтая), являются фемический профиль оруденения, многокомпонентный состав руд и многостадийный характер рудного процесса. В рудах преобладают минералы меди и цинка над свинцом. Типоморфными элементами-примесями в рудах являются висмут, мышьяк, никель, кобальт, кадмий, германий. В рудах поздних стадий обычно отмечается обилие сульфосолей меди, висмута, серебра, сурьмы, мышьяка и др.

Процесс рудоотложения включает ряд стадий: начальные (кварц-пирит-арсенопиритовую и халькопирит-пирротиновую с магнетитом) и поздние (халькопирит-галенит-сфалеритовую и халькопирит-сфалеритовую), представляющие два типа сульфидной минерализации — сульфидно-окисный и собственно сульфидный. Частая смена минеральных парагенезисов, наблюдаемая на месторождениях формации, связывается с изменяющимся во времени режимом кислорода и серы в гидротермальных растворах.

Характер гидротермально-метаморфических преобразований рудовмещающих толщ также достаточно специфичен, и последние проявляются весьма интенсивно, что служит их отличительной особенностью. Породы вулканогенно-осадочной толщи средне-верхнедевонского возраста, вмещающей большинство месторождений и рудопроявлений медно-свинцово-цинковой рудной формации (Горный Алтай), на участках проявления оруденения подвергаются интенсивной пропилитизации и амфиболизации с образованием эпидозитов, эпидот-кальцит-актинолитовых, эпидот-хлоритовых со стильпномеланом, хлорит-актинолитовых с тремолитом и других пород. Дайковые породы, на которые накладывается сульфидная минерализация, аналогичным образом гидротермально изменены. Следовательно, дайки и оруденение хотя и контролируются одной системой тектонических нарушений, отделены во времени стадией дорудной пропилитизации.

Время внедрения даек формации альбитофиров-порфиритов в Рудном Алтае также совпадает с формированием рудных зон. Внедрение даек кислого состава происходило раньше интенсивного предрудного гидротермального изменения пород. Поздние порфириты внедрялись в начале отложения руд, но позже гидротермальных дорудных изменений пород.

Сравнительная оценка масштабов оруденения различных формационных типов в течение герцинского металлогенического цикла как в Горном, так и Рудном Алтае показывает закономерное их увеличение для месторождений, связанных с формациями самостоятельных малых интрузий. Это можно видеть, анализируя формации полиметаллических руд Горного Алтая. Наибольший практический интерес здесь представляют месторождения медно-свинцово-цинковой рудной формации (Урсульское и др.), связанные с теректинским позднегерцинским дайковым комплексом. К аналогичному выводу приходят исследователи Рудного Алтая, считая наиболее продуктивными поздние малые интрузии альбитофиров-порфиритов, что связывается с возрастанием во времени роли факторов концентрации при рудоотложении (Иванкин и др., 1961; Кузебный, 1972).

Данные сравнительного минералого-геохимического изучения месторождений, связанных с самостоятельными малыми интрузиями рассматриваемых типов (завершающими развитие геосинклинально-складчатых областей и проявившимися в областях тектоно-магматической активизации), показывают тенденцию к усилению роли дифференциации гидротермальных растворов и сепарации рудного вещества до образования практически мономинеральных руд в условиях активизации. Характерно присутствие в рудах высокожелезистого сфалерита и высокосеребристого галенита; степень сульфосольности руд также увеличивается. Рудные минералы содержат большое число редких элементов, часто с высокими содержаниями.

Для рудных свинцов месторождений, связанных с формированием самостоятельных малых интрузий рассматриваемых типов, по данным изотопного свинцового метода, характерны аномалии В-типа, указывающие на существенное участие в рудном процессе наряду с ювенильным рудного вещества, экстрагированного из боковых пород и толщ фундамента в результате взаимодействия с ними просачивающихся рудоносных растворов в зонах длительно развивающихся глубинных разломов. Отчетливо это проявлено в ряде медно-свинцово-цинковых, серебро-свинцовых, полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений Горного Алтая, Рудного Алтая и Восточного Забайкалья (Тычинский, и др., 1970 г.).

В общем случае сравнительное геохимическое изучение месторождений эндогенных рудных формаций различных регионов складчатого обрамления юга Сибирской платформы нередко показывает унаследованный характер рудогенных компонентов, полигенность оруденения и в связи с этим неоднородный состав рудного вещества, указывающие на смешанный характер источников рудного вещества, участвующих в рудном процессе, что особенно ярко проявляется при рудообразовании в условиях тектоно-магматической активизации. Нам представляется, что главная роль при этом принадлежала магматической и гидротермальной мобилизации вещества. Проявление этих процессов мы, в частности, находим, анализируя месторождения, связанные с самостоятельными малыми интрузиями.

Литература

Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов в развитии тектоно-магматического цикла.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.

Бородаевская М. Б., Апельцин Ф. Р. К вопросу о природе и систематике малых интрузий.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

Вавилов С. М., Хренов П. М., Шерман С. И. Хурай-Баибинские дайки и флюоритовое оруденение Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1968, № 9.

Гапеева Г. М. Формации лампрофиров.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Изд-во АН СССР, 1960.

Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири. «Наука», 1972.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации и их экономическая значимость.— В кн.: Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). «Недра», 1972.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. «Наука», 1973.

Кузебный В. С. Магматические формации и оруденение.— В кн.: Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). «Недра», 1972.

Кузнецов В. А. Рудные формации.— Геол. и геофиз., 1972, № 6.

Михалева Л. А. К вопросу о генезисе лампрофиров юго-восточной части Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1962, № 8.

Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963.

Михалева Л. А., Тычинский А. А. Дайки и оруденение Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1972, № 7.

Михалева Л. А., Тычинский А. А., Полетаев В. В. О характере взаимоотношений полиметаллического и флюоритового оруденения с дайками базальтоидов в Кличкинском рудном районе Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 7. 1971.

Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971.

Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963.

Тычинский А. А., Михалева Л. А. Медно-свинцово-цинковая рудная формация и ее связь с магматизмом.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. «Наука», 1968.

Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 3.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. «Недра», 1965.

В. Т. Свириденко

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СТАДИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПРОТОПЛАТФОРМ

Последние годы ознаменовались возникновением нового направления в геологической науке — учения о тектоно-магматической активизации. Это учение сформировалось благодаря работам главным образом советских геологов: Е. Д. Карповой, В. А. Кузнецова, М. М. Одинцова, Е. В. Павловского, Ю. М. Шейнманна, А. Д. Щеглова, А. Л. Яншина и многих других.

Процессы фанерозойской активизации захватывают огромные области земной коры, в пределах которых формируются богатейшие рудные провинции мира. Отсюда понятен тот исключительный интерес к тектоно-магматической активизации, который проявляют в последнее время исследователи всего мира. Потребности народного хозяйства страны и общий прогресс наук о Земле приводят к необходимости выявления все новых закономерностей эволюции областей и зон тектоно-магматической активизации и признаков ее на ранних этапах развития литосферы. Детальный анализ геологической истории земной коры в докембрии показывает, что и на ранних ее этапах активизация стабилизированных блоков играла заметную роль в процессах рудогенеза и становления магматических формаций. Это неизмеримо увеличивает перспективы прогнозирования поисков разнообразных полезных ископаемых в областях развития докембрия, где установлены признаки тектоно-магматической активизации.

В сложной истории геологического развития древнейших докембрийских платформенных структур — щитов и массивов — выделяется ряд ведущих этапов, определяющих характер тектонической эволюции земной коры. Систематика докембрийских тектоно-магматических циклов наиболее полно разработана в трудах Е. В. Павловского (1964, 1970), К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (Митрофанов, Шуркин, 1969), М. С. Маркова (1964) и других исследователей. Согласно их представлениям, сиалическая кора в докембрии в общем случае последовательно проходила через три этапа: нуклеарный (прогеосинклинальный), протогеосинклинальный и протоплатформенный. Развитие земной коры в докембрии имело, таким образом, как и на более поздних этапах, направленный характер, неизбежно ведущий к консолидации ее и образованию устойчивых стабилизированных структур платформенного типа — протоплатформ. Нуклеарная стадия характеризовалась общей высокой подвижностью и малой контрастностью движений при отсутствии обособленных линейных структурных элементов. К концу стадии возникали локальные изометричные участки или блоки с повышенной гранитизацией, которая привела к увеличению их жесткости. Обособление гранитизированных, относительно жестких блоков предопределило линейный характер и большую контрастность движений разделяющих их зон — протогеосинклиналей. Вырождение последних, широкое развитие в их пределах регионального метаморфизма, гранитизации и магматизма превратило первичную земную кору в консолидированные, относительно жесткие платформенные структуры — протоплатформы. Протоплатформы явились закономерным результатом развития первичной коры и по-

служили основой для дальнейшего формирования континентов. Большая мощность гранитного слоя древних щитов и массивов указывает на то, что уже в раннем протерозое гранитная оболочка Земли отличалась стабильностью и жесткостью. Но установление платформенного режима протоконтинентов еще не означает окончания эволюции земной коры. Установление платформенного режима только резко изменило дальнейшие условия эволюции сиалической оболочки. Земная кора в пределах протоплатформ приобрела совершенно иные физико-механические свойства, и ответная реакция ее на геодинамические напряжения с этого момента носила принципиально иной характер. Разрядка любых геодинамических напряжений теперь реализовалась в виде необычных для геосинклиналей и платформ структурных форм — протяженных сводов большого радиуса, асимметричных наложенных впадин и связанных с ними своеобразных серий формаций как вулканогенно-осадочных, так и магматических, метасоматических и рудных. Эту новую фазу в истории развития геоструктурных элементов литосферы и следует принимать за ее активизацию.

Рассматривая главнейшие этапы эволюции активизированных областей, можно заметить, что основным условием активизации является предварительная стабилизация геоструктур, подвергающихся активизации. Активизация, таким образом, проявляется только на определенных этапах эволюции отдельных геоструктур, следующих за ее консолидацией и стабилизацией, т. е. после установления платформенного режима. В это время ход геологических процессов изменяется, что отражено в процессах и структурах тектоно-магматической активизации. Активизация проявляется в формировании разрывных дислокаций, глыбовых движениях и в обязательном появлении магм пестрого состава. Поскольку тектоническая обстановка областей тектоно-магматической активизации принципиально отличается от обстановки в геосинклиналях и на платформах, появляются совершенно иные магматические, вулканогенно-осадочные и рудные формации. Оживление тектоно-магматической деятельности при активизации осуществляется без коренного перерождения земной коры (Щеглов, 1968).

Следовательно, тектоно-магматическая активизация понимается нами как закономерный этап в направленном развитии отдельных структурных элементов земной коры, характеризующийся резким оживлением тектонических движений и магматической деятельности, наступающими вслед за окончательной консолидацией различных по строению разновозрастных сегментов земной коры независимо от предыдущей истории их развития. В большинстве случаев активизация имеет многостадийный характер. Исходя из приведенного выше определения тектоно-магматической активизации, можно сделать вывод, что активизация не только завершает становление консолидированных участков на фанерозойских платформах, но должна сопутствовать образованию и древнейших платформенных структур — протоплатформ как закономерный результат развития последних. Действительно, при анализе истории геологического развития платформ обнаружено, что для них характерно присутствие всех признаков активизации — разрывных дислокаций, радиальных глыбовых перемещений, интенсивного магматизма как кислого, так и основного состава. Многие исследователи, принимая во внимание мощный магматизм протоплатформ, вообще отрицают правомерность выделения этих геоструктурных элементов, ссылаясь на амагматичность платформ (Салоп, 1967). Более внимательное рассмотрение закономерностей размещения магматических формаций на протоплатформах показывает, что они приурочены исключительно к наложенным

структурам типа синеклиз — эндопротоплатформенным прогибам (Павловский, 1964; Лейтес, 1965[1, 2]). Эндопротоплатформенные прогибы обладают рядом общих морфоструктурных признаков с наложенными впадинами областей активизации неохрона.

1. Наложенный характер и дискордантность со складчатыми структурами архейского основания; нередко они расположены на склонах щитов и платформ в пределах разновозрастных складчатых структур нижнего и верхнего архея.

2. Тесная связь с разрывными нарушениями; выявляется асимметричное строение эндопротоплатформенных прогибов — как правило, один из бортов прогибов ограничен глубинными региональными разломами, в то время как внутренние границы их, обращенные к платформе, имеют конседиментогенный характер. По определению Б. А. Ермолаева, наложенные протерозойские прогибы на юге Алданского щита — односторонние лестничные грабены (Удоканский, Улканский, Ханинский и др.).

3. Протоплатформенный чехол, сохранившийся в подобных прогибах, несет черты континентального и полуконтинентального происхождения.

4. Приразломный и германотипный вид складчатости.

5. Исключительно трещинный тип магматизма.

6. Повышенная щелочность как основной, так и кислой магм.

7. Формирование на завершающих стадиях развития прогибов магматических формаций толеитового состава.

Таким образом, морфоструктурные особенности протерозойских эндопротоплатформенных прогибов и характер магматизма, сопутствующего их развитию, указывают, что мы имеем дело с активизацией древнейших структур платформенного типа. Вместе с тем характер первоначальной древнейшей активизации протоплатформ значительно отличается от активизации фанерозойского этапа. Эти различия отражают направленное одностороннее развитие земной коры. Рассмотрим некоторые специфические особенности древнейшей протерозойской активизации протоплаформ.

1. Отсутствие или незначительная роль вулканогенных образований.

2. Строгая приуроченность магматических, главным образом интрузивных формаций, к наложенным структурам — эндопротоплатформенным прогибам.

3. Своеобразный, неповторимый во времени набор магматических формаций, эволюция которых происходила от основных к кислым и вновь к основным.

4. Активизация проявляется не только в формировании определенных морфоструктурных единиц и интенсивном магматизме. Активизации подвергается также кристаллический субстрат протоплатформ: в нем наблюдаются мобилизация и возрождение гранито-гнейсовых куполов, их частичный реоморфизм. На сложную многостадийную историю развития гранито-гнейсовых куполов на протоплатформах от нуклеарной до протоплатформенной стадий указывал еще Е. В. Павловский (1964). В результате мобилизации и «всплывания» гранито-гнейсовых куполов протоплатформенный чехол местами подвергался брахиформной складчатости, осложненной приразломной линейной складчатостью. В пределах фанерозойских зон активизации явления ремобилизации гранито-гнейсового субстрата отсутствуют, хотя не исключено наличие такого процесса на глубинах, еще не вскрытых эрозией. Все это свидетельствует о своеобразии докембрийской активизации протоплатформ. Докембрийские и фанерозойские области активизации при

всем их сходстве не могут быть идентичными из-за усложнения строения литосферы в процессе ее эволюции.

На большей части древних щитов и массивов активизация не ограничивается только докембрийскими эпохами. Не менее распространены в их пределах процессы палеозойской, мезозойской и кайнозойской активизации. Все это настолько усложняет общую картину геологического строения протоплатформ, что расшифровка истории их развития потребовала многих лет напряженных исследований.

Таким образом, как уже отмечено выше, основная закономерность в размещении плутоно-магматических формаций докембрийской тектоно-магматической активизации древнейших платформенных структур заключается в приуроченности ведущих магматических формаций этого этапа к эндопротоплатформенным прогибам и в трещинном характере интрузий, в то время как за пределами прогибов на щитах формируются синхронные автохтонные палингенно-реоморфические гранитоидные формации типа возрожденных гранито-гнейсовых валов и куполов. Но возрождение гранито-гнейсовых валов и куполов не имеет на щитах широкого площадного распространения. Мобилизация гранитного состава древнего субстрата протоплатформ осуществляется только вдоль крупных зон разломов и выражается в интенсивном калиевом метасоматозе и частичном реоморфизме плагиогранито-гнейсового субстрата.

Наиболее интенсивно процессы докембрийской активизации проявились в пределах Чарско-Алданской, Карельской и Украинской протоплатформ. В меньшей степени активизации подверглись Канадская, Южно-Африканская, Гвианская и Австралийская протоплатформы. Антарктическая, Индостанская и Курско-Воронежская протоплатформы изучены в этом отношении еще довольно слабо. Но и в этом случае устанавливается целая серия различных признаков, указывающих на наличие довольно мощных процессов протерозойской тектоно-магматической активизации в этих районах.

Принимая активизацию как ведущий процесс в развитии протоплатформ после установления на них платформенного режима, мы, наконец, находим выход из противоречия, когда наличие мощного магматизма скрывает от нас время установления платформенного режима в пределах древнейших участков континентальной литосферы. Мощный магматизм, особенно гранитоидный, считался до последнего времени прерогативой геосинклинального режима. Таким образом, с уверенностью можно говорить, что в среднем и позднем докембрии характер тектонического развития континентальных участков земной коры принципиально не отличался от фанерозойского, но имел своеобразные черты, обусловленные направленным развитием земной коры в целом.

Наиболее полно многостадийная активизация, особенно докембрийская, как уже отмечено, проявилась на западе Алданского щита (Чарско-Алданская протоплатформа), на примере которой ниже мы рассмотрим типоморфные особенности магматических формаций и металогении докембрийских зон активизации.

Магматические формации протерозойской активизации. Типоморфные магматические формации протерозойской стадии тектоно-магматической активизации протоплатформ — расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, мигматит-гранитовая, гранитов рапакиви и докембрийских траппов. Перечисленные формации приурочены только к эндопротоплатформенным прогибам и непосредственно связаны с их заложением и последующим развитием. Они известны на протоплатформах всех континентов (см. таблицу). Исключение, вероятно, составляет только Гвианская протоплатформа, где достоверно установлены лишь

Характеристика типоморфных магматических формаций тектоно-магматической

Стадия активизации	Магматическая формация	Структурно-тектоническое положение	Форма интрузивных тел	Внутреннее строение интрузивных тел	Состав и последовательность формирования пород
Протерозойская	Расслоенных габбро-норит-анортозитов	В узлах пересечения крупных региональных разломов глубокого заложения среди отложений нижнепротерозойского протоплатформенного чехла	Лополиты пластовые, воронкообразные тела	Ритмическая расслоенность, конформное строение, трахитоидность; контракционные трещины трех направлений	Нориты, габбро-нориты, плагиоклазовые пироксениты, меланократовые нориты и габбро-нориты, косьвиты, ферро-габбро, лейкократовые габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты, магнетиты, магнетитовые плагиоклазы
	Магматит-гранитовая	Конкордантные мигма-плутоны расположены вдоль зон региональных разломов за пределами эндопротоплатформенных прогибов	Конкордантные линейные мигма-плутоны, гранито-гнейсовые валы, купола без четких границ	Конформные тела с отчетливо выраженной гнейсоватостью, реже участки с массивной текстурой	Очковые гранито-гнейсы и гнейсо-граниты пестрого состава (преобладают микроклиновые лейкократовые разности), пегматиты
	Гранитов рапакиви	В краевых частях эндопротоплатформенных прогибов; приурочена к глубинным пограничным разломам и флексурным перегибам в бортах прогибов	Многофазные пластовые тела, дополнительные штоки	Конформные тела; местами трахитоидность; контракционные трещины	I фаза (главная): овоидные и безовоидные рапакиви, рапакивиобразные граниты и их фациальные разновидности; II фаза: питерлиты, реже аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры; дайки среднего и основного состава
	Докембрийская траповая	Приурочена к зонам разрывных нарушений, окаймляющих средне-верхнепротерозойские впадины в эндопротоплатформенных прогибах, и трещинам растяжения, ограничивающим крупные тектонические блоки	Многоярусные силлы, полого-падающие пластовые тела, дайки мощностью от первых метров до 300—450 *м*	Однородные или слабо расслоенные, иногда зональные тела	Микропегматитовые габбро-долериты, габбро-диориты, ферродолериты, гранофиры и их метаморфизованные разности
	Габбро-сиенит-монцонитовая	Межформационные интрузии, приуроченные к внешним ограничениям эндопротоплатформенных прогибов; располагаются в мелких кембрийских впадинах и вдоль внутриблоковых разломов	Многофазные плитообразные тела, штоки	Конформные слабо зональные тела; трахитоидность, полосчатость	I фаза: апопироксенитовые горнблендиты, меланократовые монцониты, диориты кварцевые диориты, орбикулярные монцониты; II фаза (главная): адамеллиты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, монцониты, гранодиориты; III фаза: кварцевые сиениты, лейкократовые сиениты; дайки сиенит-порфиров, вогезитов
Мезозойская	Щелочных кальсилитовых, ультракалиевых сиенитов	Приурочена к сквозьструктурным разломам глубокого заложения	Многофазные кольцевые зональные штокообразные интрузии и линейные трещинные тела	Конформные интрузии, местами отчетливо выражена трахитоидность	I фаза: одиниты, малхиты, спессартиты; II фаза: щелочные сиениты, пуласкиты, гедрумиты, ювиты, нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые сиениты (сынныриты), сиенит-порфиры, шонкиниты, фениты; III фаза: лейкократовые граносиениты, кварцевые сиениты, амфибол-пироксеновые граниты; IV фаза: эгирин-авгитовые порфириты, ортофиры, сельвсбергиты, псевдолейцитовые тингуаиты

активизации протоплатформ (на примере Чарско-Алданской протоплатформы)

Петрохимия					Малые элементы	Акцессорные минералы	Оруденение и металлогеническая специализация	Конкретные комплексы (формации)
$\frac{Al_2O_3}{(2CaO + Na_2O + K_2O) + SiO_2}$	$\frac{Na_2O + K_2O}{MgO + FeO + MnO + CaO}$	$\frac{FeO \times 100}{FeO + MgO}$	$\frac{TiO_2}{TiO_2 + FeO + MnO + MgO}$	$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$				
0,11	0,35	71,0	7,3	0,15	Повышенные против кларков содержания V, Cu, Ni, Co, Cr,	Пирит, халькопирит, пирротин, валлериит, сфен, апатит	Специализация на Cu, Ni, V; Cr. Co; месторождения и рудопроявления никеля, хрома, меди, платиноидов	Бушвельд, Содбери, Дулут, Стилуотер, Маунт-Рамсей (Австралия); Тростянский (ВКМ)
0,007	2,3	77,0	7,1	0,51	Повышенные содержания Ni, Co, Ga, Sc, Yb, Nb	Ортит, циркон, апатит, магнетит, молибденит, сфен, гранат, танталониобаты, рутил, турмалин	Специализация на редкие металлы и на редкие земли	Становой, очковые гранито-гнейсы Канады, Южной Африки и др.
—0,001	2,0	75,0—89,0	6,52—6,9	0,53—0,56	Повышенные против кларков содержания Cu, Ga, Y, Yb, Mo, Nb, Sc, Sn, Zr, La; ниже кларков: Ni, Cr, Co, V, Zn	Циркон, флюорит, апатит, магнетит, ортит, сфен, монацит, касситерит, молибденит, оранжит, бустамит, танталовые и титано-танталониобаты, золото, киноварь, ризерит, барит, ураноторит, иттротитанит, турмалин	Небольшие по масштабам проявления золото-кварцевой формации и касситерита; металлогеническая специализация на золото, редкие земли, олово, бор, флюорит, элементы редкометально-редкоземельной группы	Коростенский, выборгский, кодарский (Чарско-Алданская протоплатформа); граниты Катлер (Канада); Габеронский (Южная Африка); граниты Стерт (Австралия)
—0,14	0,23	55,0	5,5	0,25	Несколько превышают кларки Ni, Co, V, Zn, иногда Sr, La	Халькопирит, пирит, пиротин, магнетит, ильменит, апатит	Металлогеническая специализация на сульфидные Cu, Ni, руды черных металлов (Fe, V, Cr); проявления магматических сегрегаций титаномагнетита, вкрапленных сульфидов меди и никеля, кобальта, исландского шпата	Доросский комплекс (запад Алданского щита); диабазы Нипайсинг (Канада); долериты Рораима (Гвиана); приладожские и другие диабазы; долериты глазуновской толщи (ВКМ); долериты и диабазы Западной Австралии и Кимберли
0,15	0,37	56,3	3,60	0,29	Выше кларков: Ga, Sc, Mo, Zn, Cu, Sr, Ba	Циркон, апатит, сфен, чевкинит, эвксенит, антимонит, висмутин, арсенопирит, сфалерит, псиломелан, вольфрамит, бустамит, иттриалит, гиацит, халькозин, корунд, рутил, торит; редко касситерит, золото, сфалерит, оранжит, топас	Специализация на медь, полиметаллы, элементы, редкометальной группы, медно-магнетитовые проявления скарнового типа; низкотемпературные проявления полиметаллов; редкометальные грейзены	Ингамакитский *
—0,04	1,3	67,0	4,70	0,38				
—0,06	1,9	60,6	5,1	0,48				
—0,06	2,3	71,2	5,3	0,64	Повышенные содержания Au, Sr, Mo, Sc, La и др.; резко пониженные содержания редких земель	Шорломит, сфен, циркон, ортит, апатит, магнетит, рутил, торит, турмалин, пирит, халькопирит, галенит, шеелит, молибденит, флюорит, ильменит, барит, катаплеит, пектолит, ураноторит, сфалерит	Специализация на редкие металлы, золото, фосфор, редкие земли, алюминиевое сырье; небольшие магматические проявления апатита, редких металлов	Алданский

Таблица 2 (окончание)

Стадия активизации	Магматическая формация	Структурно-тектоническое положение	Форма интрузивных тел	Внутреннее строение интрузивных тел	Состав и последовательность формирования пород
Мезозойская	Липарит-базальтовая	Приурочена к впадинам забайкальского типа	Осадочно-вулканогенные толщи, дайки	Переслаивание эффузивов их туфов и осадочных пород	Кварцевые порфиры, андезиты, анамезиты, диабазы, их туфы, липарито-дациты
	Субвулканических гранитов	Приурочена к разломам глубокого заложения в осевой части Байкало-Станового свода	Многофазные, неправильной формы тела первой и второй величины, дайки	Гомогенные интрузии, иногда нечетко зональные	I фаза: гранодиориты, кварцевые диориты со структурой птичьего глаза; II фаза (главная): граниты роговообманковые и роговообманково-биотитовые, граносиениты
Кайнозойская	Оливин-базальтовая (платобазальтовая)	Приурочена к разломам главных сейсмогенных структур в осевой части Байкало-Станового свода	Трещинные излияния, вулканы центрального типа, покровы (до 800 *м*), потоки, вулканические конусы, дайки	Сложные покровы, стратифицированные вулканы	Неоген — оливиновые, авгитовые базальты, долериты; верхнечетвертичные трахиты, анортоклазовые трахибазальты, трахиандезиты, плагиобазальты, туфолавы, шлаки, туфы, лавоагломераты

* Здесь и далее приводятся данные только по Чарско-Алданской протоплатформе.

формации расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий и докембрийских траппов. Однако молодые граниты Кануку (Гвиана) по петрологическим свойствам близки гранитам рапакиви и могут быть отнесены к названной формации.

На некоторых протоплатформах, как, например, Украинской и Гуронской, кроме того, известны проявления щелочного магматизма вплоть до карбонатитов, имеющего, однако, ограниченное распространение. К стадии протерозойской активизации следует также отнести синхронные гранитам рапакиви проявления мигматит-гранитовой формации, развитой на протоплатформах преимущественно за пределами эндопротоплатформенных прогибов. Как отмечено выше, гранитоиды этой формации локализованы главным образом вдоль крупных зон региональных разломов и проявляются в виде интенсивного калиевого метасоматоза и порфиробластеза, частичного реоморфизма и палингенеза.

Сравнительный анализ эволюции плутоно-магматических формаций протоплатформ на всех этапах их развития указывает на общепланетарный характер направленного развития континентальной коры, на относительную синхронность тектоно-магматической активизации в докемб-

Петрохимия					Малые элементы	Акцессорные минералы	Оруденение и металлогеническая специализация	Конкретные комплексы (формации)
$\frac{Al_2O_3}{(2CaO+Na_2O+K_2O)}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2}$	$\frac{FeO\times100}{MgO+FeO+MnO+CaO}$	$\frac{TiO_2}{FeO+MgO}$	$\frac{K_2O}{TiO_2+FeO+MnO+MgO}$				
Основные эффузивы								
0,15	0,47	55,1	6,2	0,26		Апатит, магнетит, циркон	—	Станнак-бирымьянский
Кислые эффузивы								
0,005	2,51	77,0	5,3	0,27				
0,01	2,7	73,3	5,0	0,40	Выше кларка: Mo, La, Cd, Sb, Nb, Ba	Циркон, ильменит, магнетит, ортит, апатит, гиацинт, турмалин, рутил, анатаз, гранат, молибденит; сфалерит, галенит, сфен, монацит, ураноторит, флюорит, танталониобаты и др.	Специализация на молибден, олово, кадмий, мышьяк; мелкие проявления молибден-серицит-кварцевой и касситерит-кварцевой формаций, а также редкометальной минерализации	Чукчудинский
—0,05	2,4	75,0	6,6	0,41	Присутствуют Cr, Sn, Sc			
Базальты								
—0,2	0,25	43,7	8,4	0,24	Выше кларков: Cr, Ni, V; присутствуют Ga, Zr, Be, Co, Pb, La	Магнетит, титаномагнетит, апатит	Строительные материалы	Витимо-муйский
Трахибазальты								
0,06	1,87	75,9	11,8	0,34	Выше кларков: Ba, Zr, Nb; ниже кларка: Cu, Pb, Mo, Cr, La, Ni, иногда Sn; отсутствуют Sr, Co, V			

рии в узком интервале времени (100—250 млн. лет) в пределах единого протоконтинента.

С магматическими формациями стадии протерозойской тектоно-магматической активизации связана целая серия разнообразных крупных месторождений черных металлов, никеля, меди, платиноидов.

Формация габбро-норит-анортозитовых интрузий в структурно-тектоническом отношении приурочена либо к прибортовым частям эндопротоплатформенных прогибов (плутон Содбери), либо к пересечению крупных систем разрывных нарушений внутри прогибов (Чинейский лополит). По форме это лополиты или крупные пластовые интрузии. Главнейшие черты формации: 1) признаки подъема и кристаллизации магмы в спокойной тектонической обстановке; 2) совершенная ритмическая расслоенность; 3) кристаллизация магмы с сохранением общего состава и накоплением железа в средней части расслоенной серии пород; 4) преобладание ортопироксеновых разностей пород; 5) высокая общая железистость ($F=65—75\%$); 6) содержание в повышенных количествах (в несколько раз выше кларков) Cu, Ni, Co, V, иногда Cr; 7) коровое происхождение родоначальных магм конкретных формаций, которое

доказывается петрографическим составом и низкими значениями K/Rb отношений (среднее 360—560); 8) наличие двух подформаций — хромникеленосной (Бушвелд и др.) и железо-титан-никеленосной (Чина и др.), отражающих различную глубину формирования конкретных магматических очагов и принадлежность к различным металлогеническим провинциям.

Мигматит-гранитовая формация. Ее структурно-тектоническое положение определяется ориентировкой региональных зон разломов, вдоль которых и расположены тела гранитоидов этой формации. По составу это плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые гранито-гнейсы или гнейсо-граниты, порфиробластические (очковые) гнейсы и сопровождающие их пегматиты и пегматит-аплиты.

Становление гранитоидов мигматит-гранитовой формации представляет собой нормальный по щелочности процесс с образованием широкого передового фронта плагиомигматитов, за которым следует фронт биотит-ортоклазовых гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов. Крупные мигма-плутоны имеют весьма пестрый петрографический состав и структурные особенности. Как правило, от краевых частей плутонов к их центру происходит довольно быстрый переход от пород гнейсовой фации к гнейсо-гранитам и нормальным гранитам, образующимся путем частичного переплавления вмещающих пород. Как отмечает С. П. Кориковский (1967), на западе Алданского щита (Чарско-Алданская протоплатформа) состав конечных продуктов гранитизации не зависит от состава вмещающих пород при весьма пестром петрографическом составе переходных разностей. Им также была показана значительная роль в формировании мигматит-гранитовой формации процессов магматического замещения. По данным М. З. Глуховского (1969), В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса (1972), на западе Алданского щита гранитоиды мигматит-гранитовой формации частично дислоцируют породы протоплатформенного чехла удоканской серии.

Главнейшие черты формации: 1) форма плутонов — гранито-гнейсовые и гнейсо-гранитовые валы, купола, чаши, грибовидные тела, контролируемые глубинными зонами разрывных нарушений и сопровождающиеся широкими полями разнообразных плагиомигматитов и очковых гнейсов; отсутствие четко выраженных контактов; 2) резкое преобладание гранитоидов с отчетливой гнейсовидной текстурой и незначительная роль массивных гомогенных гранитоидов; 3) наличие реликтов вмещающих пород, структурная ориентировка в которых совпадает со структурами вмещающей рамы; 4) пестрый состав гранитоидов; 5) признаки палингенно-метасоматического происхождения; 6) интенсивный калиевый порфиробластез.

В металлогеническом отношении гранитоиды мигматит-гранитовой формации изучены слабо. В связи с ними известны только редкометально-редкоземельные рудопроявления в пегматитах и редкие проявления золотой минерализации.

Формация гранитов рапакиви представляет собой формацию первых истинно магматических гранитов в истории развития земной коры. Максимально формация проявлена на Восточно-Европейской платформе. За последние годы граниты, принадлежащие формации рапакиви, обнаружены и на других протоплатформах — Чарско-Алданской, Гвианской, Канадской, Южно-Африканской, Австралийской. Вновь выявленные члены формации гранитов рапакиви отличаются только меньшим развитием овоидных структур. Но, как отмечал еще Н. Г. Судовиков (1967), и в крупнейших плутонах рапакиви овоидные разности составляют меньше половины объема интрузий. Несмотря на это, наличие овоидных

структур в сочетании с другими признаками является одной из характернейших особенностей формации. Главнейшие черты формации: 1) приуроченность к разрывным нарушениям глубокого заложения, ограничивающим эндопротоплатформенные прогибы; 2) пластовая форма интрузивных тел; 3) многофазность становления; 4) присутствие в составе формации гранитов с характерной овоидной структурой и редкими темноцветными минералами — пироксеном и оливином; 5) полигенеративный характер выделения полевых шпатов; 6) высокая железистость ($F=86$—95%) биотита в сочетании с высокой общей железистостью (до 89%) гранитов; 7) характерная ассоциация элементов-примесей — Be, Mo, Cu, Ga, Y, Yb, La, Sn; 8) небольшие глубины (2—3,5 *км*) кристаллизации высокотемпературной (свыше 800°) магмы; 9) относительная «сухость» магмы, особенно расплавов, дающих овоидные разности ($P_{O_2}=n\cdot 10^{-9}$ *атм*); 10) радиологический интервал времени формирования от 1750 до 2000 млн. лет.

Формация гранитов рапакиви перспективна на олово, золото, редкие земли и др.

Формация докембрийских траппов стала широко известна только за последние годы. В той или иной степени она проявлена в пределах всех протоплатформ. Главнейшие черты формации: 1) зависимость формы интрузивных тел от тектонической обстановки внедрения интрузий: среди кристаллических пород архея — это крутопадающие до вертикальных дайки, в протоплатформенном чехле — пластовые, согласные, часто многоярусные силлы, пологосекущие и реже крутопадающие дайки; 2) присутствие микропегматита во всех петрографических разностях пород независимо от их основности; 3) насыщенность пород кремнеземом в отличие от траппов неохрона и слабо повышенная щелочность в сочетании с исключительно высокой общей железистостью ($F=70$—78%); 4) возрастание железистости минералов и P_{O_2} в вертикальном развитии пластовых интрузий и силлов; 5) повышенные против кларков содержания Be; 6) кристаллизация расплавов с сохранением общего состава при незначительном фракционировании; 7) потенциальная медь-никель-кобальтовая рудоносность; 9) многостадийность формирования формации: I стадия 2200—2000 млн. лет, II стадия — 1540—1500 млн. лет, III стадия — 1380—1000 млн. лет; на некоторых протоплатформах выделяется IV стадия — 500—600 млн. лет.

Перечисленные формации хотя и являются типоморфными протоплатформенными образованиями, на различных протоплатформах развиты неравномерно. Так, например, на Восточно-Балтийской протоплатформе доминирующее положение занимает формация гранитов рапакиви, на Южно-Африканской и Гуронской — формация расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, на Чарско-Алданской в равной степени развиты все три формации, на Гвианской доминирует формация докембрийских траппов. Следует, однако, отметить, что это может быть результатом неравномерной геологической изученности перечисленных регионов.

Несмотря на различный состав протоплатформенных формаций, их объединяют принципиальные черты сходства, которые выражаются в трещинном характере магматизма, лополитовой и пластовой форме интрузивных тел (за исключением гранитоидов мигматит-гранитовой формации) и очень высокой общей железистости как основных, так и кислых пород.

Магматические формации палеозойской активизации. Палеозойская активизация Чарско-Алданской протоплатформы по времени совпадает с заложением Монголо-Охотского подвижного пояса. В Кодаро-Удокан-

ском районе с ней связано становление габбро-сиенит-монцонитовой формации, образующей единый пояс палеозойских интрузий, протянувшийся от северной оконечности оз. Байкал до Охотского побережья. Породы формации образуют сложные многофазные плутоны, приуроченные к глубинным разломам в зонах сочленения архейского кристаллического фундамента с эндопротоплатформенным прогибом, небольшим кембро-ордовикским впадинам, вложенным в нижнепротерозойские структуры удоканской серии, а небольшие штоки приурочены к оперяющим разломам. Металлогенические особенности формации сводятся к наличию средних и малых рудопроявлений магнетита и меди скарнового типа, свинцово-цинковых проявлений в сульфидно-карбонатных низкотемпературных жилах и редкометальной минерализации в грейзенизированных дайках кварцевых порфиров и кварецвых сиенитов.

Магматические формации мезозойской активизации. Стадия мезозойской активизации синхронна заложению и развитию крупных впадин забайкальского типа. В пределах Чарско-Алданской протоплатформы расположены самые северные из этих впадин — Апсатская, Верхне-Каларская, Чукчудинская. На этой стадии образуются две группы формаций: 1) липарит-базальтовая и субвулканических гранитов; она является отражением более широкого процесса активизации Забайкалья; 2) щелочных кальсилитовых существенно калиевых сиенитов и кимберлитовая; они характерны только для активизации центральной и западной частей Алданского щита.

Активизация мезозойской стадии Чарско-Алданской протоплатформы, таким образом, не имеет самостоятельного значения и является отражением общих процессов активизации Забайкалья и Алданского щита. В соответствии с этим типоморфные особенности и металлогения магматических и эффузивных формаций мезозойской стадии активизации не отличаются от таковых в Забайкалье и на Алданском щите.

Формация мезо-кайнозойской активизации. Мезо-кайнозойская активизация также не ограничена рамками Чарско-Алданской протоплатформы. Структуры активизации, заложение которых относится к мезозою, представлены впадинами байкальского типа (Чарская, Верхне-Каларская, Сюльбанская и др.), а эффузивные формации — многофазной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формацией, широко развитой в Западном и Северном Забайкалье. В составе формации отмечаются продукты плиоцен-нижнечетвертичной фазы (оливин- и авгит-оливиновые базальты, андезито-базальты, лавоагломераты и др.) и вулканогенные образования современного возраста (трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, оливиновые базальты, их туфы, шлаки и др.). Металлогения мезо-кайнозойской активизации исследована еще недостаточно.

ВЫВОДЫ

1. Тектоно-магматическая активизация является закономерным этапом в общем необратимом процессе эволюции континентальной коры, следующим за ее консолидацией и стабилизацией. С установлением платформенного режима эволюция земной коры принимает формы, отличные как от геосинклинального, так и платформенного этапов.

2. Разрядка возникающих в консолидированной коре геодинамических напряжений реализуется путем формирования специфических структурных элементов и интенсивного магматизма и вулканизма. С процессами тектоно-магматической активизации генетически связаны крупные месторождения полезных ископаемых различного генезиса, причем

вещественный состав их усложняется в процессе эволюции активизации.

3. Поскольку активизация закономерно вытекает из самого хода превращения геосинклинали в консолидированную платформу, она не ограничена во времени и устанавливается как в пределах молодых стабильных геоструктур, так и на древнейших платформах. В частном случае возможно наличие древнейшей активизации в сочетании с более молодой палеозойской и мезозойской и мезо-кайнозойской активизацией.

4. Вследствие необратимости эволюции земной коры проявления докембрийской тектоно-магматической активизации, магматические и рудные формации имеют специфические особенности и практически неповторимы во времени.

Литература

Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1969, № 3.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.

Лейтес А. М. Нижний протерозой Олекмо-Витимской горной страны. «Недра», 1965_1.

Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965_2, № 5.

Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Наука», 1964.

Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А. Особенности формирования магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. «Наука», 1972.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Наука», 1964.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. «Недра», 1967.

Свириденко В. Т. Плутономагматические формации протоплатформ на примере Кодаро-Удоканской зоны.— Докл. АН СССР, 1971, **196**, № 5.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. «Наука», 1967.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. Тектоника запада Алданского щита.— Геотектоника, 1972, № 2.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Докембрийский магматизм и тектогенез.— В кн.: Магматизм и тектоника. «Наука», 1969.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Р. М. Яшина

ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ СВОДОВО-ГЛЫБОВОЙ ОБЛАСТИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

«Любой магматизм — платформенный (кратонный), сводово-глыбовый или геосинклинальный — обязательно связан с активизацией того структурного элемента, в пределах которого он проявляется.»

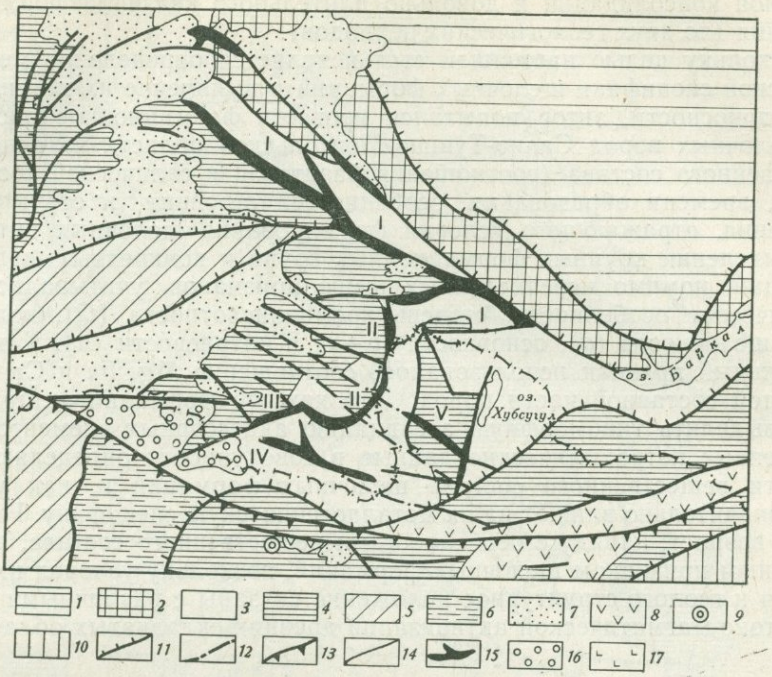
Ю. А. Кузнецов, 1970, стр. 5.

Формации интрузивных щелочных пород принадлежат к числу надежных геологических индикаторов, фиксирующих изменение тектонического режима на постгеосинклинальном этапе развития древних складчатых областей. Это отчетливо выявляется при сравнительном анализе щелочных провинций Южной Сибири, где разновозрастные щелочные формации (среднепалеозойские, верхнепалеозойские и мезозойские) образовались в эпохи тектоно-магматической активизации байкальских и раннекаледонских складчатых структур. Подобные эпохи выделяются сибирскими геологами давно и устанавливаются по мощному развитию контрастного наземного вулканизма, проявлению интенсивных горообразовательных движений, возникновению крупных сводовых поднятий и их дроблению с образованием сложно построенных сводово-глыбовых областей.

Определение понятия «сводово-глыбовая область» дано в работах Н. П. Хераскова (1963), Е. Д. Карповой (1968) и Ю. А. Кузнецова (1970). Последний считает, что эта крупная тектоническая структура может возникнуть в результате активизации кратонов и квазикратонов (областей завершенной древней складчатости) на коре континентального типа в обстановке преобладающих поднятий и разломно-блоковой (германотипной) тектоники.

Примером сводово-глыбовой области автор избрал сочетание эпикаледонских структурных элементов Саяно-Тувино-Монгольского региона, относящегося к числу крупнейших в Сибири щелочных провинций. В ее пределах известно не менее 80 разновозрастных щелочных массивов (52 исследовались автором), образующих протяженные пояса: Восточно-Саянский, Восточно-Тувинский, Северо-Сангиленский, Центрально-Сангиленский и Бэлтэсин-Уджигинский (Северная Монголия), а также обособленные вулкано-плутонические комплексы, приуроченные к наложенным средне- или верхнепалеозойским вулканогенным прогибам и обрамляющим их сводовым поднятиям (фиг. 1). Размещение щелочных массивов контролируется межструктурными и сквозьструктурными глубинными разломными системами, которые вместе с оперяющими их тектоническими нарушениями создавали зоны повышенной магмопроницаемости. Крупные многофазные щелочные интрузии и вулкано-плутонические постройки тяготели к участкам пересечения или сочленения разнонаправленных разломных зон.

Многоэтапное проявление щелочного магматизма, его связь с глубинной разломной тектоникой и развитием континентальных вулканогенных структур обусловили гетерогенную природу и большое разнообразие ес-



Фиг. 1. Пояса щелочных пород Саяно-Тувино-Монгольского региона

1 — Сибирская платформа;
2 — структуры ограничения платформы и выступы фундамента;
3 — глыбовая область байкалид;
4 — эпикаледонские глыбовые поднятия салаирид;
5 — эпикаледонские поднятия Западного Саяна и Монгольского Алтая;
6 — Котловина Больших Озер (на салаиридах Северо-Западной Монголии);
7 — средне-верхнепалеозойские прогибы и впадины, выполненные вулканогенными образованиями $S—D_{1-2}$ и терригенной красноцветной молассой $D_{2-3}—C$;
8 — верхнепалеозойский Орхон-Селенгинский вулканогенный прогиб;
9 — пермские вулкано-плутонические структуры на обрамляющем поднятии;
10 — эпигерцинское Хангай-Хэнтэйское поднятие;
11 — межструктурные разломные швы;
12 — сквозьструктурные глубинные разломы;
13 — долгоживущая Ханхухэй-Хангайская система разломов Северной Монголии;
14 — прочие тектонические разломы;
15 — приразломные пояса щелочных пород:
I — Восточносаянский,
II — Восточнотувинский,
III — Северосангиленский,
IV — Центрально-Сангиленский,
V — Уджигин-Бэлтэсингольский (Юго-Западное Прихубсугулье, Северная Монголия);
16 — кайнозойская котловина оз. Убсу-Нур;
17 — кайнозойские базальты

тественных ассоциаций щелочных пород. Они обнаруживают значительные вариации по составу и строению, что затрудняет их формационный анализ. Первая попытка формационного расчленения и выделения конкретных щелочных формаций проведена автором на тектонической основе как объективном геологическом критерии, позволяющем установить связь щелочного магматизма с главнейшими этапами формирования геосинклинальной складчатой области (Яшина, 1973). В данном случае цель исследования оправдывала применение тектонических понятий для названия крупных формационных групп щелочных пород. Однако употребление таких неопределенных терминов, как раннеорогенный и позднеорогенный, затушевывает сущность щелочного магматизма как постгеосинклинального процесса, накладывавшегося на разновозрастные складчатые области (байкалиды и ранние каледониды) после их зна-

чительной консолидации и довольно длительного квазиплатформенного состояния (до двух геологических периодов).

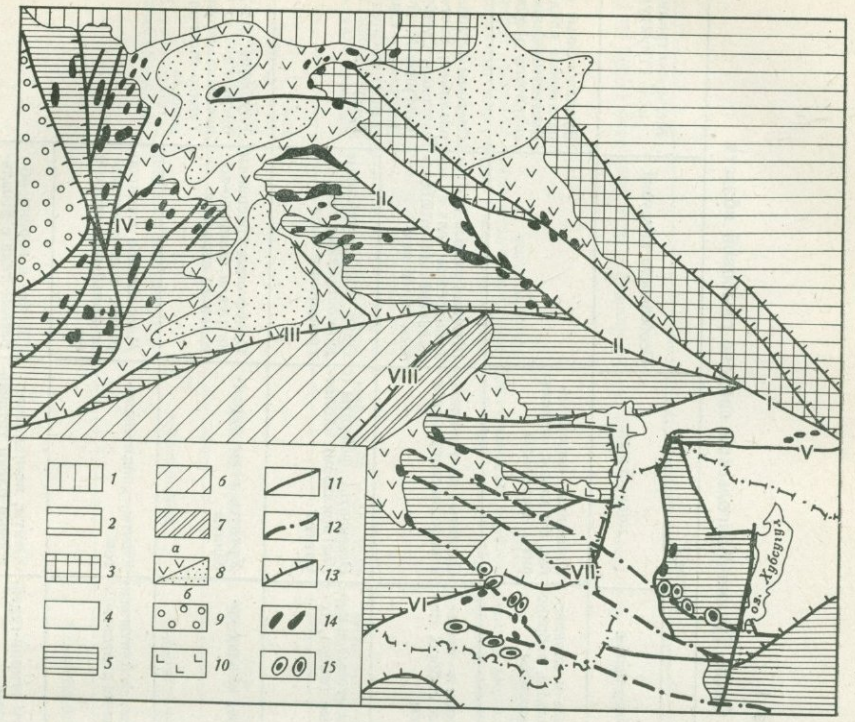
Поскольку целью настоящей статьи является определение металлогенической специфики щелочных формаций и выявление их потенциальной рудоносности, автор попытался провести формационное расчленение щелочных пород Саяно-Тувино-Монгольской области на основе их вещественного состава (соотношения базитовой и салической составляющих), времени образования, особенностей строения и структурного положения, отражающего условия формирования щелочных интрузий. При выделении крупных формационных групп и конкретных щелочных формаций, помимо перечисленных выше признаков, учитывались петрохимические особенности: степень кремнекислотности (Q), величины общей щелочности (a), основности ($b+c$) и натриевости (n). Как вспомогательный признак использовалось соотношение Mg, Fe и Ca в темноцветной составной части пород. Для каждой формации автор попытался выделить типоморфную ассоциацию акцессорных элементов. Перечисленные петрохимические данные в совокупности определяют особенности вещественного состава щелочных формаций и, как увидим ниже, значительно влияют на их металлогеническую специфику. Геологический возраст, наряду с особенностями вещественного состава, является важным признаком щелочных формаций, поскольку условия их образования и геолого-структурное положение связаны с различными эпохами тектоно-магматической активизации древних складчатых областей.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Проявление среднепалеозойского щелочного магматизма связано с развитием наложенных вулканогенных прогибов, приуроченных к узлам пересечения глубинных разломных швов. Примером может служить система Минусинских приразломных впадин, где в конце силура — нижнем девоне происходило излияние глубинных основных, щелочно-основных и щелочных лав с образованием пород эффузивной формации: натровых оливиновых базальтов, нефелиновых базальтов, фонолитов, нефелинитов. С ними тесно сопряжены в пространстве и во времени гипабиссальные интрузии нижнедевонской щелочно-базитовой формации. Здесь она представлена преимущественно оливиновыми и титан-авгитовыми габбро, тералитами, ийолитами с жильной серией берешитов и нефелиновых сиенитов (Гладких, 1968 г.).

Нижнедевонские щелочно-габброидные интрузии имели широкий ореал распространения и далеко проникали в направлении глубинных разломных систем, сопряженных с Минусинским вулканогенным прогибом или с Восточно-Саянским и Кузнецко-Алатаускими магмоконтролирующими структурными швами (фиг. 2). По мере удаления от них изменялась геологическая обстановка, особенно в пределах Тувино-Монгольского массива докембрийских и венд-кембрийских карбонатных пород. На его территории ранние щелочно-габброидные интрузии редки и встречаются только в крупных разломных зонах (Центрально-Сангиленской, Сумбурской, Бэлтэсин-Уджигинской и др.). Широко распространены поздние интрузивные дифференциаты глубинных щелочно-габброидных магм, представленные ийолитами, уртитами и фойяитами. Они образуют многочисленные штоко- или дайкоподобные тела инъекционного типа, приуроченные к тектонически ослабленным элементам слоисто-складчатой структуры вмещающей толщи мраморов.

Нижнедевонские щелочно-габброидные и щелочные породы Саяно-Тувино-Монгольской сводово-глыбовой области подразделены автором



Фиг. 2. Схема размещения раннедевонских щелочно-базитовых и щелочных базит-салических формаций (составлена по материалам А. А. Моссаковского, 1963; В. Н. Довгаля, 1968, 1972 и Р. М. Яшиной, 1973)

1 — эпипалеозойский платформенный чехол Западно-Сибирской плиты;
2 — Сибирская платформа;
3 — структуры ограничения платформы и выступы фундамента;
4 — глыбовые поднятия байкалид;
5 — эпикаледонские глыбовые поднятия салаирид;
6 — эпикаледонские поднятия Западного Саяна;
7 — Тувинский унаследованный прогиб;
8 — средне-верхнепалеозойские наложенные прогибы:
а — нижний структурный ярус вулканитов основного, щелочно-основного и смешанного составов ($S—D_{1-2}$),
б — верхний структурный ярус красноцветной молассы ($D_{2-3}—C_1$);
9 — эпигерцинская Кузнецкая впадина;
10 — кайнозойские депрессии базальтов;
11 — региональные разломы;
12 — сквозьструктурные разломы фундамента, оживленные в конце силура — начала девона;
13 — межструктурные разломы:
I — Главный Саянский,
II — Восточносаянский,
III — Кандатский,
IV — Кузнецко-Алатауские,
V — Окинский,
VI — Агардагский,
VII — Восточнотувинский,
VIII — Саяно-Тувинский;
14 — массивы щелочно-базитовой формации;
15 — массивы щелочной базит-салической формации

на три формационные группы: 1) щелочно-базитовую, 2) щелочную базит-салическую, 3) щелочную салическую. Данные об их геологическом и абсолютном возрасте, породном составе, типовых щелочных массивах, особенностях строения интрузий и магмоконтролирующих структурах приведены в табл. 1.

Группа щелочно-базитовых формаций характеризуется преобладающим развитием в интрузивных массивах оливиновых и титан-авгитовых габбро или тералитов, реже присутствуют ийолиты, а подчиненное значение имеют собственно щелочные салические породы, представленные в одних формациях плагиоклаз- и нефелинсодержащими сиенитами,

Таблица 1

Общая характеристика среднепалеозойских щелочных формаций Саяно-Тувино-Монгольской сводово-глыбовой области

Возраст *		Формационная группа	Формация	Типовой массив	Породы		Особенности интрузий	Магмоконтролирующие структуры
геологический	абсолютный, млн. лет				преобладающие	подчиненные		
Силур — нижний девон	430—400	Щелочно-базитовая	Натровая оливин-базальтовая	Минусинский вулканогенный комплекс	Авгитовые и оливиновые базальты, лабрадоровые базальты	Линзоиты, нефелиновые базальты, нефелиниты, фонолиты		Вулканогенные приразломные впадины Енисейско-Саянского сводового поднятия
			Щелочно-габброидная с сиенитами	Кизирский (Восточный Саян), Додтамгольский (Северная Монголия), Акхемский (Юго-Восточная Тува)	Оливиновые и титан-авгитовые габбро, пироксениты	Сиениты, плагиоклаз- и нефелинсодержащие	Штокообразные и плитоподобные тела с зональным или полосчатым строением	Системы глубинных разломов: Восточно-саянская, Сумбэрская (Северная Монголия), Центрально-Сангиленская (Юго-Восточная Тува)
			Щелочно-габброидная с йолитами, уртитами, фойяитами	Бэлтэсинская группа (Северная Монголия)	Титан-авгитовые и керсутитовые габбро, тералиты	Эссекситы, фойяиты (с плагиоклазом), йолит-уртиты	Одно- или двухфазные дайкообразные тела трещинного типа	
Нижний девон — начало среднего девона	400—360	Щелочная базит-салическая	Уртит-йолитовая	Дахунурский, Чикский (Юго-Восточная Тува), Дучинский (Северная Монголия)	Йолиты, йолит-уртиты	Уртиты, реже пироксениты	Однофазные трещинные интрузии щлирово-зонального строения	Глубинные разломы и оперяющие их тектонические нарушения Тувино-Монгольского массива
			Йолит-ювит-фойяитовая	Харлинский (Юго-Восточная Тува)	Йолиты, фойяиты эгирин-геденбергитовые	Ювиты, дайки сиенитов	Многофазное штокообразное тело с зонально-кольцевым строением	
		Щелочная салическая	Фойяитовая с ювитами	Уджигинский (Северная Монголия), Тоскульский и Баянгольский (Юго-Восточная Тува)	Фойяиты эгирин-геденбергитовые	Ювиты, ксенолитоподобные блоки титанавгитовых габбро и тералитов	Штоко- и воронкообразные тела с зонально-кольцевым или полосчатым строением	

Таблица 1 (окончание)

Возраст *		Формационная группа	Формация	Типовой массив	Породы		Особенности интрузий	Магмоконтролирующие структуры
геологический	абсолютный, млн. лет				преобладающие	подчиненные		
Нижний и средний девон		Субщелочная салическая	Дацит-липарит-трахилипаритовая	Восточносаянский вулканогенный пояс	Липариты, фельзиты, трахилипариты	Ортофиры, риолиты		Вулканогенные депрессии на Саяно-Тувинском сводовом поднятии
	350—320		Граносиенит-сиенитовая	Ингишский (Восточный Саян), Кадыросский (Восточная Тува), Модисулинский и Намулануль-ский (Северная Монголия)	Сиениты, нордмаркиты амфибол-биотитовые	Граносиениты, дайки сиенитов и щелочных гранитов	Инъекционная форма сиенитовых тел (в сланцах протерозоя) и явно секущие трещинные тела среди гранитоидов Восточной Тувы	Система разломов, ограничивающих Саяно-Тувинское Дэлгэр-Мурэнское (Северная Монголия) поднятия
Верхний девон — начало карбона	310—290	Щелочная салическая	Сиенит-миаскитовая	Соругский (Восточный Саян), Дугдинский (Восточная Тува), Оругтинские (Сангилен), Эрхилнурские (Северная Монголия)	Нефелиновые сиениты гастингситовые и лепидомелановые	Пуласкиты, дайки сиенитов и щелочных гранитов	Штокообразные и дайкоподобные тела трещинного типа	Узлы пересечения крупных разломов в пределах гранитоидных поясов

* Геологический и абсолютный возраст формаций рассмотрен в работах С. И. Зыкова с соавторами (1961), О. А. Богатикова (1966), Р. М. Яшиной и И. В. Борисевич (1966), И. В. Гордиенко (1969), Р. М. Яшиной с соавторами (1973).

а в других — фойяитами и уртитами. Главнейшие породы этих формаций — оливиновые и щелочные габброиды — обладают весьма характерными признаками вещественного состава: недосыщенного кремнекислотой [$Q = -(10-12)$], обогащенностью основаниями ($b+c=35-45$), повышенной натриевостью алюмосиликатных компонентов ($n=78-85$) и кальциево-магнезиально-железистым составом темноцветных минералов, содержащих обычно титан (табл. 2).

В поздних интрузивных дифференциатах (сиенитах и фойяитах) обычно уменьшается количество оснований ($b=12-18$), возрастает значение щелочных алюмосиликатов (a до 25) и содержание в них калия (n убывает от 85 до 65). Изменяется состав темноцветных минералов в сторону снижения магнезиальности и повышения их железистости ($f'=68$).

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов представлена Nb, Zr, Pb, Cu, Zn, Mn, Ti, V, Co, Ni, Cr, Ba, Sr и P. Из них только титан, стронций и фосфор обнаруживают тенденцию к накоплению по сравнению с кларковыми содержаниями этих элементов в земной коре (Виноградов, 1962). Они, наряду с породообразующим алюминием, железом и щелочами, определяют металлогеническую специфику щелочно-базитовых формаций. Для них характерно накопление титана в магнетите, фосфора и стронция — в апатите, а алюминия и натрия — в нефелине. Рудные концентрации данных минералов могут возникать, во-первых, на магматическом этапе формирования щелочно-базитовых формаций (например, нефелина — в уртите, титаномагнетита — в рудном габбро), во-вторых, на послемагматическом этапе изменения интрузивных пород, когда происходит концентрация апатита в калишпатизированных габбро и пироксенитах. К числу месторождений, связанных с нижнедевонскими щелочно-базитовыми формациями, относятся: Кияшаитырское и Горячегорское (глинозем), Ошурковское (апатит), а также титаномагнетитовые рудопроявления Восточного Саяна и Юго-Восточной Тувы.

Группа щелочных базит-салических формаций объединяет интрузивные массивы, в которых габброиды отсутствуют или играют подчиненную роль, а преобладающее значение имеют бесполевошпатовые основные породы — ийолиты, встречающиеся в одних формациях только вместе с уртитами, а в других — с ювитами и фойяитами.

Породы щелочных базит-салических формаций отличаются от предыдущей формационной группы пород высокой степенью десиликации (от -40 до -80) и максимальной натриевостью [$n=-(75-80)$]. Они обогащены щелочами и глиноземом ($a=35$—40), а также явно пересыщены кальцием, входящим в состав темноцветных (пироксен) и акцессорных (сфен, апатит, кальцит) минералов. В поздних интрузивных дифференциатах (фойяитах и сиенитах) повышается кремнекислотность, возрастает роль калия (n уменьшается до 60—65) и железа (f' достигает 75).

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов сохраняет состав, обычный для щелочно-базитовых формаций: Nb, Zr, Pb, Cu, Zn, Mn, Ti, V, Co, Ni, Ba, Sr и P. Уровень их содержания мало изменяется в ийолитах, за исключением явного накопления стронция по сравнению с барием, кобальта и ванадия по сравнению с никелем, а также появления в небольших количествах лития и цериевых редких земель. В поздних лейкократовых дифференциатах (уртитах, ювитах и фойяитах) заметно понижается уровень содержания элементов отмеченной выше типоморфной ассоциации, кроме ниобия и циркония.

Другие редкие элементы практически отсутствуют (W) или обнаруживаются в ничтожных количествах (Be, Sn, Mo, TR). Поэтому редкометальная минерализация не характерна как для щелочно-базитовых, и для щелочных базит-салических формаций. Их металлогеническая

Таблица 2

Петрохимические особенности и типоморфная ассоциация акцессорных элементов субщелочных и щелочных формаций Тувино-Монгольского региона

Тектоно-магматическая эпоха	Формационная группа	Порода	Петрохимические характеристики*							
			пород				темноцветных минералов			
			Q	b+c	a	n	a′	j′	c′	m′
Среднепалеозойская	Щелочно-базитовая (S—D_1)	Оливиновое габбро	—12	45	4,5	85	—	25	48	27
		Титан-авгитовое габбро и пироксенит	—10	40	7	78	—	25	40	35
		Тералит	—12	36	9	82	—	39	37	24
		Сиенит с плагиоклазом	—9	16	18	70	—	43	30	27
		Сиенит с нефелином	—14	12	25	65	—	68	25	7
	Щелочная базит-салическая (S—D_{1-2})	Ийолит	—(20—50)	35	15—25	80	—	20—35	50—60	5—25
		Ийолит-уртит	—(40—70)	25	20—30	80	—	35—45	40—70	5—10
		Уртит	—80	10	До 40	80	—	30	65	5
		Ювит	—50	15	До 40	70—80	—	25—30	До 70	0—5
		Фойяит геденбергитовый	—40	10—25	До 40	65—75	—	35—70	До 55	До 10
	Субщелочная салическая (D_{2-3})	Граносиенит	+15	5—10	20	60—65	До 15	50—70	2—15	10—30
		Сиенит	+3 до—6	8	20	60	До 13	57	36	7
	Щелочная салическая (D_{2-1})	Пуласкит	—5	5—10	20	65	10—35	60—75	0—10	15—35
		Миаскит	—(20—30)	5—10	До 30	65—70	0—60	40—70	0—10	2—10
Верхнепалеозойская	Субщелочная базит-салическая (P_2)	Трахиандезит								
		Монцодиорит								
		Диорит-порфирит								
		Плагиосиенит								
	Субщелочная салическая (P_2)	Лейкократовый гранит	+35	5	13		27	43	—	30
		Граносиенит-порфир	+8	До 10	18			53	15	32
	Щелочная салическая (P_2)	Щелочной порфировидный сиенит	+5	8	18			65	2	33
		Щелочной гранит	+35	1,2	15		c=1,2	80—90	10—20	0
		Жильный щелочной гранит	+40	3—5	20		c=0,7	72	15	13
		Комендит-трахилипарит	+(22—35)	1,6	12—14		c=0,4	68		32

* Петрохимические характеристики вычислялись на основании 98 химических анализов, выполненных в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики В. И. Клитина, Е.О. Ломейко, А. И. Попова, Т. Л. Покровская, Е. Д. Кузнецова и др.

Таблица 2 (продолжение)

Тектоно-магматическая эпоха	Формационная группа	Порода	Акцессорные элементы-примеси **, г/т										
			Be	Sn	Mo	Li	Nb	Zr	La	Ce	Y	Yb	Pb
Среднепалеозойская	Щелочно-базитовая ($S—D_1$)	Оливиновое габбро	0	5	2,2	—	20	185	—	—	—	—	85
		Титан-авгитовое габбро и пироксенит	0—5	0—4	3,7	—	13	165	—	—	—	—	10
		Тералит	0—4	0—3	3,7	0—10	13	170	—	—	—	—	12
		Сиенит с плагиоклазом	0—5	0—3	2	—	25	185	—	—	—	—	15
		Сиенит с нефелином	4—6	3	4,7	—	27	200	—	—	—	—	13
	Щелочная базит-салическая ($S—D_{1-2}$)	Ийолит	—	0—3	0—2	10	20	150	0,0013 (45% Ce) ***				10
		Ийолит-уртит	—	0—4	3,4	0—20	19	190	0,0003 (50% Ce) ***				8,6
		Уртит	—	3	1	30	20	180	0,0002 (52% Ce) ***				20
		Ювит	1	0—3	1	10	20	200	0,0003 (50% Ce) ***				50
		Фойяит геденбергитовый	0—3	3	3,9	0—10	25	200	0,0006 (58% Ce) ***				10
	Субщелочная салическая (D_{2-3})	Граносиенит	10	5—8	1—40	100	30	300	300	400	80	—	45
		Сиенит	5—10	4—10	5—10	120	25	200	100	0—40	0—50	—	100
	Щелочная салическая (D_{2-3})	Пуласкит	7	5	5	35	40	250	150	250	0—50	—	18
		Миаскит	До 10	1—7	1—5	50	40	500	200	300	До 50	—	15
Верхнепалеозойская	Субщелочная базит-салическая (P_2)	Трахиандезит	3—7	0—8	5—7	—	0—50	200	—	—	—	—	10—30
		Монцодиорит	5	3	2	—	10	200	50	—	50	—	8
		Диорит-порфирит	3	0—5	2	—	0—10	250	—	—	—	—	20
		Плагиосиенит	5	3—5	3	—	20	До 300	50	—	0—50	—	30—50
	Субщелочная салическая (P_2)	Лейкократовый гранит	7—20	4—10	3	—	30	400	90	—	0—100	0—20	40
		Граносиенит-порфир	5—15	2—10	2—7	—	30	400—500	0—200	0—200	50—200	0—30	20—40
	Щелочная салическая (P_2)	Щелочной порфировидный сиенит	10	5	1,5	1—50	50	400	50—200	—	50—200	0—20	35
		Щелочной гранит	10—40	8—20		0—100	100	500—1000	50—500	0—200	50—300	10—30	50—60
		Жильный щелочной гранит	20—50	20	3—5	0—100	100	600—700	100—200	—	200	10—30	40
		Комендит-трахилипарит	1—20	8—20	1—3	5—100	100—150	500—1000	50—300	100—500	50—300	0—20	50

** Спектрально-химические приближенно количественные определения элементов (226 проб) проводились в лаборатории ИГЕМ АН СССР научными сотрудниками А.С. Дудыкиной и Р. В. Кортман.

*** Химические определения суммы редких земель и процентного содержания церия проводились в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики Г. М. Варшалл и В. И. Павлуцкая.

Таблица 2 (окончание)

Тектоно-магматическая эпоха	Формационная группа	Порода	Акцессортные элементы-примеси **, г/т										
			Cu	Zn	Mn	Ti	V	Co	Ni	Cr	Ba	Sr	P
Среднепалеозойская	Щелочно-базитовая ($S—D_1$)	Оливиновое габбро	35	85	1000	8000	132	30	85	575	1500	2500	4000
		Титан-авгитовое габбро и пироксенит	53	126	1600	6000	117	45	32	До 10	1500	1100	5500
		Тералит	41	135	1350	5000	50	33	15	До 10	3400	1300	2200
		Сиенит с плагиоклазом	9,5	50	710	5500	60	10	8		4000	3050	2700
		Сиенит с нефелином	13	95	1050	4500	12	7	4,5	0—2	1400	770	520
	Щелочная базит-салическая ($S—D_{1-2}$)	Ийолит	20	100	1500	6000	50	До 50	18	—	500	5000	2200
		Ийолит-уртит	8	65	880	6000	50	22	15	—	500	1500	1700
		Уртит	7	40	400	1500	20	15	7	—	100	1500	1900
		Ювит	3	300	500	3000	0—10	7	3	0,5	60	1000	1800
		Фойяит геденбергитовый	14	85	940	4000	10	0—15	4,7	—	300	550	500
	Субщелочная салическая (D_{2-3})	Граносиенит	5	200	500	1000	2	0—4	1—2		30—3000	150	400
		Сиенит	20	150	800	3000	4	2	1		50—1500	500	600
	Щелочная салическая (D_{2-3})	Пуласкит	20	150	600	100		4	3		500	300	600
		Миаскит	10	60	400	1000		2—3	1—2		До 300	50	500
Верхнепалеозойская	Субщелочная базит-салическая (P_2)	Трахиандезит	50—200	100	500—1000	6000	100—200	30—50	20—100	10—200	1000—2000	500—1000	2000
		Монцодиорит	500	100	100	7000	200	30	7		1000	700	2050
		Диорит-порфирит	35	100	1000	4500	120	30	13	0—4	100	550	1500
		Плагиосиенит	20	70	800	4000	40	До 20	6—15	2—10	1600	1000	800
	Субщелочная салическая (P_2)	Лейкократовый гранит	20	90	900	4500 3000—	50—150	8—20	5—15	0—3	800	300	1100
		Граносиенит-порфир	20—30	50—100	1000	8000	30—150	8—20	5—15	2—3	800—1000	500	500—1500
	Щелочная салическая	Щелочной порфировидный сиенит	10	75	770	3000—6000	10—90	3—8	3—10	0—1	560	100	690
		Щелочной гранит	10	100—150	600—800	2000—3000	5—10	3—4	5—6	—	70—100	40	400—300
		Жильный щелочной гранит	10	80	200—600	4000	5—10	3	5—6	—	100—150	70—100	500
		Комендит-трахилипарит	10—20	50—150	600	1000—5000	—	7—10	2—7	1—2	100—200	100	200—500

специфика определяется высокой обогащенностью щелочами (Na) и алюминием, общей пересыщенностью кальцием, а также повышенной концентрацией в ийолитах титана, фосфора и стронция. Накопление главных петрогенных элементов (Na и Al) происходило в нефелине на магматическом этапе формирования пород щелочных базит-салических формаций. Вследствие этого ийолит-уртитовые и ювитовые щелочные массивы Тувино-Монгольского региона представляют собой месторождения алюминиевого (нефелинового) сырья.

Концентрация железа, титана и фосфора происходила в результате интенсивного проявления многостадийного послемагматического метасоматического процесса калишпатизации, альбитизации, канкринитизации и, наконец, карбонатизации. С кальциево-углистым метасоматозом, наложенным на ийолиты, связано образование апатитоносных, слюдоносных и магнетитсодержащих кальцитовых карбонатитов. Они широко распространены в пределах Харлинского массива Юго-Восточной Тувы.

Группа щелочных салических формаций представлена многочисленными автономными массивами эгирин-геденбергитовых фойяитов с линзами или шлирами ювитов, содержащих до 60% нефелина. В пределах отдельных массивов (Уджигинский, Тоскульский) обнаруживаются крупные блоки титанавгитовых габбро, габбро-пироксенитов и тералитов. По петрохимическим особенностям породы щелочной салической формации очень близки к уртитам, ювитам и фойяитам предыдущей формационной группы (см. табл. 2). Их металлогеническая специфика определяется обогащенностью щелочами и алюминием, которые концентрируются в нефелине и K — Na полевом шпате. Рудами в данном случае являются сами нефелин-полевошпатовые породы. Однако значительное содержание в них полевошпатового компонента (от 20 до 60%), а нередко и темноцветных минералов снижает качество этих алюминий- и щелочносодержащих пород — руд.

Следует отметить, что эгирин-геденбергитовые фойяиты и ювиты по уровню содержания редких элементов (Be, Sn, Mo, W и TR) почти не отличаются от щелочных габброидов и ийолитов, поэтому для всех перечисленных пород характерна однотипная акцессорная минерализация, представленная стронцийсодержащим апатитом, сфеном, титаномагнетитом, железо- и титансодержащим гранатом (шорломитом) и реже цирконом (в альбитизированных разностях пород).

Рассмотренные выше нижнедевонские формационные группы пород отражают петрогеохимическое своеобразие раннего этапа среднепалеозойской тектоно-магматической активизации, которая происходила на уровне генерации глубинных щелочных оливин-базальтовых магм. Они имели доступ на поверхность эпикаледонского континента Юго-Западной Сибири только в узлах пересечения глубинных структурных швов: Главного Саянского, Западно-Саянского и Кузнецко-Алатауских. В оживленных на глубине разломных системах субплатформенного Тувино-Монгольского массива протекала сложная эволюция щелочного оливин-базальтового расплава в разобщенных промежуточных очагах, породивших поздние щелочно-салические дифференциаты ийолит-уртитового, фойяитового и сиенитового состава. Их комагматичность с габброидами подтверждается единством типоморфной ассоциации элементов-примесей и сходной металлогенической спецификой, которая определяется главными петрогенными элементами: натрием, алюминием, железом и титаном. Второстепенное значение имеют фосфор, стронций и кальций, роль которого возрастает в условиях карбонатной вмещающей среды и интенсивного развития послемагматического метасоматического процесса канкринитизации и карбонатизации.

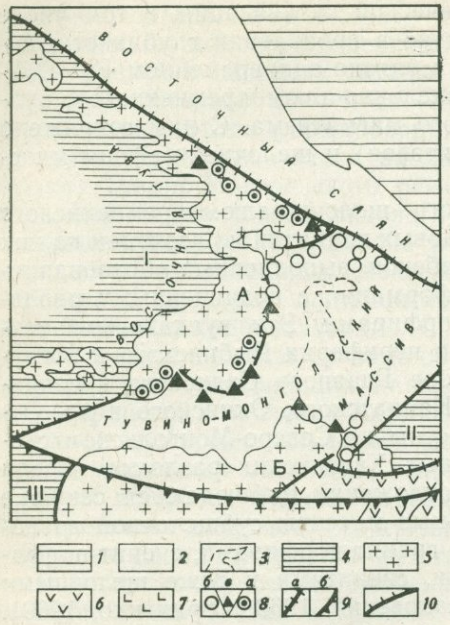
Своеобразие эпох тектоно-магматической активизации, в том числе и среднепалеозойской, состоит не только в проявлении глубинного щелочно-базальтового магматизма, но и в близко одновременном ($S—D_1—D_2$) развитии на сводовых поднятиях щелочно-алюмокремнекислого вулканизма и позднедевонского гранитного магматизма. С ним сопряжено образование субщелочной (граносиенитовой) и щелочной (сиенит-миаскитовой) салических формаций.

Проявление нижне-среднедевонского щелочно-алюмокремнекислого магматизма связано с дроблением сводовых поднятий и развитием на них вулканогенных депрессий, мульд и грабенов, выполненных образованиями дацит-лапарит-трахилипаритовой формации с подчиненными риолитами и кварцсодержащими сиенит-порфирами. Эти вулканогенно-тектонические структуры расположены по периферии Рыбинского и Минусинского межгорных прогибов, в створе Главного Саянского и сопряженных с ним глубинных разломов: Кандатского, Окинского и др. Отдельные вулканогенные впадины известны на Северо-Монгольском сводовом поднятии в системе субширотных Хангайских разломов. Среди нижне-среднедевонских эффузивных отложений наблюдаются секущие субвулканические тела и гипабиссальные массивы субщелочной граносиенитовой формации, представленной гранит-порфирами, сиенит-порфирами, граносиенитами, нордмаркитами, сиенитами и реже щелочными гранитами (Шелковников, 1958; Моссаковский, 1963; Гордиенко, 1969).

Субщелочная граносиенитовая формация как в пространстве, так и во времени тесно взаимосвязана со среднепалеозойскими межформационными гранитными интрузиями. Вследствие этого массивы граносиенитов, нордмаркитов и амфибол-биотитовых сиенитов расположены в пределах приразломных гранитоидных поясов: Восточносаянского, Восточнотувинского и Северомонгольского, но тяготеют обычно к ограничивающей их стабильной раме, сложенной сланцево-карбонатными толщами верхнего протерозоя (Восточный Саян, Восточная Тува) или эффузивнокарбонатными отложениями венда — нижнего кембрия (Северная Монголия). Размещение массивов контролируется активизированными сквозьструктурными разломами и оперяющими их тектоническими нарушениями (фиг. 3). Состав интрузивных массивов изменяется в зависимости от вмещающей среды. При ее повышенной основности (мраморы, габбро, амфиболиты) преобладают субщелочные сиениты с поздней жильной серией щелочных гранитов и сиенитов.

Породы субщелочной граносиенитовой формации по вещественному составу резко отличаются от рассмотренных ранее формаций габброидных и щелочных пород, но весьма близки к среднепалеозойским лейкократовым амфибол-биотитовым гранитам. Как видно из табл. 2, для граносиенитов и субщелочных сиенитов характерна повышенная кремнекислотность [$Q=(-6)-(+15)$], обедненность основаниями ($b+c$ до 10), насыщенность щелочами, в которых натрий преобладает над калием (n от 60 до 65), и явная пересыщенность глиноземом (a' до 15). Последний вместе с железом ($f'=50—70$) определяют состав темноцветных минералов, представленных биотитом и реже амфиболом.

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов отличается преобладанием в ней редких металлов (Be, Sn, Zi, Nb, Zr), редких земель (Ce и La) и особенно молибдена, содержание которого в 5—10 раз превышает кларковый уровень данного элемента для кислых пород. Вместе с этим намечается увеличение количества полиметаллов (Pb и Zn) при низком содержании меди. Для граносиенитовой формации характерно отсутствие вольфрама и незначительная роль акцессорных элементов, типичных для основных пород. Таким образом, металлогеническая специфика



Фиг. 3. Схема размещения среднепалеозойских граносиенитовой и сиенит-миаскитовой формаций в пределах Саяно-Тувино-Монгольского региона

1 — чехол Сибирской платформы;
2 — байкальские складчатые сооружения Восточного Саяна и Тувино-Монгольского массива;
3 — контуры венд-кембрийского Хубсугульского прогиба;
4 — ранние каледониды:
I — Восточной Тувы,
II — Джиды,
III — зоны Больших озер;
5 — гранитоидные пояса:
А — Саяно-Тувинский,
Б — Северо-Монгольский;
6 — пермские вулканогенные образования Орхон-Селенгинского прогиба;
7 — кайнозойские базальты;
8 — массивы граносиенитовой (*а*), сиенитовой (*б*) и миаскитовой (*в*) формаций;
9 — межструктурные разломы Восточного Саяна (*а*) и Северной Монголии (*б*);
10 — разломные системы Восточной Тувы и Хамар-Дабана

данной формации определяется редкими землями, редкими элементами, в первую очередь молибденом, а также полиметаллами (Pb и Zn).

Рудные концентрации редких элементов и редких земель образуются в результате интенсивного проявления послемагматического щелочного метасоматоза: микроклинизации, ослюденения и особенно альбитизации (Кудрин и др., 1965; Беус, 1968; Гинзбург, 1972). Только на самой поздней стадии кислотного выщелачивания, выраженной в мощном окварцевании пород субщелочной граносиенитовой формации, происходит концентрация молибдена. Рудопроявления последнего известны в Туве и Северной Монголии.

Щелочная (сиенит-миаскитовая) формация занимает подчиненное положение в пределах перечисленных выше гранитоидных поясов, а ее массивы приурочены к поздним тектоническим узлам, секущим среднепалеозойские граниты, граносиениты и сиениты. Отдельные миаскитовые интрузии проникали в направлении сквозьструктурных разломных зон (Центрально-Сангиленская, Бэлтэсин-Уджигинская и др.) в пределы субплатформенного Тувино-Монгольского массива. Здесь в условиях вмещающей карбонатной среды происходила их десиликация и обогащение кальцием и магнием, что предопределило значительные вариации химического и минерального состава миаскитов, среди которых выделяются пироксен-амфибол-биотитовые, амфибол-биотитовые и реже биотитовые разности.

Породы сиенит-миаскитовой формации (см. табл. 2) явно недосыщены кремнекислотой (Q от -5 до -30), отличаются от субщелочных граносиенитов и сиенитов повышенной щелочностью (a достигает 30) при заметном преобладании натрия над калием ($n=65$—70), изменчивой степенью глиноземистости (a' от 0 до 60), а также низким содержанием кальция и магния. Благодаря этого в темноцветных минералах (гастингсите и лепидомелане) ведущая роль принадлежит закисному железу ($f'=$ до 75).

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов сохраняет состав, обычный для среднедевонских субщелочных гранитов, граносиенитов и

сиенитов: Be, Sn, Mo, Li, Nb, Zr,TR. Однако содержание свинца, цинка и молибдена заметно убывает. Также уменьшается количество лития, но несколько возрастают ниобий и циркон. Все это предопределяет редкометально-редкоземельную металлогеническую специфику щелочной сиенит-миаскитовой формации при господствующей роли циркония, ниобия и цериевых редких земель. Рудные концентрации этих элементов наблюдаются в миаскитовых пегматитах (циркон, эвколит, бритолит, гадолинит, ортит, пирохлор и др.), а также в послемагматических метасоматических нефелин-альбитовых и существенно альбитовых породах.

Таким образом, среднепалеозойские субщелочная (граносиенитовая) и щелочная (сиенит-миаскитовая) формации, связанные в своем развитии с образованием внутрикоровых (палингенных) очагов щелочно-алюмокремнекислых расплавов, существенно отличаются от нижнедевонских щелочно-габброидных, ийолит-уртитовых и фойяитовых формаций как по вещественному составу, так и по металлогенической специфике.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СУБЩЕЛОЧНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Позднедевонский гранитоидный магматизм обусловил значительную консолидацию Саяно-Тувино-Монгольской сводово-глыбовой области, которая в течение нижнего, среднего и верхнего карбона находилась в относительно спокойном (квазиплатформенном) состоянии. Об этом свидетельствует образование угленосных континентальных отложений в унаследованных верхнепалеозойских прогибах и впадинах (Зайцев, 1963).

Новая эпоха тектоно-магматической активизации наступила в конце карбона — начале перми, когда на территории ранних каледонид Центральной Монголии заложилась крупная вулканогенно-тектоническая приразломная структура, названная Орхон-Селенгинским поясом или прогибом (Моссаковский, Томуртогоо, 1972; Томуртогоо, 1972). С развитием данной структуры связано излияние лав базальтового, трахибазальтового, трахилипаритового и реже трахитового состава с образованием пород контрастных эффузивных формаций щелочно-базитовой группы (табл. 3). Среди пермских вулканогенных толщ обнаружены субвулканические тела трахитов, трахилипаритов и гипабиссальные интрузии габбро-диорит-монцонитового типа.

Повышенная щелочность пород обусловлена аномально высокой их калиевостью, что, по мнению В. В. Кепенжинскас и И. В. Лучицкого (1973), указывает на существование в пермское время в пределах Орхон-Селенгинского прогиба калиевой субщелочной вулканической провинции. Ее интрузивные образования изучены недостаточно. Их краткая геолого-петрографическая характеристика дана в работах Р. А. Хасина (1971) и Э. В. Михайлова (1971, выделивших сложный по составу селенгинский интрузивный комплекс.

Выполненное автором предварительное исследование интрузивных массивов западной части Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса позволяет выделить две контрастные по вещественному составу субщелочные формации (см. табл. 3). Одна из них — базит-салическая представлена массивами габбро-диорит-монцонитового состава с поздними интрузиями плагиосиенитов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Породы данной формации по химизму приближаются к граносиенит-монцонитовому ряду Дели (Михайлов, 1971), который насыщен кремнекислотой и отличается повышенной калий-натриевой или калиевой щелочностью.

Таблица 3

Общая характеристика верхнепалеозойских шелочных формаций Северной Монголии

Возраст		Формационная группа	Формация	Типовые массивы	Породный состав	Особенности интрузий	Магмоконтролирующие структуры
геологический *	абсолютный **, млн. лет						
Нижняя — верхняя пермь		Щелочно-базитовая	Базальт-трахибазальт-трахилипаритовая	Хануйская серия Орхон-Селенгинского вулканогенного прогиба	Базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты, редко трахиты, туфы, туфобрекчии	Многофазные гипабиссальные и субвулканические тела	Система субширотных Хангай-Хэнтэйских разломов Северной Монголии
Конец верхней перми		Субщелочная базит-салическая	Габбро-монцодиорит-сиенитовая	Селенгинская группа	Габбро-диориты, монцодиориты, сиениты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры		
Нижняя — верхняя пермь	288—266	Субщелочная салическая	Липарит-трахилипаритовая с комендитами и сиенит-порфирами	Вулканические мульды горы Сатуин-Обо, Барчир-Ула и юго-западного склона горы Нумурге	Липариты, трахилипариты, комендиты, сиенит-порфиры, игнимбриты, туфы, туфобрекчии	Мелкие тела гипабиссального облика	Вулканогенные депрессии и мульды на западном продолжении Орхон-Селенгинского пояса
Конец верхней перми	260—250		Гранит-граносиенитовая	Асхатуинский, бассейн р. Селенги	Субщелочные граниты, граносиениты, дайки щелочных сиенитов и гранитов		Узлы пересечения поствулканических нарушений
		Щелочная салическая	Сиенит-щелочно-гранитная	Тасонценгельский, Нумургинский	Щелочные сиениты, щелочные граниты, дайки сиенит-и гранит-порфиров	Трещинные гипабиссальные и субвулканические тела	Поздние субмеридиональные нарушения, секущие пермские вулканиты

* Данные о геологическом возрасте эффузивной формации даны в работах О. Тумуртогоо (1972), В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого (1973).

** Цифры абсолютного возраста приведены в статье Р. М. Яшиной, В. А. Павлова и М. М. Аракелянц (1973).

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов (см. табл. 2) в монцодиоритах и диорит-порфирах имеет состав, обычный для основных пород. Характерно отсутствие W, Li, TR, низкое содержание Be, Sn и Mo, но повышенное — V, Co, Ni и особенно Cu. В поздних дифференциатах плагиосиенитах — убывает содержание всех перечисленных элементов, но в варьирующих количествах обнаруживаются литий и церий.

Редкие элементы и редкие земли не типичны для верхнепалеозойской субщелочной базит-салической формации. Ее металлогеническая специфика, по-видимому, предопределяется медью, но этот вывод делается автором только на том основании, что в пределах Орхон-Селенгинского прогиба известны медно-молибденовые рудопроявления во вторичных кварцитах, сопровождающих массивы габбро-диорит-монцонитового состава с поздними интрузиями плагиосиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров.

Вторая субщелочная салическая формация отличается преобладанием в массивах лейкократовых существенно микроклиновых гранитов и граносиенитов (от гипабиссальных до субвулканических) с поздними дайками гранит-аплитов. Вещественный состав данной формации (см. табл. 2) отличается повышенной кремнекислотностью (Q от +8 до +35), преобладанием существенно калиевых алюмосиликатов (ортоклаза), низким содержанием щелочных земель, особенно кальция, благодаря чему темноцветные минералы характеризуются умеренной железистостью ($f'=40—43$) и повышенной магнезиальностью ($m'=30—32$), необычной для лейкократовых кислых пород.

В типоморфной ассоциации акцессорных элементов намечается ведущая роль редких металлов (Be, Nb, Zr) и редких земель, содержание которых превышает кларковый уровень в кислых породах земной коры. Вместе с этим наблюдаются повышенные количества Ti, V, Co и Ni, что совершенно нетипично для рассмотренных выше среднедевонских граносиенитовых пород и, по-видимому, отражает геохимическое своеобразие позднепалеозойской субщелочной салической формации Орхон-Селенгинского вулканогенного прогиба.

На его западном продолжении, в области обрамляющих поднятий, известны многочисленные мелкие приразломные вулкано-тектонические структуры: мульды, грабены, трещинные экструзии, выполненные нижне- и верхнепермскими эффузивными образованиями липарит-трахилипаритового состава (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, игнимбриты, лавы) с подчиненными комендитами и субвулканическими телами сиенит-порфиров. Эффузивы прорываются трещинными субвулканическими и гипабиссальными интрузиями щелочной салической формации, представленной порфировидными эгирин-диопсидовыми сиенитами (I фаза), щелочными эгирин-арфведсонитовыми гранитами (II фаза) и дайковой серией щелочных гранит-порфиров и сиенит-порфиров (Яшина и др., 1973).

Породы позднепермской щелочной формации насыщены (сиениты) и пересыщены (граниты) кремнекислотой (Q от +5 до +40), обогащены щелочами ($\bar{c}=0,7—1,2$) и особенно калием при умеренном содержании глинозема. Магний и кальций обнаруживаются в сиенитах, но практически отсутствуют в щелочных гранитах, поэтому их темноцветные минералы отличаются максимальной железистостью ($f'=90$) при повышенном содержании Fe_2O_3.

Для типоморфной ассоциации акцессорных элементов характерно преобладание редких металлов (Be, Sn, Zi, Nb, Zr) и редких земель. Уровень их содержания относительно невысокий в ранних сиенитах, но зато он значительно поднимается в поздних щелочных гранитах. Они

выделяются среди позднепалеозойских интрузивных формаций по накоплению в них бериллия (до 9 раз), олова (в 6 раз), ниобия (5—10 раз), циркония (5—8 раз) и редких земель (2—3 раза). Вместе с этим количество лития варьирует в широких пределах, молибдена мало, а вольфрам отсутствует.

Сопоставление субщелочной и щелочной салических формаций позволяет выявить значительное сходство их вещественного состава и металлогении, которая определяется редкими металлами (Be, Sn, Li, Nb, Zr) и редкими землями. Особенно характерно для них увеличение относительного содержания иттрия.

Своеобразие верхнепалеозойских субщелочных и щелочных формаций состоит в том, что они в своем развитии более тесно взаимосвязаны со сходными по составу эффузивными формациями и образуют вместе с ними единые вулкано-плутонические ассоциации. Их петрогеохимическая и металлогеническая контрастность, проявляющаяся даже в пределах единой Орхон-Селенгинской структуры, обусловлена, по-видимому, синхронной деятельностью различных магматических очагов. Это, во-первых, трахибазальтовый (глубинный) очаг, давший поздние интрузивные дифференциаты монцодиоритов, плагиосиенитов и щелочных сиенитов, обедненных редкими элементами и редкими землями, а во-вторых, щелочно-алюмокремнекислый (коровый) магматический очаг, породивший позднепермские интрузии субщелочных и щелочных гранитов, отличающихся повышенной концентрацией редких элементов и редких земель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнительного изучения щелочных формаций Саяно-Тувино-Монгольской сводово-глыбовой области отчетливо выявляются два закономерных формационных ряда: среднепалеозойский и верхнепалеозойский (табл. 4), развитие которых связано с эпохами тектономагматической активизации байкальско-каледонских складчатых систем. Для этих эпох характерно синхронное проявление в разных структурных элементах сводово-глыбовой области контрастного щелочно-базитового (приразломные вулканогенные прогибы), щелочного базит-салического (глубинные разломные швы и оперяющие их нарушения), а также щелочно-алюмокремнекислого (сводовые поднятия и сопряженные с ними разломы) магматизма. Вследствие этого каждый формационный ряд по соотношению базитовых и салических пород, степени и характеру их щелочности, относительной глиноземистости и кремнекислотности расчленен на соответствующие формационные группы. Они отражают гетерогенную природу щелочных формаций и их образование в процессе эволюции глубинных щелочно-базальтовых или коровых щелочно-алюмокремнекислых магматических очагов.

Вещественный состав среднепалеозойских щелочных формаций отличается большим разнообразием, но на этом фоне устанавливаются общие для них петрохимические черты: пониженная кремнекислотность (возможно, благодаря влиянию вмещающей карбонатной среды), повышенная натриевая щелочность и явная обогащенность глиноземом. В десилицированных щелочных породах она ведет к образованию избыточного нефелина, а в граносиенитовых и миаскитовых — биотита и лепидомелана.

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов в формациях щелочно-габброидных и сопряженных с ними щелочных салических пород (сиениты, фойяиты и уртиты) представлена Nb, Zr, Ga, Pb, Cu,

Таблица 4

Формационные ряды щелочных пород в различных структурах Саяно-Тувино-Монгольской сводово-глыбовой области

Среднепалеозойский ряд		
возраст	вулканогенные прогибы и древние разломные швы	поднятия и ограничивающие их разломы
Конец силура — нижний девон	Натровая оливин-базальтовая с нефелинитами и фонолитами Щелочно-габброидная с сиенитами Щелочно-габброидная с ийолитами, уртитами и фойяитами Ийолит-ювит-фойяитовая Фойяитовая с ювитами	Дацит-липарит-трахилипаритовая с риолитами, кварцевыми сиенит-порфирами и гранит-порфирами
Средний — верхний девон		Сиенит-граносиенитовая, сиенит-миаскитовая

Верхнепалеозойский ряд		
возраст	шовный вулканогенный пояс	поднятия и пересекающие их разломные системы
Пермь	Базальт-трахибазальт-трахилипаритовая	Липарит-трахилипаритовая с комендитами и сиенит-порфирами
Конец верхней перми	Габбро-монцодиорит-сиенитовая, гранит-граносиенитовая	Сиенит-щелочногранитная

Zn, Mn, V, Co, Ni, Cr, Ba, S и P. Из них только галлий, стронций и фосфор обнаруживают тенденцию к накоплению по сравнению с кларковыми содержаниями данных элементов в земной коре (Виноградов, 1962). Вследствие этого металлогеническая специфика формаций щелочно-габброидных и щелочных пород обусловлена главными петрогенными (Na, Ca, Al, Fe, Ti) и только частично акцессорными (Ga, Sr, P) элементами. Концентрация данных элементов происходит на магматическом (нефелин или титаномагнетит) и послемагматическом (апатит) этапах формирования интрузивных щелочных массивов. Из них щелочно-габброидные представляют интерес как возможные источники титаномагнетитовых рудопроявлений, а ийолит-уртитовые и ювитовые — как месторождения качественных галийсодержащих нефелиновых руд и стронцийсодержащего апатита, связанного с метасоматической карбонатизацией ийолитов.

Петрогеохимические особенности субщелочной граносиенитовой и щелочной сиенит-миаскитовой формаций заключаются в их обедненности основаниями, обогащенности щелочными алюмосиликатами, пересыщенности глиноземом, а также повышенном содержании редких металлов (Be, Sn, Li, Mo, Nb, Zr) и редких земель цериевой группы. Характерно накопление лития и молибдена в породах граносиенитовой формации, а ниобия и циркония — в миаскитах. Это предопределяет редкометальную металлогеническую специфику субщелочных и щелочных салических формаций, связанных с коровым гранитообразованием. Рудные концентрации редких элементов и редких земель образуются в резуль-

тате многостадийного послемагматического метасоматоза, но главным рудогенерирующим процессом, как считает В. И. Смирнов (1962), является альбитизация. Концентрация молибдена и сопутствующих полиметаллов (Pb, Zn, Cu) происходит при наложении на граносиениты (в зонах разломов) позднего метасоматического окварцевания.

Верхнепалеозойский ряд субщелочных и щелочных формаций обладает своими петрогеохимическими чертами. Породы этих формаций отличаются повышенной калиевой щелочностью и достаточной или избыточной кремнекислотностью при заметном дефиците алюминия, который компенсируется в лейкократовой составой части кварцем, а в темноцветных минералах — Mg и Fe^{2+} (габбро, диориты, сиениты) или щелочами и Fe^{3+} (субщелочные и щелочные граниты).

Типоморфная ассоциация акцессорных элементов в породах габбро-монцодиорит-сиенитовой формации имеет состав, обычный для щелочно-базитовых пород. Характерно отсутствие редких земель и лития. Мало ниобия, бериллия, олова и молибдена, но наблюдаются повышенные содержания меди. Она определяет металлогеническую специфику позднепермской субщелочной базит-салической формации. Концентрация меди и сопутствующего молибдена происходит в результате общего развития трахибазальт- трахиандезит-трахилипаритового вулканогенного процесса, завершавшегося формированием порфировых (калий-натровых) ассоциаций пород и наложенных на них вторичных кварцитов.

Что касается субщелочных граносиенитов и щелочных гранитов, то их металлогения имеет отчетливо выраженный редкометально-редкоземельный характер. По сравнению со среднепалеозойскими граносиенитами, геохимическое своеобразие которых определяет молибден, металлогеническую специфику верхнепалеозойских субщелочных граносиенитов и щелочных гранитов составляют прежде всего редкие земли, особенно иттрий, а также Be, Sn, Li, Nb и Zr. Уровень их содержания в 3—10 раз превышает кларковые количества в кислых породах земной коры. Вследствие этого рудные концентрации редких элементов могут возникать на магматическом этапе в процессе длительной эманационной дифференциации щелочно-гранитных интрузивных расплавов, а также при образовании экзоконтактных редкометальных метасоматитов. В связи с этим автор считает необходимым обратить внимание на тот факт, что интрузии (дайки) щелочных гранитов имеют широкий ореол распространения и обнаруживаются в пределах долгоживущих разломных систем (Восточносаянская, Восточнотувинская, Агардаг-Эрзинская и др.), где их сопровождает мощный щелочно-кремнекислый метасоматоз, накладывающийся на девонские граниты, субщелочные сиениты и миаскиты. Этот метасоматоз приводит к образованию апогранитных и апосиенитовых редкометальных метасоматитов.

Верхнепалеозойский щелочной магматизм, связанный с эволюцией глубинной трахибазальтовой магмы повышенной калиевой щелочности и синхронным образованием коровых очагов субщелочных и щелочных гранитоидных расплавов, проявлялся достаточно интенсивно в Байкальской сводово-глыбовой области, где в пределах протяженных палеорифтовых структур установлены крупные массивы псевдолейцитовых пород (сынныритов), псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов (Архангельская, 1964; Андреев и др., 1969).

Проведенный автором анализ средне- и верхнепалеозойского формационных рядов щелочных пород позволяет сделать вывод, что их развитие стимулировалось повышенной активностью глубинных зон Земли (после относительного покоя), оживлением глубинных частей древних

разломных швов, вызвавшим усиленную дегазацию мантийного вещества, вынос щелочей и выплавление в пределах верхней мантии натровых оливин-базальтовых (среднепалеозойская эпоха) и трахибазальтовых (верхнепалеозойская эпоха) магм. Подъем этих магм, обладавших большим запасом тепловой энергии, способствовал значительному прогреву окружающих толщ земной коры, метаморфической ее дифференциации, мобилизации редких элементов (Be, Sn, Mo, Li, Ga, Sr и др.), а также выплавлению анатектических щелочно-алюмокремнекислых расплавов. Дальнейшая их эволюция в пределах верхнего слоя земной коры происходила в процессе формирования континентальных структурных элементов сводово-глыбовой области. Все это обусловило весьма разнообразную металлогению щелочных формаций, предопределенную как главными петрогенными (Na, K, Ca, Al, Fe, Ti), так и редкими элементами (Be, Mo, Li, Nb, Zr) и редкими землями.

Литература

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. «Наука», 1969.

Архангельская В. А. Сыннырский массив щелочных пород и его апатиты.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3.

Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. «Наука», 1966.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород в земной коре.— Геохимия, 1962, № 7.

Гинзбург А. И. Проблемы редкометальных гранитов.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. «Недра», 1972.

Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969.

Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.— Л., 1963.

Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С. и др. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа.— Геохимия, 1961, № 7.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. «Недра», 1968.

Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. «Наука», 1973.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные со щелочными гранитами.— Геология месторождений редких элементов, 1965, вып. 25.

Михайлов Э. В. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии.— Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, 1971, вып. 4.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.

Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Томуртогоо О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (Север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3.

Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии.— Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, 1971, вып. 4.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Шелковников А. Д. Дифференцированные габброидные интрузии бассейна верховьев р. Кызыр в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1958, № 3.
Яшина Р. М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области.— В кн.: Актуальные проблемы петрографии. «Наука», 1973.
Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. «Наука», 1966.
Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.

Г. В. Афанасьев

О МЕТАЛЛОГЕНИИ СИСТЕМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ — ПОЯС ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Выделение поясов (областей) тектоно-магматической активизации наряду с геосинклиналями в качестве второго основного типа мобильных и рудоносных структур земной коры делает весьма актуальным сравнительное изучение особенностей их развития и металлогении и использование этих данных при прогнозировании рудных провинций и районов. Наиболее благоприятен для исследований случай, когда обе мобильные геоструктуры сопряжены во времени и пространстве и объединяются в систему. Такие системы, в частности, образуются, когда синхронно завершающим стадиям развития геосинклинали в пределах соседних консолидированных структур (складчатых областей, платформ, древних жестких массивов) возникают пояса тектоно-магматической активизации. Подобная система из двух крупных разнотипных элементов существовала, по нашему мнению, на территории Средиземноморского подвижного пояса, точнее его Альпийской части, в интервале времени мел — палеоген.

ЭЛЕМЕНТЫ СИСТЕМЫ

Геосинклиналь. Существование первого элемента системы — геосинклинали — на территории Альпийской части Средиземноморского подвижного пояса обычно не вызывает сомнений. Эта территория в целом или по крайней мере ее южная часть по характеру геотектонического развития в мезо-кайнозое большинством исследователей (Г. Штилле, М. В. Муратов, А. А. Богданов, В. И. Смирнов, В. Е. Хаин, Г. А. Твалчрелидзе и др.) считается классическим прототипом геосинклинальной области, которая проходила обязательные стадии инициального магматизма, флишевого осадконакопления, инверсионной орогении и т. д. и разделялась на целый ряд внутренних разновозрастных прогибов и поднятий. Дискутируются обычно лишь вопросы о временных рамках геосинклинального развития тех или иных структур и их типизации (эвгеосинклинали, миогеосинклинали, ранние и поздние геосинклинальные прогибы и пр.). Таким образом, в качестве первого элемента рассматриваемой системы нами выбрана геосинклиналь южной ветви Альпийской складчатой области, объединяющая Динариды, Эллениды, Тавр, Загрос, структуры Западного Пакистана и ограниченная с севера цепочкой древних жестких массивов: Ломбардо-Паннонского, Македоно-

Родопского, Эгейского, Анатолийского, Иранского и др. (см. фигуру, *а*). Заложение геосинклинального режима на этой территории относится к раннему мезозою (триас — юра), и лишь на отдельных участках (Динариды) наблюдается непрерывный разрез геосинклинальных осадков от верхнего палеозоя к мезозою. Характерными геологическими формациями различных стадий развития геосинклинали являются морские терригенная, карбонатно-терригенная и вулканогенная основного состава (офиолитовая); гипербазитовая, а также флишевая и молассовая формации, свойственные завершающим стадиям развития этой геоструктуры. Вулканизму основного состава, как правило, сопутствует железо-марганцевая минерализация, а с гипербазитами связаны хромитовые месторождения. Складчатость и внедрение немногочисленных мелких интрузий умереннокислых гранитоидов в палеогене венчают историю развития этой геосинклинали.

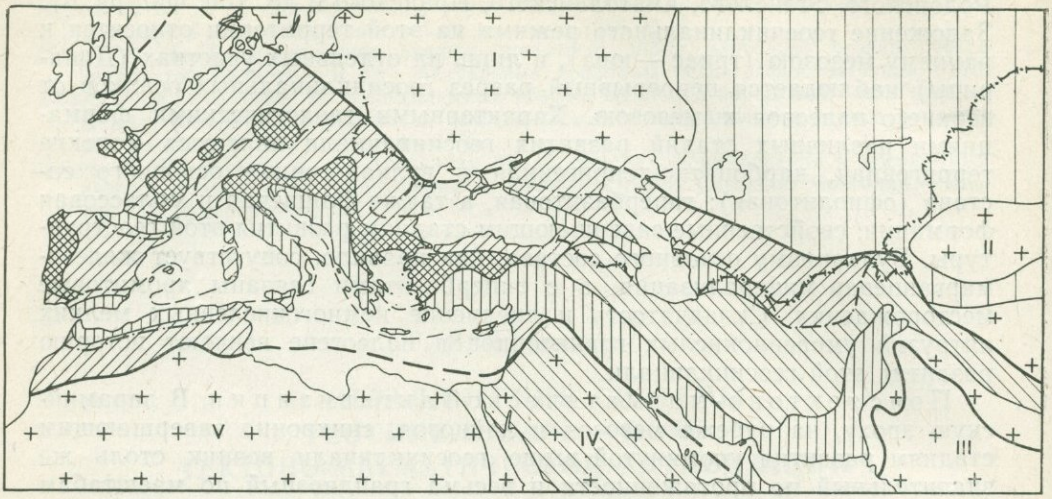
Пояс тектоно-магматической активизации. В ларамийскую эпоху, на рубеже мезозоя и кайнозоя, синхронно завершающим стадиям развития упомянутой выше геосинклинали возник столь же значительный по протяженности и весьма грандиозный по масштабам проявления магматизма и эндогенного рудообразования линейный вулканогенно-интрузивный пояс или мел-палеогеновый пояс тектоно-магматической активизации. Именно с этого момента образуется короткоживущая мобильная система, объединяющая две разнотипные, но сопряженные в пространстве линейные геоструктуры.

Пояс тектоно-магматической активизации развивается субпараллельно геосинклинали в северной части территории Альпийской складчатой области (см. фигуру, *б*). Он протягивается в широтном направлении более чем на 3 тыс. *км* при ширине до 70—100 *км* от южного подножия Альп на западе через Венгерскую впадину (северный край Паннонского массива), Западные Румынские горы и Банат, Сербское и Болгарское Среднегорье, Понт, Малый Кавказ (Аджаро-Триалетская и Сомхитская зоны) и далее на восток двумя ветвями вдоль северной и южной окраин Иранского массива в Центральный и Юго-Восточный Памир и, вероятно, Гималаи. В западной части он отделяется от соседней геосинклинали упомянутой выше цепочкой древних жестких массивов.

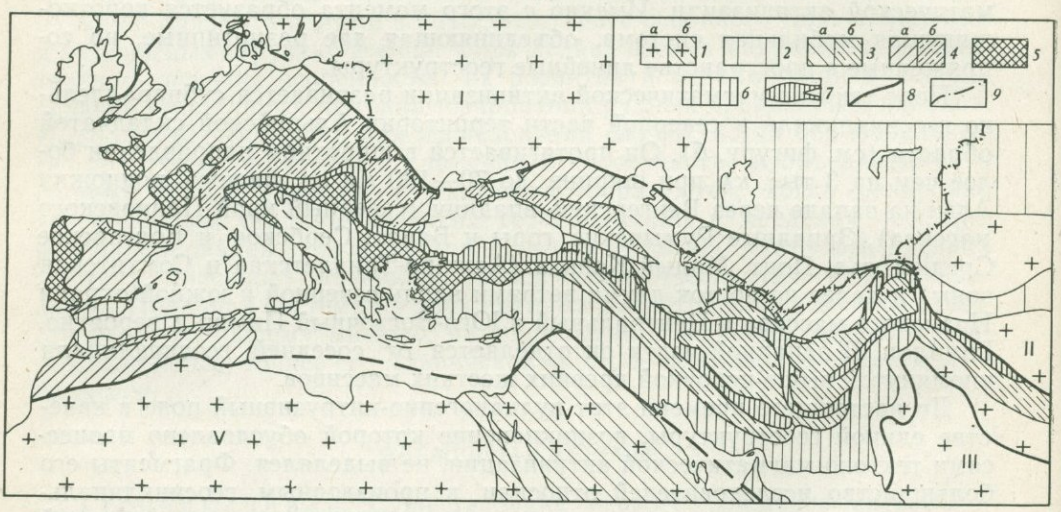
До настоящего времени этот вулканогенно-интрузивный пояс в качестве единой геоструктуры, возникновение которой обусловлено процессами тектоно-магматической активизации, не выделялся. Фрагменты его большинство исследователей относили к производным геосинклинального тектонического режима и именовали, как, например, его западный Среднегорско-Понтийско-Сомхитский отрезок, вулканогенными геосинклиналями (Твалчрелидзе, 1964, 1967); поздними геосинклинальными прогибами (Муратов, 1969); линеамент-геосинклиналями (Бончев и др., 1970) и террагеосинклиналями (Карагюлева, 1971). Лишь в последние годы ветви этого пояса, рассекающие Иранскую эпибайкальскую (по Штоклину, 1966) платформу, отнесены А. Д. Щегловым (1971) на основании анализа обильного нового фактического материала к структурам тектоно-магматической активизации, возникшим «под влиянием развития на сопредельных территориях альпийских геосинклинальных прогибов в период проявления в их пределах главных фаз складчатости» (стр. 67).

В основу отнесения автором мел-палеогенового вулканогенно-интрузивого пояса юга Евразии к структурам тектоно-магматической активизации положены особенности строения и развития этого пояса, а также представления (Афанасьев, 1971) о неправомерности распространения геосинклинальной схемы развития в мезозое на северную часть Альпийской

а



б



Палеотектонические схемы Средиземноморского подвижного пояса

а — для периода, предшествовавшего возникновению пояса тектоно-магматической активизации (ранний мезозой);

б — для периода существования системы геосинклиналь — пояс тектоно-магматической активизации (мел — палеоген)

1 — сопредельные платформы:

а — докембрийские,

б — эпибайкальские

I — Русская,

II — Китайская,

III — Индостанская,

IV — Аравийская,

V — Африканская;

2 — сопредельные палеозойские подвижные (складчатые) пояса (Урало-Монгольский и Атлантический);

3—7 — Средиземноморский подвижный пояс:

3 — фрагменты эпибайкальской платформы

а — сохранившие стабильность,

б — активизированные,

4 — фрагменты эпигерцинской платформы

а — сохранившие стабильность,

б — активизированные,

5 — жесткие массивы байкальской (и более древней) консолидации,

6 — альпийские геосинклинали,

7 — мел-палеогеновые пояса тектоно-магматической активизации;

8 — современные границы Средиземноморского подвижного пояса;

9 — современные границы Альпийской складчатой области в его пределах

складчатой области, охватывающую Альпы, Карпаты, Балканы, Понт, большую часть Малого Кавказа, север территории Ирана и Афганистана[1]. Согласно этим представлениям автора, близким к представлениям Дж. Штоклина (1966) и А. Д. Щеглова (1971) по Иранской территории и И. К. Начева (1969) для Балкан, в период, предшествовавший возникновению пояса тектоно-магматической активизации, указанная территория представляла собой подвижную платформу (квазиплатформу)[2] с гетерогенным, на востоке байкальским, а на западе герцинским складчатым основанием, причлененную к древним платформам северного полушария (см. фигуру, *а*). Эта платформа в послеаптское время испытала многократную активизацию. Для подвижной платформы в мезозое было характерно накопление в эпиконтинентальных условиях осадков красноцветной терригенной (T_1), угленосной (J_1), карбонатной (T_{2-3}, J_{2-3}, K_1) формаций умеренной мощности. Магматизм не был характерен. Лишь в локальных прогибах типа «мини-геосинклиналей» (Мурешском, Сомхето-Кафанском и др.) в юре — раннем мелу проявился вулканизм основного состава, а в прогибах вдоль зоны Гератских разломов в триасе — вулканизм среднего состава.

Платформенное (квазиплатформенное) развитие северной части Альпийской складчатой области было прервано в альбе — сеномане крупными глыбовыми движениями, которые привели к общему подъему территории, расчленению ее на отдельные блоки с несколько различной последующей историей развития и короблению мезозойского, а на востоке палеозойско-мезозойского осадочного чехла. Значительную роль при этом здесь, как и в пределах всего Средиземноморского подвижного пояса, играли тангенциальные движения, сопровождавшиеся интенсивным шарьированием и протрузиями гипербазитов. Вслед за этим в позднем мелу — палеогене в краевых частях взломанной квазиплатформы возникли своеобразные крупные линейные структуры: вулканогенно-интрузивный пояс (пояс тектоно-магматической активизации) и амагматичные «псевдогеосинклинальные» флишевые прогибы типа Предальпийского и Предкарпатского.

Вулканогенно-интрузивный пояс, несомненно, трассирует трансконтинентальную (глобальную) разрывную структуру (линеамент) и имеет четко выраженный наложенный характер. Он рассекает разнородные структуры: северные краевые части древних жестких массивов (Паннонского, Македоно-Родопского, Анатолийского), смежные участки Средне-Европейской эпигерцинской подвижной платформы с различно дислоцированным чехлом (Западные Румынские горы, Банат, Предбалканье), окраинные части эпибайкальской платформы Центрального Ирана, вложенные «мини-геосинклинальные» прогибы типа Мурешского, а также зоны гипербазитовых протрузий типа Севано-Акеринской на Малом Кавказе и Сабзеварской в Северном Иране. Некоторые структуры, например Мурешский прогиб, пояс рассекает в поперечном направлении.

Вулканогенно-интрузивный пояс фиксируют две магматические формации корового (сиалического) происхождения, имеющие субщелочной характер при главным образом калиевой специализации: вулканогенная трахиандезит-андезитовая формация, переходящая в трахидацитовую, и интрузивная банатитовая формация. Обе эти формации относятся, по Г. Штилле (1964), к проявлениям субсеквентного магматизма.

---

[1] За исключением территории Копетдага, южного склона Большого Кавказа и южной части Крыма, где господствовали геосинклинальные условия.

[2] Тектонический режим этого периода для Карпато-Балканского региона определяется И. К. Начевым (1969) как «квазиплатформенный» и В. И. Славиным (1956, 1963) — как «межгеосинклинальный».

Вулканогенная формация представлена излияниями и выбросами большой мощности, ассоциирующими на западе пояса (Среднегорье, Понт) с морскими глинисто-карбонатными, мергелистыми отложениями, а на востоке (Иран) — с континентальными осадками.

В латеральном направлении указанная вулканогенно-осадочная ассоциация пород быстро сменяется типично платформенными синхронными осадками. Породы вулканогенной формации перекрывают отложения платформенного чехла, а в ряде случаев ложатся непосредственно на метаморфические породы допалеозойского фундамента. При пересечении поясом активизации вулканогенных раннемезозойских «миниГеосинклиналей» происходит как бы надстраивание разреза вулканитов и создается ложное впечатление классической эвгеосинклинальной последовательности магматических формаций.

Банатитовая интрузивная формация объединяет дискордантные трещинные интрузии, представленные гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами (до габбро). Они прорывают вулканиты мела — палеогена, породы фундамента и дислоцированного платформенного чехла и сопровождаются скарнированием карбонатных пород, пропилитизацией вулканитов, ороговикованием и альбитизацией осадочных и метаморфических пород силикатного состава. Интрузии имеют обычно небольшие размеры и прослеживаются цепочками вдоль пояса, фиксируя его непрерывность, в том числе и на тех участках, где отсутствуют близкие по возрасту вулканиты. В этом случае пояс приобретает сходство с «порфировым поясом» Скалистых гор Северной Америки. Изредка встречаются довольно крупные интрузивные тела («плутоны»), такие как Витошский, Планский и Медетский в Болгарском Среднегорье, Мегри-Ордубадский в Закавказье.

Формирование вулканогенно-интрузивного пояса происходило в течение конца позднего мела — палеогена. При этом максимумы проявления магматизма в западной (Европейско-Малоазиатской) и крайней восточной (Памиро-Гималайской) частях относятся к позднему мелу — палеоцену, а в центральной Ирано-Афганской части — к эоцену — олигоцену.

Если в западной и центральной частях вулканогенно-интрузивный пояс трассируется достаточно уверенно, то его восточное продолжение, особенно в пределах Гималаев, рисуется в значительной степени условно. В этом случае к проявлениям тектоно-магматической активизации, фиксирующим пояс, мы относим магматические образования, развитые вдоль Индского структурного шва на севере Гималаев, в частности вулканиты Дерса, ассоциирующие с «индским флишем», и секущие их более поздние гранитоиды Малкалу (Гансер, 1967).

Для синхронного этапа развития сопряженной с поясом активизации геосинклинали типичен иной набор геологических формаций, что особенно хорошо прослеживается в наиболее изученной европейской части Альпийской складчатой области: Динаридах, Эллинидах. Здесь преобладают флишевая и молассовая орогенная формации, полностью отсутствуют вулканиты мела и палеогена, а интрузии умереннокислых гранитоидов редки и незначительны по размерам.

В целом особенности мел-палеогенового вулканогенно-интрузивного пояса и сравнение его с соседней геосинклиналью позволяют относить его к структурам тектоно-магматической активизации. Об этом свидетельствуют наложенный, часто резко дискордантный характер пояса, приуроченность его преимущественно к краевым частям древних жестких массивов и платформ, быстрая латеральная смена вулканогенных и ассоциирующих с ними осадочных формаций пояса платформенными морскими эпиконтинентальными и континентальными осадками, а также

специфический металлогенический облик, о котором будет сказано далее.

Следует отметить, что одна из причин ошибочного распространения геосинклинальной схемы развития на этот пояс заключается в интенсивности и единообразии проявления кайнозойских тектонических деформаций на всей территории Альпийской складчатой области, что в значительной степени затушевывает действительный ход геологического развития в мезозое. Только абстрагируясь от наложенных «альпинотипных» дислокаций и рассматривая геологические формации в качестве индикаторов геотектонического режима, можно правильно диагностировать тип мобильных геоструктур и выделить весьма важный в металлогеническом отношении трансрегиональный пояс тектоно-магматической активизации.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СИСТЕМЫ

Пояс активизации характеризуется обилием разнообразных эндогенных рудных месторождений, закономерности размещения которых освещены в работах Г. А. Твалчрелидзе (1964, 1967, 1972), В. И. Смирнова (1962, 1967), А. Д. Щеглова (1971), А. Циссарца (1958), Н. Онческу (1960), М. Рамовича (Ramovic, 1968) и др. Месторождения пояса по ассоциации с магматическими формациями четко разделяются на три группы. Наиболее ранними и генетически связанными с подводным андезитовым вулканизмом западной части пояса являются залежи сидеритовых и марганцевых руд (Болгарское Среднегорье). К более поздней группе относятся скарновые магнетитовые, полиметаллические и медные месторождения в контактовых ореолах банатитовых интрузий (Банат, Восточная Сербия). Наиболее поздние — разнообразные метасоматические и жильные гидротермальные месторождения, многие из которых имеют важное промышленное значение и всемирную известность, например Бор и Майданпек в Югославии, Медет в Болгарии и др. Это медноколчеданные («медно-порфировые»), медно-молибденовые, серноколчеданные и полиметаллические месторождения в пропилитизированных вулканитах, часто в ассоциации с малыми интрузиями порфировых пород — поздними дифференциатами многофазных плутонов банатитовой формации (Павлова и др., 1971); полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения в карбонатных породах платформенного чехла и др. Для многих гидротермальных, а также некоторых контактово-метасоматических месторождений характерен сложный многокомпонентный состав и значительная роль в рудах золота, серебра, мышьяка, иногда молибдена, висмута, кобальта, теллура, селена, сурьмы и пр. В некоторых районах, где тектоно-магматическая активизация сопровождалась протрузиями гипербазитов (Малый Кавказ, массив Чагаи в Пакистане и др.), наблюдается экзотическая пространственная ассоциация перечисленных выше типов минерализации и месторождений хромитов (Твалчрелидзе, 1972; Щеглов, 1969).

Синхронный этап развития сопряженной с поясом активизации геосинклинали характеризуется накоплением флишевой и орогенной моласовой формации и отсутствием проявлений вулканизма. На фоне этих коренных отличий отмечаются некоторые черты сходства, выражающиеся в космополитическом распространении поздних интрузий умеренно-кислых гранитоидов и монцонитоидов (банатитовая и адамеллитовая формации) и следующей за ними гаммы эндогенных рудных образований, уже описанных для пояса активизации. Эта особенность развития формаций поздних гранитоидов и ассоциирующих с ними эндогенных рудных месторождений, заключающаяся в распространении их за пределы геосинклинальных прогибов в соседние складчатые области и

краевые части платформ, была ранее подмечена В. И. Смирновым (1967) на примере Малого Кавказа. Вместе с тем при ближайшем рассмотрении отмеченное сходство элементов системы оказывается чисто качественным, так как интенсивность и полнота проявления синхронных и близких по составу магматических и рудных образований в геосинклинали несоизмеримо меньшие по сравнению с поясом активизации.

В пределах геосинклинальной области интрузии гранодиоритов, тоналитов, адамеллитов мел-палеогенового возраста редки, имеют малые размеры и развиты преимущественно в ее северной краевой части, примыкающей к цепочке древних жестких массивов. Например, вдоль Вардарской зоны и Юго-Восточных Альп протягивается цепочка массивов Девделия, Лояне, Копаоник, Космай, Боранье, Погорье (Циссарц, 1958), с которыми ассоциируют мелкие контактово-метасоматические магнетитовые месторождения. Вне видимой связи с интрузиями во внутренней части геосинклинальной области динарид известны небольшие метасоматические барит-полиметаллические залежи в триасовых известняках, серно- и медноколчеданные (со свинцом, цинком, серебром) месторождения в измененных порфиритах триаса (Борсково и Боан в Черногории). От сходных месторождений пояса активизации они отличаются незначительными масштабами оруденения, более простым составом, и тем, что элементы-примеси редко дают промышленные концентрации.

Качественное сходство наиболее поздних магматических и рудных образований обоих элементов мобильной системы обычно объясняется отраженной активизацией, т. е. влиянием геосинклинали на соседнюю консолидированную область (Щеглов, 1971). Однако не исключено, что возникновение грандиозного пояса активизации обусловлено автономными процессами и отражается на развитии сопряженной геосинклинали, как бы останавливая течение геосинклинального процесса и ускоряя превращение ее в складчатую область. «Агрессивный» характер геотектонических процессов такого рода был ранее подмечен Г. Ф. Мирчинком, а затем Е. Д. Карповой (1970). Об этом в данном случае свидетельствуют значительно большая интенсивность и многообразие проявления синхронных магматических и эндогенных рудных процессов в пределах пояса активизации по сравнению с сопряженной геосинклиналью, а также наличие в пределах последней вспышек позднего интрузивного магматизма и медноколчеданного, медно-молибденового и другого оруденения близ поперечных линеаментов типа Пальмиро-Апшеронского, Урало-Оманского и Индо-Памирского, т. е. в районах наиболее вероятного усиления влияния процессов активизации: районы Эргани в Турции, Керман в Иране, Чагаи в Пакистане (Ramovic, 1968; Щеглов, 1969).

Вслед за отмиранием описанной системы и превращением ее в панальпийский ороген последующие этапы неогеновой тектоно-магматической активизации проявляются уже вполне автономно, главным образом в центральных частях древних жестких массивов или активизированных блоков платформ типа Иранского, Родопского (Щеглов, 1971). Автономная активизация проявляется в интенсивном наземном вулканизме умереннокислого и среднего состава и сопровождается формированием многочисленных жильных, а также стратиформных полиметаллических месторождений, в которых с галенитом и сфалеритом часто ассоциируют барит и флюорит.

В итоге сравнительного рассмотрения особенностей магматизма и металлогении двух сопряженных во времени и пространстве разнотипных мобильных геоструктур — геосинклинали и пояса активизации — следует сделать эмпирический вывод о единстве и автономности геотектонических процессов, генерирующих этап их синхронного развития. При

этом независимо от трактовки причинно-следственных соотношений в системе геосинклиналь — пояс тектоно-магматической активизации металлогения поздних стадий развития геосинклинали может служить индикатором более интенсивного проявления эндогенных рудных процессов в сопряженных с ней поясах тектоно-магматической активизации.

Несомненно, что распространение подобных систем не ограничивается рамками Средиземноморского подвижного пояса. В ларамийскую эпоху глобальных тектонических перестроек и интенсивного геосинклинального и «внегеосинклинального» вулканизма они, вероятно, существовали также и в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Примером более древней системы такого рода является, по-видимому, система средне-позднепалеозойских геоструктур Тянь-Шаня, включающая геосинклиналь Южного Тянь-Шаня и смежный с ней Кызылкумо-Кураминский пояс тектоно-магматической активизации.

Литература

Афанасьев Г. В. Критерии выделения крупных рудоносных зон (поясов) тектоно-магматической активизации на примере Альпийской складчатой области.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Бончев Е., Гочев П., Хайдутов И. Към изясняване особеностите и типа на линеамент геосиклиналните корита в Балканския полуостров.— Изв. Геол. ин-та Бълг. АН, серия геотект., 1970, № 19.

Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1967.

Каргюлева Ю. По въпроса за геосинклиналите и мобилните пояси.— Изв. Геол. ин-та Бълг. АН, серия геотект., 1971, № 20.

Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. «Наука», 1970.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.

Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— В кн.: Орогенические пояса. «Наука», 1968.

Начев И. К. Геологическое развитие Балканской области в мезозое и кайнозое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, **44**, № 4.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. ИЛ, 1960.

Павлова И. Г., Рождественский Ю. П., Рундквист Д. В. и др. Закономерности размещения медно-порфировых месторождений в вулканогенных поясах.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Славин В. И. О мезозойской истории Карпат.— Учен. записки Моск. гос. ун-та, геология, 1956, вып. 176.

Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VII. «Наука», 1964.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые вопросы металлогении Болгарии.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Твалчрелизде Г. А. Рудные провинции мира. Средиземноморский пояс. «Недра», 1972

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ, 1958.

Штилле Г. Избранные труды. «Мир», 1964.

Штоклин Дж. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 3.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.

Ramovic M. Principles of Metallogeny. Edited by Univ. of Sarajeva, 1968.

В. И. Казанский

РУДОНОСНЫЕ РАЗЛОМЫ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

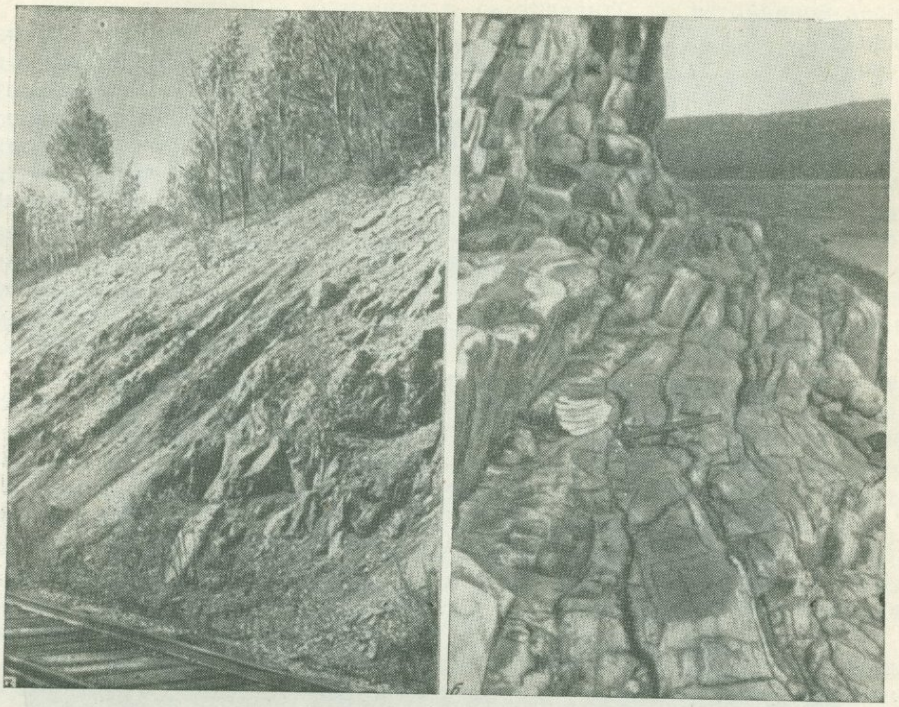
Все исследователи признают важную роль разломов в тектонике и металлогении активизированных областей. Разломы определяют тектонический стиль этапа активизации, пространственное расположение и морфологию впадин, в которых накапливаются континентальные терригенные и вулканогенные отложения, контролируют распределение молодых интрузивов и экструзивов, металлогенических поясов и рудных районов и, наконец, непосредственно вмещают эндогенные месторождения редких и цветных металлов, золота, флюорита и т. д.

Изучение этих разломов ведется разными методами и в разных аспектах. При металлогенических исследованиях большое значение, как и в складчатых областях, придается выявлению скрытых разломов фундамента по совокупности геологических, геофизических и геоморфологических признаков (Радкевич, 1963; Фогельман, 1968; Связь магматизма..., 1969; Хренов, 1971). К таким признакам относятся поперечные перегибы складок и флексуры в перекрывающих отложениях, зоны повышенной трещиноватости, пояса интрузивов и даек, линейные геохимические аномалии, гравитационные ступени, определенные формы рельефа и т. д. Изучение скрытых разломов за последние годы продвинулось далеко вперед, им посвящены многочисленные публикации, которые, однако, содержат мало сведений о строении самих разломов кристаллического фундамента. Сходная картина наблюдается в литературе по тектонике фундамента древних платформ (Глубинная тектоника..., 1971; Изучение тектоники докембрия..., 1972; Тектоника фундамента..., 1973).

Слабая изученность разломов фундамента объясняется в значительной степени тем, что они резко отличаются от зон дробления, брекчирования и трещиноватости, с которыми ассоциируются представления о разрывных нарушениях. Будучи сформированы в результате пластического течения, перекристаллизации вещества, они обычно выполнены бластомилонитами и бластокатаклазитами, которые при геологическом картировании чаще всего принимаются за очковые мигматиты, гнейсовидные разности гранитов и т. п. Нередко бластомилониты изменены в результате более поздних тектонических движений, повторного метаморфизма и гидротермальной деятельности. Расшифровка длительной и многоэтапной истории развития разломов фундамента представляет собой сложную задачу, которая решается не столько структурными, сколько петрографическими методами. И вместе с тем именно непосредственное изучение разломов кристаллического фундамента позволяет проследить, как меняется внутреннее строение дизъюнктивных нарушений от поверхности земли до наиболее глубинных зон ультраметаморфизма, и сопоставить условия деформации горных пород с условиями рудоотложения.

ГЛУБИННЫЕ УРОВНИ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

В. М. Крейтер (1956), опираясь на свои наблюдения на гидротермальных месторождениях и в рудных полях, установил, что в однородных породах по мере удаления от поверхности земли характер разрывных структур закономерно меняется вследствие увеличения всестороннего

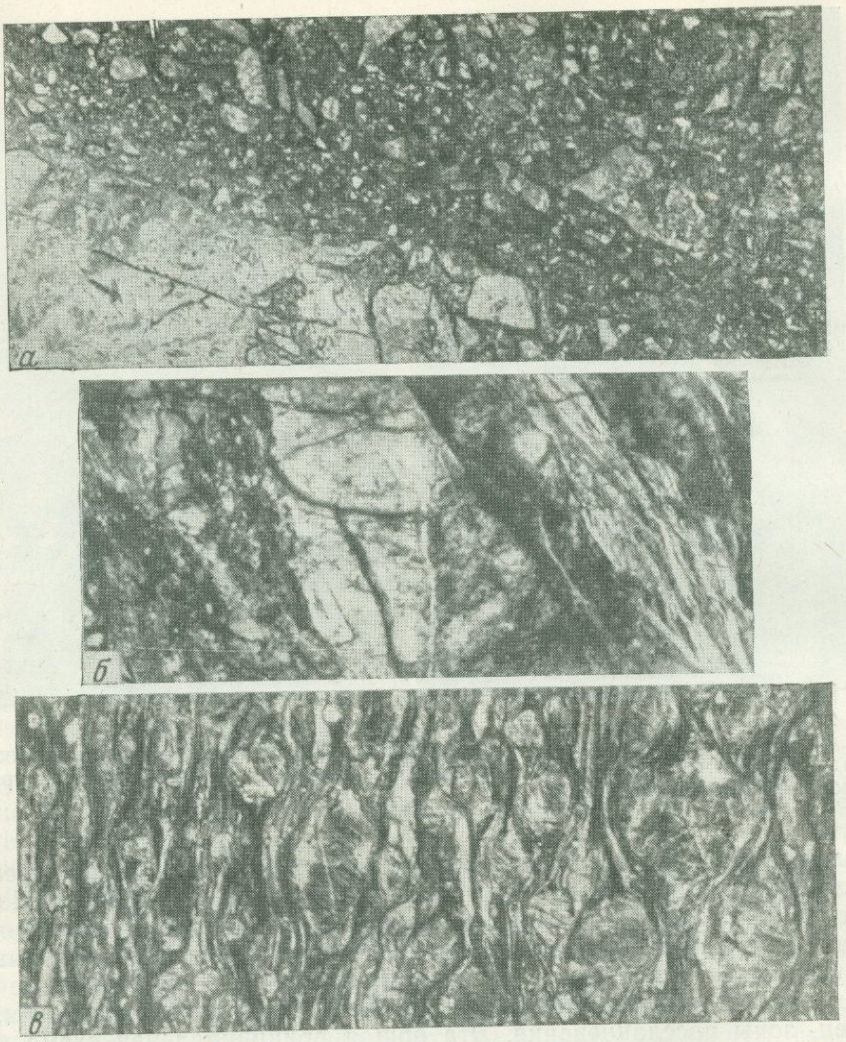


Фиг. 1. Выходы на поверхность зон дробления и трещиноватости (*а*), внутриразломных складок, будинажа и гранитных инъекций (*б*), которые соответствуют *I* и *V* уровням дислокационного метаморфизма

давления. Вблизи поверхности преобладают брекчии и зоны трещин. С глубиной количество пустот и открытых трещин уменьшается. На малых глубинах системы близко расположенных трещин скалывания сочетаются с зонами брекчирования, ниже появляются свиты разрывных нарушений с глинистым выполнением, еще ниже — выдержанные системы трещин, которые почти не содержат тектонических глинок и, наконец, зоны рассланцевания. Эта общая принципиальная схема была названа В. М. Крейтером вертикальной структурной зональностью дизъюнктивных нарушений. В. А. Невский (1959, 1973) показал, что она осложняется локальными изменениями характера деформации в поперечных разрезах разломов и в кровле гипабиссальных и субвулканических малых интрузий.

В развитие идеи В. М. Крейтера автором были выделены пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма, которым сверху вниз отвечают: 1 — «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород, 2 — дизъюнктивные нарушения с глинками трения, 3 — зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов, 4 — зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклазитов, 5 — зоны внутриразломных складок, будинажа и гранитных инъекций (фиг. 1, 2). Разные уровни различаются по характеру деформации горных пород, устойчивым минеральным ассоциациям тектонитов, агентам метаморфизма и ориентировке новообразованных минералов (Казанский, 1972_1).

Для «сухих» зон брекчирования и трещиноватости характерны хрупкое дробление и растрескивание пород в области просачивания поверхностных вод, почти полное отсутствие новообразованных минераллов на



Фиг. 2. Тектониты разных глубинных уровней

а — брекчия низкотемпературных калиевых метасоматитов с кварцевым цементом;
б — эпидот-хлоритовый катаклазит;
в — очковый кварц-микроклин-биотитовый бластомилонит.
Фото штуфов, $^2/_3$ натур. вел.

плоскостях скольжения, беспорядочная или неясно выраженная пространственная ориентировка минеральных зерен. Глинки трения возникают в результате перетирания вмещающих пород на плоскостях смесителей при участии поверхностных вод глубокой циркуляции и низкотемпературных гидротермальных растворов. В глинках трения обычно присутствуют и тонко измельченные фрагменты исходных пород, и новообразованные минералы: гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, карбонаты, антраксолит и т. д. Нередко тектонические швы с глинками трения окаймляются зонами повышенной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. На плоскостях скольжения кварцевые и карбонатные зерна, как правило, обнаруживают закономерную пространственную ориентировку по типу *R*- или *S*-тектонита.

Эпидот-хлоритовые милониты и катаклазиты по устойчивой ассоциации минералов (эпидот, хлорит, актинолит, серицит, альбит, кварц, карбонаты) соответствуют зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Они образованы путем массового тонкого дробления и перетирания пород при активном воздействии среднетемпературных углекислых растворов. В большинстве случаев наблюдается частичная перекристаллизация деформированных пород. Дислокационный метаморфизм иногда ограничен узкими тектоническими швами, иногда захватывает очень большие объемы пород и почти всегда сопровождается ориентировкой новообразованных минералов как по форме, так и по внутреннему строению зерен. Для кварца и карбонатов типичны поясовые микроструктурные диаграммы, для хлорита и серицита — ориентировка чешуек вдоль сланцеватости.

Биотит-амфиболовые бластомилониты и бластокатаклазиты отвечают наиболее глубинному типу разрывных нарушений. Для них характерно сообщество тех же минералов, что и для регионально метаморфизованных пород альмандин-амфиболитовой фации: ассоциация биотита, роговой обманки, олигоклаза, микроклина, кварца, сфена. Вместе с тем бластомилониты обладают волнисто-струйчатыми текстурами, не свойственными гнейсам, кристаллическим сланцам и мигматитам, обнаруживают признаки интенсивной перекристаллизации под воздействием сжимающих усилий и резкую ориентировку оптических осей кварцевых зерен по типу *S*-тектонита.

Зоны внутриразломных складок, будинажа и гранитных инъекций возникают в условиях ультраметаморфизма, селективного плавления гнейсов и кристаллических сланцев, отжимания гранитного расплава в межбудинные промежутки и частичного его перемещения в более высокие горизонты. Усложнение морфологии складок в процессе гранитизации, развитие глыбовых мигматитов, цементация гранитами остроугольных обломков будин свидетельствуют об энергичном механическом воздействии расплавов на вмещающие породы. О том, что это действие имело место до окончательной кристаллизации расплавов, свидетельствуют массивные текстуры гранитов и отсутствие пространственной ориентировки кварцевых зерен. Минеральные парагенезисы гнейсов, мигматитов и гранитов соответствуют альмандин-амфиболитовой фации, будинированных основных кристаллических сланцев — более высокой степени метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации.

Переходы между разными уровнями дислокационного метаморфизма, как правило, недоступны для непосредственного наблюдения. Но о них можно судить по совмещению в одних и тех же разломах разновозрастных структурных элементов и переработке более древних тектонитов в процессе более поздних движений. Прямые доказательства изменения продуктов дислокационного метаморфизма по вертикали получены при исследовании керна глубоких и сверхглубоких скважин, вскрывающих кристаллический фундамент. В частности, таким путем прослежен непрерывный переход от дизъюнктивных нарушений с глинками трения к катаклазитам и милонитам зеленосланцевой фации и далее к биотит-амфиболовым бластомилонитам.

Ранее на примере рудоносных разломов кристаллического фундамента автором было показано, что щелочные метасоматиты трех разных типов контролируются разными по глубинности структурными элементами. Для высокотемпературных редкометальных метасоматитов таковыми являются биотит-амфиболовые бластомилониты, для среднетемпературных урановосных альбититов — эпидот-хлоритовые милониты, для низкотемпературных золотоносных метасоматитов — зоны дробления и

трещиноватости (Казанский, 1972_2). Наличие таких связей подтверждается и на других месторождениях, где изучены околорудные изменения пород и продукты дислокационного метаморфизма. Это позволяет рассмотреть соотношения между дислокационным метаморфизмом и рудоотложениями в более широком плане и сопоставить рудоносные разломы областей протоактивизации и тектоно-магматической активизации.

РУДОНОСНЫЕ РАЗЛОМЫ ОБЛАСТЕЙ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

В металлогеническом плане термин «протоактивизация» означает крупную перестройку древних платформ на границе раннего и среднего протерозоя, когда архейский цоколь был рассечен мощными разломами и испытал интенсивные блоковые перемещения, сопровождавшиеся повторным метаморфизмом, внедрением разнообразных по составу интрузий и интенсивным эндогенным рудообразованием (Smirnov, Kazansky, 1973).

Наиболее характерным выполнением раннепротерозойских разломов служат биотит-амфиболовые бластомилониты *IV* глубинного уровня, частично измененные в процессе более поздних тектонических движений. Бластомилонитовые зоны протягиваются на десятки и первые сотни километров в пограничных и внутренних частях древних платформ, в одних районах подчиняются направлению архейской складчатости, в других разделяют блоки с разным планом пликативных структур, в третьих наследуют положение узких прогибов, выполненных нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями. Именно с этими зонами связаны пояса редкометальных пегматитов, редкометальных и ураноносных щелочных метасоматитов, определяющих металлогенический профиль областей протоактивизации.

В отличие от них эндогенные месторождения более ранней протогеосинклинальной стадии контролируются складчатыми структурами архейского комплекса пород, определенными «благоприятными» горизонтами и рассекаются протерозойскими биотит-амфиболовыми бластомилонитами. Особенно четко это видно на Алданском щите, где архейские магнезиально-скарновые месторождения магнетита и флогопита пространственно связаны с зонами изоклинальных складок, насыщенных аляскитовыми гранитами, пересекаются дайками среднего — основного состава, преобразованными в биотит-амфиболовые бластомилониты, и, следовательно, могут быть отнесены к *V* уровню по глубинности. Аналогичное положение в вертикальной структурной зональности занимают слюдяные и керамические пегматиты Северной Карелии. Они концентрируются в горизонтах высокоглиноземистых пород, амфиболитах и более основных гнейсах беломорской серии, образованы в условиях альмандин-амфиболитовой фации в результате внедрения кислых расплавов и последующего высокотемпературного метасоматоза, подчиняются складчатым структурам беломорской серии и местами превращены в так называемые гранулированные пегматиты или бластокатаклазиты с устойчивой ассоциацией кварца, микроклина, олигоклаза, биотита (Геологические факторы контроля..., 1972).

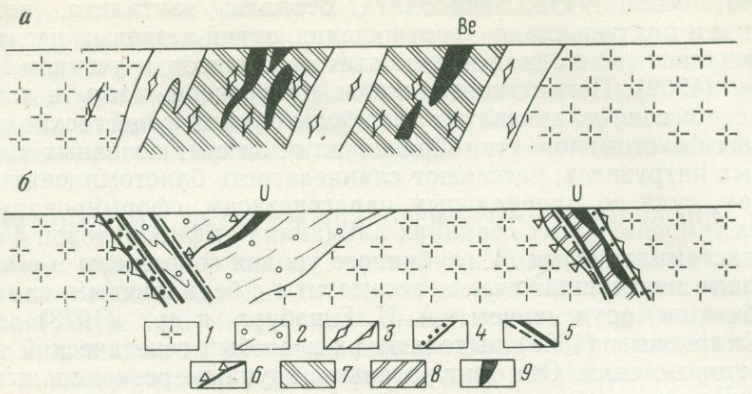
По данным А. И. Гинзбурга, Г. Г. Родионова (1960), редкометальные (тантало-бериллий-литиевые) пегматиты формируются на меньшем расстоянии от поверхности, чем мусковитовые, и разрывные нарушения оказывают на их пространственное распределение гораздо большее влияние. В редкометальных пегматитах интенсивно проявлены метасоматические процессы—микроклинизация, окварцевание, альбитизация, грейзенизация, с которыми связаны промышленные скопления сподумена,

петалита, амблигонита, лепидолита, берилла, танталита, поллуцита. Этот вывод подтверждают соотношения литий-цезиевых пегматитов с бластомилонитами в одном из пегматитовых поясов, изученном Н. А. Солодовым (1962). Пегматитовые жилы приурочены здесь к мощной и протяженной зоне «сланцеватых амфиболитов» или существенно роговообманковых бластомилонитов, образованных за счет основных лав и габброидных интрузивов, рассекают сланцеватость бластомилонитов и вместе с тем, судя по минеральным парагенезисам, сформированы в одинаковых температурных границах альмандин-амфиболитовой фации.

С бластомилонитами *IV* глубинного уровня сопряжены и высокотемпературные полевошпатовые метасоматиты с бериллиевым, танталовым и ниобиевым оруденением. А. И. Гинзбург и др. (1973) вслед за В. И. Смирновым (1969) выделяют их в особый генетический тип рудных месторождений. Они приурочены к крупным региональным зонам активизации древних платформ, образованы в среднем — позднем протерозое, как правило, не обнаруживают видимой связи с интрузиями и в то же время близки к редкометальным «апогранитам» (Беус, 1968) по минеральным ассоциациям и температурам метасоматоза (600—300°).

Так, Л. С. Галецким (1971) описано фенакит-гентгельвиновое месторождение, расположенное в мощной среднепротерозойской зоне смятия на краю докембрийского щита. Границы тектонической зоны фиксируются линейными поясами основных и кислых интрузивов, а все породы внутри нее перетерпели интенсивный катаклаз и перекристаллизацию, приобрели гнейсовидный и очково-сланцеватый облик, столь характерный для биотит-амфиболовых бластомилонитов. Главная масса руд связана с существенно калишпатовыми метасоматитами, которые во внешних частях ореолов наследуют волнисто-очковые текстуры бластомилонитов, а во внутренних частях имеют неясно полосчатое или массивное строение (фиг., 3, *а*). Среднепротерозойские редкометальные метасоматиты Прибайкалья, согласно М. П. Лобанову (1970), приурочены к мощной зоне биотитовых и биотит-амфиболовых бластомилонитов, бластопорфировых и очковых ортогнейсов и гранито-гнейсов, в которой вследствие селективного плавления образовались небольшие гранитоидные и пегматитовые тела. Метасоматиты состоят из кварца, микроклина, амазонита, альбита, содержат акцессорную танталовую, ниобиевую, редкоземельную минерализацию, иногда пространственно связаны с палингенными гранитами, но большей частью залегают среди бластомилонитов и очковых гнейсов.

В областях протоактивизации на бластомилониты альмандин-амфиболитовой фации иногда наложены эпидот-хлоритовые катаклазиты и милониты, вмещающие урановосные натровые метасоматиты. Последние контролируются контактовыми зонами крупных гранитных массивов, в которых наблюдается многократное чередование гранитоидов с гнейсами, и биотит-амфиболовыми бластомилонитами, предопределяющими положение предрудных эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов (Казанский и др., 1968). Устойчивость эпидота, хлорита, альбита при отсутствии карбонатов характерна и для самих натровых метасоматитов. Но в некоторых их типах, кроме того, появляются щелочные пироксены и амфиболы. Урановые минералы в ассоциации с поздним хлоритом пропитывают и частично замещают тонкообломочный цемент катаклазированных альбититов и в то же время приурочены к внутренней зоне ореола гидротермальных изменений. Дизъюнктивные нарушения с глинкой трения пересекают залежи урановосных альбититов и, в свою очередь, рассекаются «сухими» зонами трещиноватости.



Фиг. 3. Строение рудоносных разломов протерозойского возраста (в разрезе)

а — бериллиевые кварц-полевошпатовые метасоматиты среди биотит-амфиболовых бластомилонитов;
б — урановосные альбититы в зоне эпидот-хлоритовых милонитов
1 — кристаллический фундамент;
2 — докембрийские терригенные отложения;
3 — биотит-амфиболовые бластомилониты;
4 — эпидот-хлоритовые милониты;
5 — разрывы с глинками трения;
6 — зоны дробления;
7 — высокотемпературные;
8 — среднетемпературные метасоматиты;
9 — рудные тела

Аналогичная комбинация структурных элементов характерна для района Биверлодж на Канадском щите, где крупные урановосные разломы разделяют гнейсы, кристаллические сланцы и гранито-гнейсы группы Тейзин на серию тектонических блоков, смещенных относительно друг друга (см. фиг. 3, *б*). По данным Rb/Sr и U/Pb методов, ультраметаморфические породы имеют возраст свыше 2,5 млрд. лет, а главная масса урановых руд — 1,8—1,9 млрд. лет (Beck, 1970). До последнего времени в литературе подчеркивалась приуроченность уранового оруденения к тем интервалам разломов, которые проходят среди «аргиллитов» (Tremblay, 1968). Однако присутствие «аргиллитов» в составе ультраметаморфического комплекса пород не могло не вызывать сомнений. Ситуация прояснилась после того, как Я. Крупичка и Г. Сассано (Krupicka, Sassano, 1972) доказали, что «аргиллиты» возникли в результате многократной деформации метаморфических пород амфиболитовой фации. На месторождении Фэй они обнаружили очковые кварц-микроклин-биотитовые бластомилониты и изучили все стадии их преобразования в эпидот-хлоритовые катаклазиты, милониты и ультромилониты. Милониты и катаклазиты интенсивно альбитизированы и гематитизированы. Урановые руды образованы после повторной милонитизации альбититов и представлены двумя парагенетическими ассоциациями: 1) уранотитанаты, карбонат, хлорит, альбит, пирит; 2) коффинит, настуран, карбонат, хлорит, халькопирит, галенит (Белевцев, 1973). На урановосные альбититы наложены более поздние дизъюнктивные нарушения с глинками трения и брекчиями, которые распространяются из кристаллического фундамента в верхнепротерозойские терригенные породы серии Атабаска, где вмещают переотложенные настурановые руды.

В фундаменте древних платформ с зонами регрессивного метаморфизма связано также золотое оруденение. Однако возраст золотоносных диафторитов определяется с меньшей надежностью, чем возраст урановых руд, и служит предметом дискуссий. В качестве примера укажем на золотоносные диафториты в зоне Станового глубинного разлома, огра-

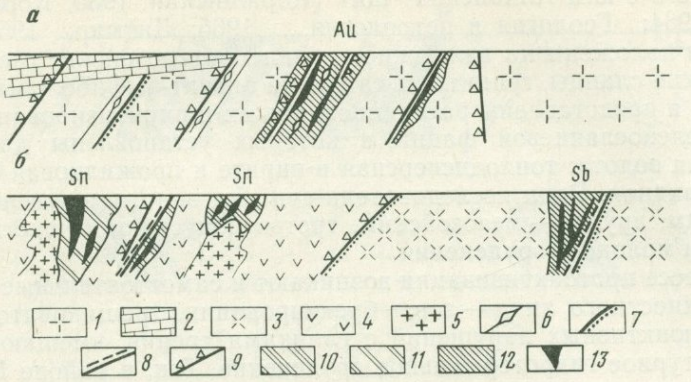
ничивающего с юга Алданский щит (Коржинский, 1935; Кориковский, Казмин, 1964; Геология и петрология..., 1965; Дитмар, 1966; Коген, 1968). Они наложены на архейские — раннепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, а также на биотит-амфиболовые бластомилониты, и представлены рассланцованными и пиритизированными породами зеленосланцевой фации, в которых установлены две формы нахождения золота: тонкодисперсная в пирите и прожилковая кварц-золото-сульфидная. Одни исследователи считают золотое оруденение протерозойским, другие — мезозойским, третьи допускают существование и древнего, и молодого оруденения.

В процессе протоактивизации возникают и самостоятельные разломы близповерхностного типа — зоны брекчирования, трещиноватости, системы дизъюнктивных нарушений с глинками трения, вмещающие низкотемпературное гидротермальное оруденение. Так, в районе Большого Медвежьего озера позднепротерозойские рудные жилы «пятиметальной» формации (Ag, Bi, Co, Ni, U) залегают среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород группы Эко-бей в крупных зонах скалывания с глинками трения и сопряженных с ними зонах брекчирования и трещиноватости. Жилы образованы путем заполнения открытых полостей и сопровождаются аргиллизацией, хлоритизацией, гематитизацией и карбонатизацией боковых пород (Robinson, Morton, 1972). На Мурманском побережье давно известны свинцово-цинковые жилы простого минерального состава, приуроченные к трещинам скалывания. Большинство жил проходит в архейских гнейсах, некоторые из них пересекают протерозойские диабазовые дайки (Горбунов, 1968). В разломах докембрийского фундамента локализуются также низкотемпературные золото-сурьмяные, сурьмяные, кварц-флюоритовые, баритовые месторождения (Щеглов, 1972). Возраст их не везде ясен и в некоторых случаях может быть молодым, вплоть до мезозойского и кайнозойского.

РУДОНОСНЫЕ РАЗЛОМЫ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В областях тектоно-магматической активизации, наиболее мощно проявившейся в мезозое, рудоносные разломы частично наследуют положение более древних разрывных нарушений, частично развиваются по своему особому плану, накладываясь на самые разнородные региональные тектонические структуры. Эти разломы принадлежат к *III—I* глубинным уровням и вмещают разнообразные гидротермальные руды цветных и редких металлов, золота и флюорита, отложившиеся при средних и низких температурах.

Сочетание в омоложенных разломах кристаллического фундамента зон дробления, катаклаза и трещиноватости с биотит-амфиболовыми бластомилонитами приводит к появлению совмещенной вертикальной структурной зональности, а огромный временной разрыв между заложением таких дизъюнктивов и рудообразованием (свыше 1,5 млрд. лет) позволяет относить их к категории рудоносных разломов «сверхдлительного развития» (Казанский, 1972_1). Примером служат мезозойские золотоносные кварц-ортоклазовые метасоматиты Центрально-Алданского района. Они приурочены к относительно приподнятым блокам архейского фундамента и, как правило, связаны с омоложенными раннепротерозойскими разломами (фиг. 4, *а*). Последние в целом подчиняются простиранию складчатых структур архейского комплекса пород, выполнены дайками среднего — основного состава, преобразованными в биотит-амфиболовые бластомилониты, окружены ореолами высокотемпературных



Фиг. 4. Строение рудоносных разломов мезозойского возраста (в разрезе).

а — золотоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты в омоложенном раннепротерозойском разломе;
б — низкотмепературное сурьмяное оруденение в разломах фундамента и высокосреднетемпературное оруденение, ассоциирующие с молодыми близповерхностными интрузивами
1 — докембрийский фундамент;
2 — палеозойский платформенный чехол;
3 — палеозойский фундамент;
4 — мезозойские вулканогенные отложения;
5 — мезозойские интрузивы;
6 — биотит-амфиболовые бластомилониты;
7 — эпидот-хлоритовые милониты;
8 — разрывы с глинами трения;
9 — зоны дробления;
10 — высокотемпературные;
11 — среднетемпературные;
12 — низкотемпературные метасоматиты;
13 — рудные тела

кварц-полевошпатовых метасоматитов с акцессорной редкоземельной минерализацией и частично превращены в диафториты зеленосланцевой фации. В результате мезозойских тектонических движений древние тектониты подверглись интенсивному дроблению и были изменены низкотемпературными гидротермальными растворами с высокой активностью калия. Зоны дробления проникают и в платформенный чехол. Внутренние зоны ореолов или собственно кварц-ортоклазовые метасоматиты обычно совпадают с нарушенными контактами бластомилонитовых швов, внешние зоны захватывают катаклазированные и трещиноватые породы. Золото связано с пиритом и его концентрация закономерно убывает от центра ореола к периферии.

В докембрийском кристаллическом фундаменте в процессе активизации возникают и новые крупные рудоносные разломы. В этом отношении особенно показателен Маданский рудный район в Родопском срединном массиве, который, по данным А. Д. Щеглова (1968), в кайнозое испытал интенсивную автономную активизацию. При этом на общем фоне восходящих блоковых перемещений докембрийского фундамента образовались пологие прогибы, заполнившиеся терригенными и вулканогенными отложениями, и внедрились субвулканические интрузивы гранитоидного состава, с которыми связано свинцово-цинковое оруденение. Большинство месторождений Маданского района залегает среди древних кристаллических пород и лишь отдельные — среди олигоценовых интрузивов. Месторождения приурочены к системе крупных параллельных зон скалывания с брекчиями и глинками трения и представлены чаще всего кварц-галенит-сфалеритовыми и кварц-карбонат-сульфидными жилами, которые сопровождаются незначительными изменениями вмещающих пород типа березитизации. Для руд характерны брекчиевые, кокардовые, колломорфные текстуры, большая протяженность на глубину и отчетливая пульсационная зональность (Богданов,

1965). Она обусловлена развитием ранних сульфидных стадий в центральной части района, а поздних карбонатных — на его периферии и переходом с глубиной свинцово-цинковых жил в существенно карбонатные. Большое своеобразие месторождениям придают пологие метасоматические залежи в местах пересечения крутопадающих разрывов с горизонтами скарнированных мраморов (Доков и др., 1962).

Согласно исследованиям А. Д. Щеглова (1966), в активизированных палеозойских складчатых областях Западного Забайкалья позднемезозойские низкотемпературные месторождения флюорита, а также рудопроявления золота, сурьмы, ртути, вольфрама неразрывно связаны с формированием среднеюрских — нижнемеловых континентальных угленосных впадин и обрамляющих их крупных разломов. Будучи приурочены к самим зонам разломов и оперяющим их дизъюнктивам, флюоритовые месторождения, как правило, локализуются в бортовых частях впадин, либо в угленосных отложениях, либо в подстилающих гранитогнейсах, кристаллических сланцах и др. Все эти породы на контакте с флюоритовыми жилами окварцованы, аргиллизированы и флюоритизированы. Для месторождений характерно многостадийное минералообразование в открытых полостях в условиях незначительного внешнего давления, интенсивного и многократного дробления вмещающих пород и жильного материала. На некоторых месторождениях дорудные дизъюнктивные нарушения сопровождаются глинками трения. По данным В. Я. Шестернева (1972), глинистые минералы представлены гидрослюдами, каолинитом, монтмориллонитом, диккитом, монотермитом и находятся в тонкой смеси с кварцем, измененным слюдами и полевыми шпатами. Ближе к поверхности развиты монотермит-монтмориллонитовые, на более глубоких горизонтах — монтмориллонит-гидрослюдистые глинки.

До сих пор шла речь о рудоносных разломах, рассекающих сравнительно однородные породы нижнего структурного этажа. Но в активизированных областях эндогенное оруденение распространяется также в дислоцированный платформенный чехол и в молодые осадочно-вулканогенные отложения, где влияние глубины на характер деформаций отходит на второй план и где разрывные нарушения *I—II* уровней резко меняют строение в зависимости от литологического разреза, анизотропии вмещающих пород по физико-механическим свойствам. Соответственно и локализация оруденения определяется комбинацией дизъюнктивных нарушений с пликативными, наличием благоприятных и экранирующих горизонтов.

Так, в эпикаледонской части Южно-Китайского платформенного массива наблюдаются сравнительно узкие зоны интенсивных дислокаций платформенного чехла—вплоть до линейных и веерообразных складок, осложненных крупными продольными разломами. И хотя платформенный чехол здесь сложен непрерывной серией пород и дислоцирован в результате одних и тех же яньшаньских движений, тектонические структуры в горизонтах разного состава сказываются различными. В песчано-сланцеватых горизонтах это фрагменты складок, рассеченные мощными зонами дробления и окварцевания, в карбонатных — широкие антиклинали и тесно сжатые синклинали, которым подчинены межпластовые зоны рассланцевания, вмещающие согласные залежи свинцово-цинковых руд.

Избирательная локализация оруденения на пересечении крутопадающих разломов с благоприятными горизонтами характерна для многих эпитермальных ртутных и золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканического пояса. Например, в Центрально-Чукотском

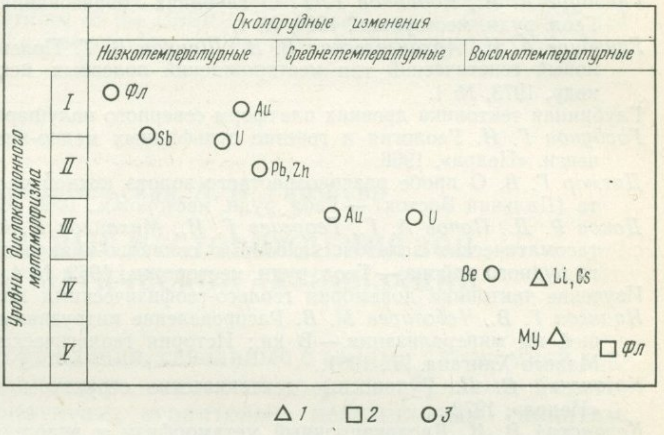
районе эти месторождения контролируются крупными северо-западными разломами, которые в целом подчиняются складчатым структурам верхоянского геосинклинального комплекса и образуют в пологозалегающих меловых вулканитах сложные зоны дробления, брекчирования и трещиноватости. Золото-серебряные руды сопровождаются окварцеванием и адуляризацией вмещающих пород, слагают линзовидные пластовые тела в кислых туфах и игнимбритах и сравнительно простые жилы в субвулканических телах гранит-порфиров и дацитов (Сидоров, 1966). Ртутно-серебряное оруденение кварц-диккит-киноварного типа сконцентрировано в пористых туфогенных горизонтах и окружено широкими ореолами окварцевания, каолинизации, пиритизации, серицитизации и хлоритизации (Бабкин, 1969).

В областях активизации крупные разломы контролируют размещение гипабиссальных и субвулканических интрузивов, с которыми пространственно и парагенетически ассоциируются высоко- и среднетемпературные месторождения. Например, на Малом Хингане мезозойские тектонические движения привели к образованию в разломах кристаллического фундамента мощных зон эпидот-хлоритовых милонитов и более поздних тектонических швов с глинками трения, вмещающих низкотемпературные сурьмяные руды (см. фиг. 4, *б*). В процессе мезозойской тектоно-магматической активизации был сформирован также сложный вулканический комплекс, состоящий из покровов андезитов, дацитов, липаритов, фельзитов и их туфов и прорванный верхнемеловыми гранит-порфирами. Тела гранит-порфиров имеют в плане угловатые очертания, определяемые комбинацией зон трещиноватости нескольких направлений, и сильно изменены в результате постмагматической гидротермальной деятельности (Ициксон, Чеботарев, 1961). Оловянное оруденение представлено тремя формациями: риолитовой (жило- и линзообразные тела с деревянистым оловом в кварц-серицитовых породах), переходной (сложные метасоматические залежи в топазовых, кварц-мусковитовых и турмалиновых грейзенах) и сульфидно-касситеритовой (трубчатые тела взрывных брекчий среди серицитизированных, хлоритизированных и карбонатизированных гранит-порфиров).

Сходная картина наблюдается в оловянном поясе Боливийских Кордильер, сформированном в процессе третичной тектоно-магматической активизации эпипалеозойской платформы (Шипулин, Казанский, 1972). Широтные тектонические зоны разделяют пояс на три блока с разным магматизмом и оруденением. Эти зоны фиксируются местными изменениями в простирании нижнепалеозойских толщ, диапирами, в ядрах которых обнажаются пермо-триасовые отложения, полями третичных лав и игнимбритов, цепочками молодых субвулканических интрузивов, с которыми парагенетически и пространственно ассоциируются месторождения олова сульфидно-касситеритовой формации, серебра, висмута и др. В рудном поле Потоси составным элементом широтной зоны является разлом Караколес, имеющий дорудный возраст, что доказывается тонкими просечками жильных и сульфидных минералов в тектонической глинке, изменением морфологии оловорудных и алунитовых жил по мере приближения к разлому, затуханием оруденения к северу от него. Само месторождение Потоси приурочено к этмолитообразному телу риодацитов, залегающему среди палеозойских песчаников и глинистых сланцев, и представляет собой гигантский штокверк олово-серебряных жил, локализующихся в зонах дробления и трещиноватости и окруженных мощным ореолом серицитизированных, окварцованных и пиритизированных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные указывают на прямую связь между минеральными ассоциациями околорудных метасоматитов и тектонитов, близких по возрасту к рудоотложению. В целом переходит от более глубинных уровней дислокационного метаморфизма к менее глубинным сопровождается сменой высокотемпературных месторождений низкотемпературными (фиг. 5). Внедрение гипабиссальных и субвулканических интрузивов приводит к локальному повышению температур минералообразования в тектонических структурах близповерхностного типа.



Фиг. 5. Соотношения между глубинными уровнями дислокационного метаморфизма и околорудными изменениями (пояснения в тексте)

Типы месторождений:
1 — пегматитовый,
2 — скарновый,
3 — гидротермальный

В результате протоактивизации древних платформ были сформированы крупные разломы, выполненные бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации. С ними сопряжены редкометальные пегматиты и высокотемпературные щелочные метасоматиты. Биотит-амфиболовые бластомилониты, претерпевшие катаклаз и зеленокаменное изменение, контролируют пространственное распределение ураноносных альбититов. В процессе протоактивизации образовались и рудоносные разломы *III—I* уровня, но их далеко не везде удается отличить от более молодых разрывных нарушений.

Для областей тектоно-магматической активизации характерны разломы *II—I* уровней, вмещающие гидротермальные руды цветных и редких металлов, золота, серебра, флюорита и др. В кристаллическом фундаменте древних платформ они иногда накладываются на биотит-амфиболовые бластомилониты, вследствие чего возникает совмещенная вертикальная структурная зональность. В дислоцированном платформенном чехле и в молодых осадочно-вулканогенных отложениях строение разломов и условия локализации в них оруденения меняются в зависимости от литологического разреза, наличия благоприятных и экранирующих горизонтов, морфологии близповерхностных интрузивов.

Таким образом, представление об уровнях дислокационного метаморфизма может быть использовано для выявления этапов развития рудоносных разломов и для их группировки в зависимости от глубины и времени заложения, последующей геологической истории, условий рудоотложения.

Литература

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. «Наука», 1969.
Белевцев Я. Н. Урановые месторождения Канады.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2.
Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
Богданов Б. Д. Причины обратной пульсационной зональности в Маданском рудном районе (Болгария).— Symposium Problems of postmagmatic ore deposition. V. 2. Prague, 1965.
Галецкий Л. С. Гентгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. «Недра», 1972.
Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. «Наука», 1965.
Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых.— Разв. и охрана недр, 1973, № 1.
Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. «Наука», 1971.
Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. «Недра», 1968.
Дитмар Г. В. О пробе разновозрастного золота южной части области Станового хребта (Дальний Восток).— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
Доков Р. Д., Попов А. Г., Георгиев Г. И., Михайлов И. Особенности морфологии метасоматических залежей некоторых свинцово-цинковых месторождений Маданского рудного района.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 4.
Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. «Недра», 1972.
Иициксон Г. В., Чеботарев М. В. Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации.— В кн.: История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л., 1961.
Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. «Недра», 1972_1.
Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. «Наука», 1972_2.
Казанский В. И., Крупенников В. А., Омельяненко Б. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования урапоносных альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
Коген В. С. Новые типы золоторудных проявлений центральной части Станового хребта и методы их поисков.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы.— Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 41.
Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафториты и милониты зоны Станового глубинного разлома (Становой хребет).— В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. «Наука», 1964.
Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
Лобанов М. П. О генезисе редкометальных метасоматитов Прибайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Углетехиздат, 1959.
Невский В. А. Влияние геологических условий деформации на изменение физико-механических свойств горных пород.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. «Наука», 1973.
Радкевич Е. А. Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой. «Недра», 1969.
Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. «Наука», 1966.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1969.
Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.
Тектоника фундамента древних платформ. «Наука», 1973.
Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золото-рудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. «Наука», 1971.

Шестернев В. Я. Некоторые данные изучения состава тектонических глинок из дизъюнктивных нарушений.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 4.
Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.
Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. «Недра», 1966.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. О низкотемпературных гидротермальных месторождениях в областях распространения докембрия.— Докл. АН СССР, 1972, 205, № 2.
Beck L. S. Genesis of Uranium in the Athabasca region and its significance in exploration.— Canad. Min. Met. Bull., 1970, 63, № 695.
Krupicka J., Sassano G. P. Multiple deformation of crystalline rocks in the Tazin group, Eldorado Fay Mine, NW Saskatchewan.— Canad. J. Earth Sci., 1972, 9, № 4.
Robinson B. W., Morton R. D. The geology and geochronology of the Echo Bay area, Northwest Territories, Canada.— Canad. J. Earth Sci., 1972, 9, № 2.
Smirnov V. I., Kazansky V. I. Ore-bearing tectonic structures of geosynelines and activized platforms in the territory of the USSR.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1973, 124.
Tremblay L. P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan.— Geol. Surv. Canad., 1968, № 367.

В. В. Архангельская, А. И. Гинзбург

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Редкометальные месторождения, связанные с зонами автономной тектоно-магматической активизации, относятся к разнообразным генетическим классам — карбонатитам, агпаитовым нефелиновым сиенитам, щелочным полевошпатовым метасоматитам, щелочным и субщелочным редкометальным гранитам, средне- и низкотемпературным гидротермальным образованиям кальцит-флюорит-барит-бастнезитовой, флюорит-фенакит-бериллиевой, флюорит-фенакит-бертрандитовой и кварц-бертрандитовой формаций. Чрезвычайно характерно при этом, что многие из перечисленных классов (карбонатиты, агпаитовые нефелиновые сиениты, полевошпатовые метасоматиты, средне- и низкотемпературные бериллиевые месторождения) присущи исключительно зонам активизации. Поэтому их наличие в том или ином регионе может даже служить своеобразным признаком развития зон активизации.

Специфические особенности всех редкометальных месторождений зон тектоно-магматической активизации следующие.

1. Приуроченность к долгоживущим региональным зонам повышенной проницаемости — зонам развития глубинных разломов, а в их пределах — к разломам II и более высоких порядков, оперяющих главные.

2. Связь с породами повышенной щелочности: со щелочными полевошпатовыми метасоматитами, развившимися по осадочному или осадочно-метаморфическому субстратам, с интрузивами ультраосновного-щелочного, габброидно-щелочного и гранитоидно-щелочного состава.

3. Сравнительно большой разрыв во времени между периодом формирования редкометальных месторождений и материнских пород и периодом образования вмещающих месторождение толщ.

4. Относительная длительность формирования рудоносных пород и руд (для докембрийских полевошпатовых метасоматитов нередко измеряемая первыми сотнями, а для палеозойских — первыми десятками миллионов лет).

5. Небольшая глубинность месторождений, обусловленная повышенной проницаемостью тектонических зон, среди которых они образуются.

6. Широкое развитие процессов щелочного метасоматоза (микроклинизации, альбитизации) при рудообразовании.

7. Определенные геохимические черты рудного процесса, в частности следующие.

а. Исключительно высокая концентрация фтора, что отмечалось еще А. Д. Щегловым, установившим приуроченность ряда флюоритовых месторождений к зонам активизации. В редкометальных месторождениях высокая концентрация фтора наблюдается в карбонатитах (где он фиксируется в апатите и флюорите, образующем в отдельных массивах промышленные концентрации); в агпаитовых нефелиновых сиенитах, где в изобилии появляется виллиомит; в полевошпатовых метасоматитах, субщелочных и щелочных редкометальных гранитах, пересыщенных криолитом, гагаринитом, иногда флюоритом и рядом сложных фторидов; в редкометальных гранитах, обогащенных топазом и фторсодержащими литиевыми слюдами; во всех гидротермальных бериллиевых и редкоземельных месторождениях, где флюорит является важнейшим попутным компонентом. В то же время для редкометальных месторождений, связанных с зонами активизации, характерно почти полное отсутствие бора.

б. Значительная роль углекислоты, особенно в карбонатитах и гидротермальных месторождениях редких земель.

в. Высокие содержания ниобия, в меньшей степени тантала при постоянном преобладании ниобия над танталом; заметные, часто высокие содержания редких земель, циркония, тория, в меньшей степени урана, молибдена, свинца.

г. Для всех рассматриваемых месторождений, кроме тех, которые связаны с карбонатитами, характерны повышенные концентрации бериллия, в меньшей степени лития.

Следует подчеркнуть, что минеральные формы выделения одного и того же элемента в разных генетических типах рассматриваемых редкометальных месторождений чаще всего бывают разные. Так, ниобий и тантал в карбонатитах заключены в основном в пирохлоре, гатчеттолите, колумбите, циркелите; в агпаитовых нефелиновых сиенитах они входят в состав лопарита; в полевошпатовых метасоматитах фиксируются в основном в форме плюмбопирохлора и редкоземельного пирохлора, близкого по составу к мариньякиту; в щелочных и субщелочных редкометальных гранитоидах — в виде колумбита, пирохлора, фергусонита, реже приорита и т. д. Цирконий — сквозной минерал рассматриваемых месторождений, но в карбонатитах он концентрируется в бадделеите, циркелите и кальциртите; в агпаитовых нефелиновых сиенитах — в эвдиалите, реже катаплеите; в полевошпатовых метасоматитах и щелочных гранитах — в цирконе и малаконе. Точно так же редкие земли фиксируются в карбонатитах в форме бастнезита и паризита; в агпаитовых нефелиновых сиенитах — в виде лопарита; в полевошпатовых метасоматитах — в форме флюоцерита, гагаринита, редкоземельного пирохлора, реже гадолинита; в щелочных гранитах — фергусонита, приорита, гагаринита; в гидротермальных месторождениях — бастнезита, паризита, иттросинхизита, иттрофлюорита, ксенотима и монацита.

Таким образом, несмотря на различные минеральные формы нахождения редких элементов, большинство редкометальных месторождений, связанных с областями активизации, характеризуются весьма близкими общими геохимическими чертами.

В то же время среди этих месторождений можно выделить две группы, различающиеся по геохимическим особенностям и геологическому положению.

Первая группа месторождений располагается в пределах зон активизации древних платформ и их краевых швов. Группа охватывает месторождения, появляющиеся в связи с массивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, агпаитовых нефелиновых сиенитов, а также в связи с полевошпатовыми метасоматитами. Все эти месторождения характеризуются высокими концентрациями Nb ≫ Ta, Zr, TR_{Ce}, Th > > U, P, F, в меньшей степени Mo, Ba, Sr, реже Be.

Вторая группа месторождений связана с зонами активизации, развившимися в областях завершенной складчатости. К ней относятся месторождения, представленные массивами альбитизированных щелочных гранитов и граносиенитов, многочисленные гидротермальные бериллиевые месторождения флюорит-фенакит-бертрандитовой и кварц-бертрандитовой формаций, а также гидротермальные редкоземельные месторождения. Геохимически они отличаются повышенным содержанием Nb > Ta, Zr, TR_{Ce} и TR_{Y}, Y, Bt, F, U, Th, Mo, в меньшей степени Sn, Li. В отдельных регионах к этой же группе относятся и массивы редкометальных литий-фтористых гранитов с характерным Ta—Nb, Li, Rb и Sn оруденением, но в большинстве провинций эти массивы возникают на самых поздних посторогенных этапах развития складчатых областей.

Редкометальные месторождения, расположенные в срединных массивах и вдоль их границ, занимают промежуточное положение между выделенными двумя группами. Следует указать, что для складчатых областей из редкометальных месторождений наиболее типичны пегматиты, литий-фтористые граниты, грейзены и месторождения кварцево-жильного типа, в целом характеризующиеся едиными геохимическими чертами — повышенными содержаниями Ta > Nb, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, а также B и F. Нам представляется, что существенные геохимические отличия месторождений, связанных с зонами активизации древних платформ и типичных складчатых областей, обусловлены различным источником металлов — мантийным в первом случае и коровым во втором. Что же касается месторождений зон активизации областей завершенной складчатости, то источник металлов для них, по-видимому, смешанный (Гинзбург, Апельцин, 1972).

В размещении месторождений указанных групп существует определенная зональность по мере перехода от платформ к складчатому обрамлению. Так, в пределах платформ, как правило, размещаются карбонатиты, реже массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов. Непосредственно на стыке платформ и складчатого обрамления, вдоль шовных структур возникают линейно-вытянутые карбонатиты, массивы нефелиновых сиенитов, а также зоны полевошпатовых метасоматитов. Наконец, на удалении от платформ, в зонах активизации областей завершенной складчатости локализуются массивы альбитизированных щелочных и субщелочных гранитов, с которыми связаны различные гидротермальные месторождения бериллия и иногда редких земель. Аналогичная зональность развивается и вокруг срединных массивов. Понимание закономерностей расположения редкометальных месторождений различных типов по отношению к платформам или срединным массивам позволяет целеустремленно направлять поисковые работы.

Среди редкометальных месторождений первой группы нередки месторождения докембрийского возраста, хотя до последнего времени было принято считать, что зоны тектоно-магматической активизации характерны главным образом для мезозойского, кайнозойского и в меньшей степени палеозойского периодов геологической истории. Однако, как теперь выявлено, платформенные зоны активизации большей частью докембрийского заложения, причем в течение геологической истории на

них полностью или частично накладывались более молодые зоны активизации, нередко нацело их перекрывая. Установлено также, что платформенные зоны активизации и зоны активизации их краевых частей большей частью представлены специфическими шовными структурами — узкими протяженными грабенами, которые по особенностям формирования и развития являются рифтовыми и палеорифтовыми системами (Щеглов, 1968; Архангельская, 1972 и др.). Возникновение и развитие рифтовых систем (Мировая рифтовая система, 1968) сопровождается специфическим магматизмом (ультраосновные — щелочные, нефелин-сиенитовые, габброидно-щелочные магмы) и широким проявлением процессов щелочного инфильтрационного метасоматоза, в результате чего здесь образуются определенные типы рудных месторождений.

Наиболее характерным генетическим типом месторождений первой группы являются редкометальные карбонатиты из массивов ультраосновных — щелочных пород. Эти массивы достаточно хорошо изучены, и по ним существует обширная литература, поэтому нет необходимости здесь подробно на них останавливаться. Важно только подчеркнуть, что они возникают главным образом в молодых — посткембрийских зонах активизации, когда с периода консолидации фундамента платформы прошли уже многие сотни миллионов лет и он стал на значительную глубину, измеряемую десятками километров, весьма жестким, что обеспечило относительно быстрый вывод магмы вдоль разломов с больших глубин, При этом массивы ультраосновных — щелочных пород образуются, как правило, в наиболее структурно ослабленных участках зон активизации (узлы сопряжения глубинных разломов, пересечения зоной более древних поперечных к ней разломов и др.). Поэтому не случайно, что преобладающее большинство карбонатитовых месторождений мира (не менее 90%) молодого возраста (от 600 млн. лет и менее) и только отдельные массивы Канады и Африки древние — возраст их соответственно 1900—1700 и 1300—1200 млн. лет. В зависимости от геолого-структурной обстановки их формирования следует различать карбонатитовые месторождения, расположенные в активизированных зонах платформ или в шовных структурах. Первые представлены массивами центрального типа, округлой, реже эллипсоидальной формы, концентрического, зонально-кольцевого строения, для них характерно подчиненное развитие карбонатитов по сравнению с силикатными породами: гипербазитами (оливинитами, пироксенитами), мельтейгитами-ийолитами, мелилитовыми породами; нефелиновые сиениты в этих массивах присутствуют в небольшом количестве в виде даек и жил. Во втором случае, когда они возникают в зонах активизации краевых швов платформ, они чаще всего имеют несколько вытянутую линзовидную форму, а в отдельных случаях форму линейных трещинных тел. В массивах подобного типа гипербазиты отсутствуют, мельтейгиты-ийолиты развиты незначительно, зато широко представлены нефелиновые сиениты и карбонатиты, преобладающие над силикатными породами (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Кононова, 1968). В последние годы в зонах протерозойской активизации краевых швов архейских платформ (Украинская) выявлены линейно-вытянутые тела карбонатитов, не имеющие видимой связи с ультраосновными — щелочными породами, но несущие оруденение, типичное для карбонатитов из массивов ультраосновных — щелочных пород.

Вторым генетическим типом редкометальных месторождений, весьма характерным для областей активизации платфом и особенно краевых швов платформ, являются полевошпатовые метасоматиты, иногда называемые приразломными. Этот генетический тип месторождений стал известен благодаря работам многих исследователей (Рудник, Терентьев,

1966; Рудник и др., 1970; Апельцин и др., 1967; Архангельская, 1968; Белевцев, 1968; Галецкий, 1968; Кушев, 1972; Гинзбург и др., 1970, 1973; Казанский, 1972; Казанский и др., 1968; Кудрин, 1972). Метасоматиты данного типа локализуются обычно в докембрийских зонах тектоно-магматической активизации платформ и их краевых частей и имеют докембрийский возраст; значительно реже они появляются в зонах активизации более молодого возраста. Активизация зон сопровождается прогрессивным, значительно реже регрессивным метаморфизмом пород, на который накладывается локальный щелочной метасоматоз. Интенсивность и широта проявления метасоматического процесса зависят главным образом от особенностей состава замещаемого субстрата, в меньшей степени от его плотности, пористости, тектонической подготовки и наличия структурных ловушек. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах проявления подобных метасоматитов каких-либо интрузивных пород, с которыми их можно было бы генетически связывать. Метасоматический процесс приводит к нивелированию первичного состава субстрата и к возникновению на его месте химически однородных существенно полевошпатовых пород, состав которых в дальнейшем меняется уже только в зависимости от изменения состава производящих метасоматоз поровых растворов. По составу полевошпатовые метасоматиты весьма близки к щелочным и субщелочным гранитам, граносиенитам и сиенитам. Они содержат резко повышенные количества ниобия, тантала, циркония, редких земель, урана, тория, бериллия, лития, молибдена, свинца, цинка, олова и фтора. В значительной степени состав метасоматитов зависит от состава замещаемого субстрата. Так, при развитии процесса по гранитному субстрату возникают существенно кварц-микроклиновые метасоматиты гранитного состава; когда субстратом являются гнейсы и кристаллические сланцы, образуются микроклин-альбитовые с кварцем породы, весьма близкие по составу к щелочным граносиенитам и гранитам, а при протекании процесса по диабазам в конечном итоге получаются слюдистые и альбит-слюдистые амфиболиты.

В строении метасоматических тел обычно наблюдается поперечная зональность. Границы между зонами отчетливые и всегда конформны очертаниям самих тел. Периферические зоны тел представлены калишпатовыми породами, промежуточные—альбит-микроклиновыми с щелочными амфиболами, а центральные — существенно кварцевыми породами и грейзенами. Вокруг метасоматических тел находится внешний ореол изменения вмещающих пород. Целый ряд факторов свидетельствует об инфильтрационной природе процесса и непрерывном протекании его на фоне падения температуры и изменяющегося состава поступающих растворов.

Для всех полей метасоматитов выделяются единые стадии процесса их формирования — калиевого метасоматоза, натриевого метасоматоза и кислотного выщелачивания, но в одних полях развиты преимущественно продукты ранних стадий процесса, в других — минеральные ассоциации, типичные для более поздних стадий. Те или иные стадии и, соответственно, появление различного редкометального оруденения определяются специализацией растворов, производящих метасоматоз, режимом кислотности — щелочности и составом субстрата, с которым раствор взаимодействует. Весь процесс протекает, судя по ряду геологических, термометров и барометров, в интервале 600—300° С при давлении 2—2,5 *кбар*. Выделяются по крайней мере три рудные формации, представленные полевошпатовыми метасоматитами.

1. Тантало-ниобиевая, характеризующаяся существенно альбит-микроклиновым составом пород с подчиненным количеством кварца и

постоянным развитием щелочных амфиболов рибекит-арфведсонитового ряда. Основной рудный минерал — редкоземельный танталсодержащий пирохлор или плюмбопирохлор при второстепенном развитии колумбита, фергусонита, реже приорита. Это — важнейший новый промышленный тип тантало-ниобиевых месторождений, в котором попутными компонентами являются цирконий, гафний (циркон, малакон, циртолит), редкие земли (пирохлор, флюоцерит, гагаринит), криолит (Гинзбург и др., 1970), полевой шпат. Среди подобных полевошпатовых метасоматитов в отдельных случаях появляются жильные и линзообразные кварц-полевошпатовые тела с крупными анхимономинеральными скоплениями — желваками пирохлора объемом до 10 $м^3$ (Архангельская и др., 1973). Весьма характерно, что бериллий в подобных месторождениях локализуется в форме гадолинита или берилла во внешних ореолах зон метасоматитов.

2. Бериллиевая с существенно микроклиновыми породами, относительно бедными фтором, в которых альбитизация и окварцевание развиты локально, спорадически. Основной рудный минерал — гентгельвин, сопровождаемый фенакитом, реже появляется виллемит (Галецкий, 1968).

3. Урановосная, представленная в основном альбититами с наложенными на них поздними гидротермальными карбонат-хлоритовыми прожилками с урановой минерализацией. Она подробно охарактеризована В. И. Казанским с соавторами (1968). В отдельных районах ее развития эти метасоматиты пространственно связаны с золотоносными участками пиритизации и окварцевания — тоже, по-видимому, продуктами метасоматоза зон тектоно-магматической активизации.

Поскольку приразломные полевошпатовые метасоматиты и линейновытянутые карбонатиты шовных структур локализуются в пределах одних и тех же краевых швов платформ (которые, по-видимому, можно рассматривать как палеорифтовые системы), то не исключена возможность наложения более молодых образований на более древние. Такое наложение обусловлено периодическим проявлением активизации в одних и тех же участках земной коры. Действительно, подобные явления наложения (телескопирования) разновозрастных интрузивных пород и метасоматических процессов, вследствие которых возникают гетерогенные породы и редкометальные месторождения, в природе встречаются нередко. К ним следует относить зоны приразломных полевошпатовых метасоматитов, представленных в основном альбититами с редкометальной минерализацией, на которые наложились типичные линейно- вытянутые карбонатиты с апатит-пирохлоровым оруденением.

Третьим генетическим типом редкометальных месторождений, связанным с зонами активизации платформ, являются лопаритсодержащие стратифицированные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов натриевой линии. Встречаются они весьма редко и детально изучены, в связи с чем нами здесь не рассматриваются. Мелкие рудопроявления тантала, ниобия, редких земель известны и в связи со щелочными породами калиевой линии — лейцитовыми, вернее псевдолейцитовыми нефелиновыми сиенитами, которые также связываются с областями активизации платформ и их краевых швов, но они промышленного интереса не представляют. Возраст месторождений этого типа чаще палеозойский и мезозойский, реже докембрийский или кайнозойский.

Для зон активизации областей завершенной складчатости весьма характерны тантало-ниобиевые месторождения, связанные с щелочными и субщелочными гранитами, а также гидротермальные бериллиевые и редкоземельные месторождения. Одни из них расположены непосред-

ственно в пределах долгоживущих разломов, активизированных уже после складчатости и превращения области в молодую платформу. Разломы фиксируются по зонам катаклаза, брекчирования и милонитизации и протягиваются обычно по оси или крыльям сложенных докембрийскими породами ядер антиклинориев. Другие возникают в условиях более интенсивной активизации, выражающейся в заложении вдоль таких разломов наложенных на них узких вытянутых прогибов — депрессий, выполненных более молодыми, чем отложения области завершенной складчатости, осадочными и эффузивными образованиями. В этом случае месторождения находятся в пределах депрессий, тяготея к их бортам, ограниченным разломами. Месторождения, приуроченные к молодым наложенным депрессиям, более низкотемпературные и гипабиссальные (или приповерхностные), связь их с материнскими интрузивами замаскирована, скорее она парагенетическая, нежели генетическая. Месторождения непосредственно приуроченные к разломам, характеризуются следующими особенностями.

1. Они непосредственно генетически связаны с небольшими трещинными интрузивами щелочных или субщелочных гранитоидов, чаще всего каледонского, герцинского или мезозойского возраста, внедрившихся вдоль тектонических зон в древние протерозойские складчатые толщи. Массивы представляют обычно конечные интрузивные фазы дифференцированных гранитных или щелочно-гранитных комплексов.

2. Массивы щелочных или субщелочных гранитов всегда интенсивно замещены, главным образом альбитизированы, при этом степень их изменения резко возрастает к апикальным участкам, а в случае пологого их залегания — по направлению к висячему боку. В купольной части они представлены анхимономинеральными альбититами, переходящими на глубине в интенсивно альбитизированные эгириновые и эгирин-рибекитовые граниты с характерным горошковидным кварцем. По мере углубления подобные породы сменяются альбитизированными рибекитовыми гранитами. В пологопадающих трещинных телах вся эта зональность четко прослеживается по мере перехода от висячего бока к лежачему.

3. Для подобного рода гранитов весьма характерна акцессорная тантало-ниобиевая, циркониевая, редкоземельная и ториевая минерализация, в ряде случаев имеющая промышленное значение. Содержание пятиокиси тантала повышается по направлению к апикальным участкам (или к висячим бокам тел), достигая в альбититах и интенсивно альбитизированных породах промышленного значения, одновременно меняется и соотношение пятиокиси тантала и ниобия. Если вблизи кровли тел это соотношение 1 : 2 — 1 : 3, то на глубине оно порядка 1 : 10. Тантал и ниобий заключены в фергусоните, приорите, редкоземельном пирохлоре и колумбите. Альбититы и альбитизированные граниты весьма богаты малаконом, обогащенным гафнием, содержат многочисленные редкоземельные минералы (фторкарбонаты, фториды, фосфаты, силикаты), в альбититах нередко встречается торит или ферриторит. По направлению к апикальным участкам тел возрастает количество фтора, заключенного во флюорите, флюоцерите, криолите и других фторидах, а также во фторкарбонатах редких земель. Рибекит обычно обогащен литием, при замещении его эгирином литий высвобождается и входит в состав поздних слюд типа полилитионита или тайниолита.

4. В надинтрузивных участках или в экзоконтактных зонах со стороны висячего бока трещинных тел альбитизированных щелочных гранитов локализуется бериллиевое оруденение, состав которого зависит главным образом от состава вмещающих пород. В карбонатных толщах непосредственно в экзоконтактах развивается мощный ореол флюорити-

зации. Среди флюорита постоянно встречается мелкая вкрапленность фенакита, последний также выполняет тонкую систему сетчатых трещин во флюорите. В измененных основных породах — амфиболитах, биотитизированных габбро, амфибол-биотитовых сланцах развивается система фенакит-берилловых прожилков, нередко образующих штокверк. Если вмещающие породы сильно брекчированы, возникают своеобразные рудные брекчии, в которых обломки вмещающих пород сцементированы и замещены флюорит-кальцитовым агрегатом, содержащим фенакит и берилл. При залегании массивов в кислых алюмосиликатных породах в надинтрузивных зонах наблюдается бериллиевое оруденение. Во всех случаях бериллиевое оруденение в зонах экзоконтакта сменяется танталониобиевым или редкоземельным в самих гранитоидах.

Редкометальные месторождения в бортах наложенных депрессий относятся обычно к флюорит-фенакит-бертрандитовой или кварц-бертрандитовой формациям. Для месторождений этих формаций характерна пространственная ассоциация с дорудными дайками микросиенитов, сиенит-порфиров и диоритовых порфиритов, которые, в свою очередь, обычно пересекают мелкие массивы альбитизированных субщелочных гранитоидов, так что связь месторождений с этими массивами может быть только парагенетической. Обе указанные формации достаточно детально охарактеризованы в литературе (Гинзбург и др., 1965, 1969).

Главнейшие особенности месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой формации следующие.

1. Молодой возраст месторождений; они расположены чаще всего по бортам депрессий и приурочены к тектоническим зонам, оперяющим глубинные разломы.

2. Большая часть крупных месторождений залегает в известняках в толще переслаивающихся карбонатных и кислых алюмосиликатных пород (сланцев, песчаников), реже в алюмосиликатных породах, обогащенных кальцием.

3. Месторождения представлены метасоматическими залежами, прожилково-вкрапленными и прожилковыми зонами, линзо- и жилообразными телами.

4. Рудные тела локализуются часто в узлах пересечения и сопряжения даек микросиенитов, сиенит-порфиров и диоритовых порфиритов.

5. Рудоотложению предшествуют процессы скарнирования (образование везувиановых и гранат-везувиановых скарнов) и микроклинизации.

6. Главнейшие рудные минералы — фенакит и бертрандит, которые постоянно ассоциируются с флюоритом, кальцитом и сульфидами—пиритом, галенитом и сфалеритом. С глубиной обычно исчезает бертрандит, появляются редкоземельные и ториевые минералы, ближе к поверхности бертрандит становится основным рудным минералом, появляется барит.

7. Месторождения, судя по минеральным ассоциациям и околожильным процессам (серицитизация, березитизация, пропилитизация, хлоритизация и др.), относятся к средне- и низкотемпературным, что подтверждается данными геотермометрии.

Наиболее близповерхностные — месторождения кварц-бертрандитовой формации. Они связаны, как правило, с субвулканическими и вулканическими породами и расположены преимущественно в риолитовых и липаритовых туфах и туфолавах, вблизи штоков риолитов и кварцевых порфиров. Эти породы обычно сильно изменены — окварцованы, адуляризированы, альбитизированы, местами серицитизированы. Бериллиевая минерализация, представленная бертрандитом и его коллоидной разностью — гельбертрандитом, развивается преимущественно путем выпол-

нения пустот и трещин. Бертрандит ассоциируется с халцедоном, опалом, адуляром, кальцитом, флюоритом и гематитом.

Редкоземельные месторождения достаточно детально охарактеризованы в литературе (Гинзбург и др., 1959) и здесь не рассматриваются.

В результате изучения особенностей редкометальных месторождений зон тектоно-магматической активизации двух выделенных групп можно сделать вывод, что месторождения первой группы связаны со структурами, характеризующимися сравнительно малой мощностью гранитного слоя и относительно небольшой мощностью земной коры. В этом случае месторождения связаны с ультраосновной — щелочной, габброидно-щелочной или габброидной гранитоидно-щелочной, производной от базальтовой магмами или с потоками мантийных растворов (полевошпатовые метасоматиты). Данные месторождения характеризуются высокой концентрацией ниобия, редких земель цериевой группы, фосфора — элементов, по-видимому, мантийного происхождения.

Месторождения второй группы приурочены к структурам с мощным гранитным слоем. Они связаны со щелочно-гранитоидными и субщелочными гранитными коровыми магмами и отличаются концентрацией тантала, ниобия, редких земель цериевой и иттриевой групп, бериллия, урана и тория.

Литература

Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. — Труды ВИМС, 1967, вып. 16.

Архангельская В. В. О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.

Архангельская В. В. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1972, № 2.

Архангельская В. В., Бабкин А. С., Гинзбург А. И., Тулохонов М. И. Анхимономинеральные скопления пирохлора — новый тип тантало-ниобиевых руд.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.

Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— Разведка и охрана недр, 1968, № 5.

Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Геол. месторожд. редких элементов, 1961, вып. 14.

Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р. Редкометальные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.

Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых.— Разведка и охрана недр, 1973, № 1.

Гинзбург А. И., Кудрин В. С., Архангельская В. В. Метасоматические породы состава щелочных гранитов — новый возможный источник криолита.— Разведка и охрана недр, 1970, № 5.

Гинзбург А. И., Гальченко В. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И. Генетические особенности флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения.— Разведка и охрана недр, 1969, № 1.

Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. Редкоземельные элементы и их месторождения.— Геол. месторожд. редких элементов, 1959, вып. 3.

Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др. Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья.— Геол. месторожд. редких элементов, 1965, вып. 27.

Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. «Наука», 1972.

Казанский В. И., Крупенников В. А., Омельяненко Б. И. Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования урановосных альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.

Кононова В. А. Размещение нефелиновых щелочных пород, сопровождающих ультраосновные и основные породы в связи с их апатитоносностью.— В кн.: Апатиты. «Наука», 1968.
Кудрин В. С. О формации редкометальных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 2.
Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. «Недра», 1972.
Мировая рифтовая система. «Мир», 1968.
Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. «Недра», 1966.
Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. «Недра», 1970.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев

ТИПЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Оловянное оруденение областей тектоно-магматической активизации играет значительную роль в мировой оловодобыче — оловоносные провинции Западной Европы, Африки, Бразилии и Южного Китая. Оно широко развито на щитах — Африканском, Бразильском, Австралийском (значительно слабее на Украинском и Балтийском); на платформах — Северо-Американской, Китайской; в срединных массивах герцинид — Чешском, Арморикапском, Центрально-Французском, Иберийском и мезозоид — Буреинском, Ханкайском, Колымском.

Несравненно реже и, как правило, менее определенно устанавливается связь оловянной металлогении с процессами активизации в пределах геосинклинально-складчатых областей герцинского, мезозойского и более молодого возраста. В пределах последних обычно оруденение более молодого возраста по отношению к возрасту вмещающих его структурно-литологических комплексов. Это особенно характерно для структур ранней консолидации, которые обособлялись на различных этапах развития геосинклиналей, претерпевая при этом складчатые деформации. В период орогенного гранитоидного магматизма, которому сопутствовала оловянная металлогения, участки ранней консолидации, являвшиеся неотъемлемыми составными частями геосинклинально-складчатых областей, нередко превращались в арену интенсивных процессов магматизма и оруденения и оформлялись как оловоносные структуры.

Относительно условий возникновения оловоносных структур подобного типа существуют разногласия. В пользу рассмотрения их в качестве структур активизации основным доводом является возрастной отрыв процессов магматима и металлогении от периода обособления этих структур как участков ранней консолидации. Этот критерий часто используется в значительной мере формально и не может служить убедительным доказательством ведущей роли процессов тектоно-магматической активизации в формировании оловоносных структур. Представляется, что их правильнее рассматривать как неотъемлемые составные части геосинклинально-складчатых систем, которые подвергались в орогенный этап процессам гранитоидного магматизма и оруденения независимо от времени их обособления в геосинклинали и особенностей складчатой структуры.

Не вдаваясь в обсуждение сложных и во многом дискуссионных вопросов о природе тектоно-магматической активизации, следует отметить, что применительно к оловоносным провинциям она имеет большей частью отроженный характер. Вместе с тем образование оловянного оруденения на щитах более молодого возраста, чем период окончательной консолидации этих древних структур, видимо, связано с процессами автономной активизации.

Остается неясность в отношении оруденения докембрийского возраста на щитах, образование которого, вероятно, связано с гранитоидным интрузивным магматизмом, протекавшим при ультраметаморфизме и гранитизации, которые приводили к окончательному оформлению и общей консолидации этих древних структур. О возникновении оловянного оруденения докембрийского возраста при процессах тектоно-магматической активизации свидетельствует линейный и поясовый характер оловоносных металлогенических зон.

Оловянное оруденение областей активизации различного возраста, но в основном — докембрийского, позднепалеозойского и мезозойского. Докембрийский возраст характерен главным образом для древних щитов и платформ, хотя здесь присутствует и более молодое оруденение (плато Джос). Преимущественно позднепалеозойский возраст оловянное оруденение имеет в оловоносных провинциях Западной и Центральной Европы, а мезозойский — в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Более молодой (чем мезозойский) возраст оловянного оруденения в областях активизации достоверно не установлен.

В оловоносных провинциях областей активизации широко распространены оловоносные редкометальные пегматиты, оловоносные скарны, кварцевый и грейзеновый типы оруденения. Несмотря на кажущиеся различия этих месторождений, по формационным признакам они образуют тесные генетические ассоциации, возникающие в едином послемагматическом процессе гранитоидных интрузивных комплексов. Они могут рассматриваться как характерные для областей активизации типы оловянного оруденения.

Оловоносные редкометальные пегматиты широко распространены на древних щитах, где они являются преобладающим типом оловянного оруденения. Они исключительно редко образуют крупные коренные промышленные объекты, но тем не менее их роль в оловодобыче существенна, поскольку они являются источниками крупных оловянных россыпей.

Оловоносные пегматиты разрабатываются в Африке (в республике Заир, Маноно-Китотоло; Нигерии, плато Джос), причем главным образом связанные с ними россыпи. Небольшое количество олова было получено из пегматитов Австралийского и Бразильского щитов. Необходимо указать, что, по данным геологоразведочных работ последних лет на Бразильском щите (провинция Рондония), роль в оловодобыче оловоносных пегматитов и особенно связанных с ними россыпей может существенно увеличиться.

В большинстве случаев оловоносные пегматиты являются комплексными рудными объектами, в которых, помимо касситерита, промышленную ценность имеют также тантало-ниобаты, минералы лития, бериллия и других элементов.

В оловоносных пегматитах обычно четко различаются два разновременных минеральных комплекса. Ранний сложен собственно пегматитовыми минеральными ассоциациями (главные минералы — кварц, микроклин, ортоклаз, альбит-олигоклаз, биотит и др.), которые кристаллизовались в позднемагматическую стадию гранитоидов. Поздний минеральный

комплекс, в котором в основном и концентрируется касситерит, образуется путем метасоматического замещения собственно магматических минеральных ассоциаций. Он представлен альбитом, мусковитом (или другими, обычно литийсодержащими слюдами), кварцем, флюоритом, топазом, турмалином, бериллом, тантало-ниобатами, оловотанталатами, касситеритом, реже вольфрамитом. Часто присутствуют также различные фосфаты (амблигонит, литиофиллит-трифилин, гердерит).

Поздний замещающий минеральный комплекс весьма характерен для оловоносных пегматитов, а там, где он проявился слабо, или вообще отсутствует (так называемые незамещенные пегматиты), промышленная ценность их резко снижается.

Распределение касситерита в пегматитовых телах крайне неравномерно; он обычно концентрируется в участках интенсивного окварцевания, альбитизации и грейзенизации пегматитов. Характерно для этих месторождений практически полное отсутствие сульфидов.

В качестве типового месторождения оловоносных пегматитов зон активизации на древних щитах можно назвать Маноно-Китотоло. Оно представлено двумя крупными (до 5 *км* протяженностью и 0,4 *км* шириной) телами пегматитов зонального строения (Константинов, Лугов и др., 1969). Маноно-Китотоло — типичный комплексный редкометальный рудный объект, в котором, помимо касситерита, присутствуют тантало-ниобаты и сподумен. Касситерит распределен весьма неравномерно, и основные его количества локализуются в участках интенсивной грейзенизации пегматитов независимо от характера минеральной зоны, в пределах которой эта грейзенизация проявилась. Для месторождения характерно наличие олово-танталовых минералов. Содержание Sn в коренных рудах около 0,1%.

Оловянное оруденение кварцевого и грейзенового типов образует основные промышленные объекты в областях тектономагматической активизации. Оно является ведущим в срединных массивах герцинид и мезозоид и широко развито также на древних щитах, платформах и в участках ранней консолидации геосинклинально-складчатых систем, обычно представленных геоантиклинальными структурами (Северо-Восток СССР).

Наиболее показательны в этом отношении оловорудные районы срединных массивов герцинид Мезоевропы, где другие типы оловянного оруденения, характерные для областей активизации,— оловоносные скарны и особенно пегматиты, играют подчиненную роль.

Оруденение кварцевого и грейзенового типов встречается в тесной ассоциации, причем довольно часто в пределах одного месторождения или даже отдельных его рудных тел. При этом оруденение кварцевого типа преобладает в надинтрузивных зонах гранитоидов, грейзенового — наиболее распространено в самих гранитоидах. Грейзены довольно часто образуются также в породах, близких по составу гранитоидам — гнейсах и кристаллических сланцах.

Руды месторождений этих генетических типов довольно однообразны и просты по составу. Главные минералы — кварц, альбит, мусковит, касситерит, вольфрамит, топаз флюорит, арсенопирит, леллингит. Менее распространены калиевые полевые шпаты, тантало-ниобаты, берилл, гердерит, бертрандит, шеелит, минералы висмута, самородное золото, пирротин, сфалерит, галенит.

Можно определенно говорить, что набор главных минералов в оловоносных редкометальных пегматитах и других рассматриваемых генетических типах месторождений, относящихся к касситерит-кварцевой формации, довольно сходен. Много общего устанавливается и в последова-

тельности минералообразования. Следует при этом подчеркнуть, что стадийность рудоотложения выражена в этих месторождениях, как правило, весьма нечетко.

В месторождениях касситерит-кварцевой формации грейзенового и кварцевого типов наряду с оловом важное промышленное значение имеет и вольфрамит. В отличие от оловоносных пегматитов эти месторождения имеют важное промышленное значение как крупные коренные рудные объекты и как источники оловоносных россыпей.

Глубина распространения промышленного оруденения грейзенового и кварцевого типов невелика в гранитах, где она редко превышает 100—150 *м*, и порой весьма значительна в надинтрузивных зонах — до 400—500 *м*.

В качестве примера оловоносной провинции с ведущей ролью отмеченного оруденения следует назвать Рудоногорскую, где типичным месторождением кварцевого типа является Эренфридерсдорф, а грейзенового — Циновец. Месторождение Эренфридерсдорф расположено в гнейсово-сланцевой толще над не вскрытым эрозией гранитным куполом. По падению отдельные рудные жилы переходят из гнейсово-сланцевой толщи в граниты, но прослеживаются в последних на небольшую глубину. Рудные жилы нередко образуют жильные системы протяженностью до 2000 *м*. Рудные жилы сложены в основном кварцем, светлой слюдой, топазом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, леллингитом. Протяженность промышленного оруденения на глубину — 200 *м*.

Месторождение Циновец было открыто около 600 лет назад. До последнего времени объектами промышленной отработки были богатые вольфрамит-касситерит-кварцевые жилы, расположенные главным образом в эндоконтактовой зоне гранитного купола, рвущего теплицкие кварцевые порфиры. Однако работами последних лет под рудными жилами, которые к настоящему времени практически выработаны, выявлены крупные скопления промышленных оловянных руд грейзенового типа, что значительно увеличило запасы месторождения. Оруденение грейзенового типа заключает огромную массу рядовых по содержанию, но легкообогатимых руд. Грейзеновые тела имеют вид пологих, параллельных контакту интрузива залежей неправильной формы с неравномерной вкрапленностью касситерита. Мощность залежей достигает первых десятков метров, а протяженность на глубину — сотни метров.

Промышленное значение имеют кварц-циннвальдитовые, топаз-циннвальдитовые, кварц-топазовые, кварц-циннвальдит-серицитовые грейзены; тогда как мономинеральные типы грейзенов (кварцевые, циннвальдитовые и топазовые) обычно не несут промышленного оруденения.

Из рудных минералов, помимо касситерита, присутствуют вольфрамит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, станнин и другие.

Оловоносные скарны — характерный тип оловянного оруденения областей тектоно-магматической активизации. Они широко распространены на окраине Китайской платформы (провинция Гэцзю), где играют важную роль в оловодобыче, в пограничных структурах Колымо-Омолонского срединного массива, сложенных палеозойскими образованиями (Большой Каньонский рудный узел), в Ханкайском (Вознесенский рудный узел) и Буреинском массивах (месторождение Балторо), в палеозойских структурах п-ова Сьюорд (месторождение Лост-Ривер), на Балтийском (Питкяранта, Кителя) и Африканском (Арандиз) щитах, в Тайеннском блоке Тасмании (Маунт-Бишоф), а также в Чешском срединном массиве герцинид (месторождения Злата Копец, Хаммерляйн и др.).

Большой интерес представляют недавно открытые оловоносные скарны в Чешском массиве, которые имеют промышленное значение. Здесь,

как и в других месторождениях подобного типа, оловянное оруденение ассоциирует с полиметаллическим, магнетитовым, иногда редкометальным. В рудах содержится также повышенное количество флюорита. Увеличение роли сульфидной минерализаци в скарнах — довольно характерное, явление, которое, вероятно, связано с благоприятными условиями отложения сульфидов при рудообразовании в карбонатной среде.

Особый интерес представляет то обстоятельство, что здесь оловоносные скарны весьма тесно ассоциируют с оруденением касситерит-кварцевой формации кварцевого и грейзенового типов. Причем эта ассоциация устанавливается даже в пределах отдельных рудных полей и обусловлена присутствием в надинтрузивных зонах гранитоидов карбонатно-сланцевого горизонта (иохимстальская свита). Это весьма яркий пример генетической ассоциации оловоносных скарнов с оруденением касситерит-кварцевой формации, который, безусловно, свидетельствует о том, что оловоносные скарны не имеют генетической самостоятельности и не могут рассматриваться в качестве оловорудной формации. Как оловоносные объекты они сформировались в том же процессе рудообразования, что и оруденение касситерит-кварцевой формации, и поэтому должны рассматриваться как тип оруденения, возникающий под влиянием литологических факторов в рамках касситерит-кварцевой формации.

Очень сходная картина имеет место и в Южно-Китайской провинции. Здесь уместно отметить, что оловоносные скарны столь же характерны для районов развития оловоносных пегматитов (Африка, Арандиз), оруденения касситерит-силикатной (Северо-Восток, Киргизия), касситерит-сульфидной и риолитовой (Мексика) формаций, где их возникновение также обусловлено литологическими факторами.

Это еще более убеждает, что оловоносные скарны не могут рассматриваться в качестве самостоятельной оловорудной формации, что неоднократно подчеркивалось в публикациях авторов этой статьи (Лугов, Макеев, 1968, 1972 и др.).

Оловоносные скарны весьма разнообразны по минеральному составу. В них прежде всего необходимо различать собственно скарновые минеральные ассоциации (главные минералы — пироксен, амфибол, гранат, гипогенные бораты и другие) и наложенную на скарны оловянную и сульфидную минерализацию. Наложенный характер оловянной минерализации устанавливается всегда более или менее определенно. Рудные тела имеют, как правило, сложную морфологию и минеральный состав. Этим, в свою очередь, обусловлены широкие вариации технологических особенностей руд.

Наиболее типичные месторождения оловоносных скарнов — Хаммерляйн, Злата Копец, Лост Ривер, Лаочен. Для этих месторождений характерна сложная морфология, которая в значительной мере обусловлена особенностями строения скарновых залежей. Они тесно ассоциируются с оловянным оруденением других типов (пегматитовым, грейзеновым, кварцевым), от которых отличаются по вещественному составу благодаря наличию скарновых минералов и минеральных ассоциаций.

Таким образом, перечисленные типы оловянного оруденения можно рассматривать как характерные для областей тектоно-магматической активизации. Важной особенностью оловоносных структур областей активизации является тесная генетическая и пространственная ассоциация перечисленных типов оруденения.

В этом отношении особенно показателен пример тесной ассоциации оловоносных редкометальных пегматитов и месторождений грейзенового и кварцевого типов касситерит-кварцевой формации. Эти месторождения близки по структурно-геологическим условиям формирования, особен-

ностям материнских гранитоидных комплексов, вещественному составу и последовательности отложения минеральных ассоциаций. В подобных примерах оловоносные пегматиты можно рассматривать как наиболее ранние производные гранитоидных комплексов. Причем собственно пегматитовые тела формировались в позднемагматическую стадию, а затем, в период рудных процессов, они подвергались интенсивным метасоматическим преобразованиям (грейзенизации, альбитизации, окварцеванию), которые сопровождались отложением основных промышленных количеств касситерита. Метасоматические преобразования пегматитов и превращение их в собственно оловоносные объекты шло параллельно с формированием за пределами пегматитовых полей и отдельных пегматитовых тел месторождений грейзенового и кварцевого типов. Видимо, этим во многом обусловлена тесная пространственная ассоциация оловоносных пегматитов и месторождений касситерит-кварцевой формации, которая, безусловно, имеет в основе генетическую общность происхождения этих месторождений. Это, в свою очередь, позволяет более четко наметить переход от позднемагматических к гидротермальным собственно рудным процессам и более определенно говорить о связи оруденения касситерит-кварцевой формации с гранитоидными интрузивными комплексами.

В ряде оловоносных районов (Туркестанский хребет, Восточное Забайкалье и других) оловоносные редкометальные пегматиты имеют самостоятельное развитие и несколько обособлены от площадей преимущественного распространения оруденения касситерит-кварцевой формации. Примечательно также, что роль оловоносных пегматитов заметно снижается по мере омоложения возраста областей тектоно-магматической активизации и они практически отсутствуют в кайнозойских структурах. Аналогичное явление наблюдается и по мере омоложения возраста геосинклинально-складчатых областей с гранитоидным магматизмом орогенного этапа, с которым связано оловянное оруденение.

Характерно, что в ассоциации с оловоносными редкометальными пегматитами и месторождениями касситерит-кварцевой формации встречаются и оловоносные скарны. Причем последние образуются в тех случаях, когда в геологическом разрезе оловоносных площадей присутствуют карбонатные породы. Литологический фактор при образовании оловоносных скарнов является ведущим и определяет не только специфику минеральных ассоциаций, свойственную скарнам, но обычно ведет и к увеличению роли сульфидов в рудных телах, что часто истолковывается как признак принадлежности их к касситерит-сульфидной формации.

Представляется поэтому, что оловоносные скарны, которые еще многими исследователями рассматриваются в качестве самостоятельной оловорудной формации, на самом деле не имеют генетической самостоятельности и образуют тесные ассоциации с такими, казалось бы, далекими от них по генезису месторождениями, как оловоносные пегматиты и месторождения касситерит-кварцевой формации.

Отмеченные типы оловянного оруденения формируются в сходной структурно-геологической обстановке в едином процессе рудообразования, который сопутствовал однотипным интрузивным гранитоидным комплексам. С позиций формационного анализа, эти признаки свидетельствуют о принадлежности оловянного оруденения отмеченных типов к одной формации, которая по ведущей роли кварц-жильного типа оруденения обычно именуется касситерит-кварцевой.

Существуют объективные предпосылки, чтобы рассматривать оруденение этой формации в качестве специфического для областей тектоно-магматической активизации. Это, вероятно, можно объяснить сходными условиями рудообразования в областях тектоно-магматической активи-

зации, которые предопределяются однoплановостью режима развития этих областей и ведущей ролью в процессах тектоно-магматической активизации гранитоидного интрузивного магматизма.

Естественно, что области тектоно-магматической активизации не полностью идентичны по особенностям развитого в их пределах оловянного оруденения. Специфические черты геологического строения отдельных областей обусловили преимущественное развитие тех или иных отмеченных типов оруденения. На древних щитах преимущественно развиты оловоносные пегматиты и кварц-жильный тип оруденения, в срединных массивах герцинид — кварц-жильный и грейзеновый типы, а также оловоносные скарны при наличии карбонатных пород; на платформах — все типы оруденения с преобладанием оловоносных скарнов.

Литература

Константинов Р. М., Лугов С. Ф. и др. Геология месторождений олова зарубежных стран. «Недра», 1969.

Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Оловорудные формации Северо-Востока СССР.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. «Наука», 1968.

Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений.— Сов. геология, 1972, № 5.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

В. А. Кузнецов

ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ПОЯС МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ртутная минерализация, так же как и флюоритовая, считается наиболее характерной для металлогении областей тектоно-магматической активизации. Поэтому, обсуждая особенности металлогении этих областей, полезно рассмотреть закономерности размещения ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения в южных районах Сибири и примыкающих территориях Центральной Азии, где ртутное оруденение в ряде случаев оказывается явно наложенным на более древние складчатые системы и отчетливо связывается с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации допалеозойских и палеозойских складчатых структур.

Важнейшие региональные закономерности размещения ртутных месторождений мира, как установлено работами многих советских и зарубежных исследователей, сводятся к следующему. Подавляющее большинство ртутных месторождений мира локализуется в пределах двух глобальных по масштабу рудных поясов — Средиземноморского альпийского и Тихоокеанского мезозойско-альпийского (Смирнов, Рыженко, 1958). Кроме того, намечается наличие третьего трансконтинентального пояса ртутного оруденения, который получил название Тянь-Шань-Южносибирского, но который следует называть Центрально-Азиатским ртутным поясом (Кузнецов, 1970, 1973).

В пределах рудных поясов ртутное оруденение размещается неравномерно: наряду с практически безрудными территориями существуют

области и районы с повышенными концентрациями оруденения и с промышленными месторождениями. Эти области и районы могут рассматриваться как ртутные провинции и районы. Установлено, что ртутные провинции могут быть существенно различными в зависимости от особенностей геологического строения территории. Особенно часто ртутное оруденение локализуется в геосинклинальных и складчатых областях, где наиболее полно проявились магматизм и эндогенная минерализация поздних (орогенных) стадий развития (Смирнов, Рыженко, 1958). Не менее отчетлива связь ртутного оруденения со складчатыми областями, испытавшими повторный орогенез или тектоно-магматическую активизацию (Кузнецов, 1967, 1970), а также с подвергшимися активизации участками древних платформ.

Ртутные месторождения всего мира связываются преимущественно с альпийской и мезозойской металлогеническими эпохами и являются относительно молодыми — кайнозойскими и мезозойскими. Герцинских месторождений ртути известно сравнительно немного; каледонские и еще более древние месторождения — практически неизвестны. Это объясняется тем, что ртутные месторождения, формирующиеся близ земной поверхности, в первую очередь подвергаются эрозии и разрушаются. Кроме того, в связи с высокой подвижностью ртути и ее соединений ртутные руды неустойчивы и в процессах последующей за рудообразованием седиментации, складчатости и метаморфизма обычно разрушаются, причем ртуть, как правило, рассеивается.

По-видимому, именно поэтому нам практически неизвестны ртутные месторождения, которые возникли на ранних, собственно геосинклинальных стадиях развития подвижных складчатых систем. Можно думать, что они возникали на этих стадиях, но разрушались на средних инверсионных стадиях развития, сопровождающихся складчатостью, метаморфизмом и гранитообразованием. О принципиальной возможности образования ртутных месторождений на ранних, собственно геосинклинальных стадиях развития геосинклинальных и складчатых систем свидетельствуют проявления ртутной минерализации в пределах современных островных дуг и пока немногочисленные находки признаков ртутной и сопутствующей ей минерализации в пределах рифтовых зон срединно-океанических хребтов, которые многими авторами рассматриваются как элементы современных геосинклинальных систем, находящихся на ранних стадиях развития.

Неизвестны также ртутные месторождения, связанные со средними стадиями развития складчатых систем. Это совершенно понятно, так как на этих стадиях формировалась и увеличивалась в мощности континентальная земная кора, возникали внутрикоровые гранитоидные интрузии и обстановка была неблагоприятна для проникновения в верхние горизонты земной коры производных глубоких подкоровых магматических и рудогенерирующих очагов.

Большинство ртутных месторождений формируется на поздних орогенных стадиях развития складчатых систем или стадиях повторного орогенеза (дейтероорогенеза), т. е. в связи с явлениями более поздней тектоно-магматической активизации, когда возникают или возобновляются зоны глубинных разломов, достигающих подкоровых глубин и способствующих возникновению глубоких магматических очагов и эндогенного рудообразования.

Весьма важной закономерностью, установленной во всех ртутных провинциях мира, является локализация ртутного оруденения в зонах региональных разломов глубокого заложения и длительного развития, особенно в зонах, сопровождающихся офиолитовыми комплексами и

поясами гипербазитов. В этих случаях нередко ртутное оруденение локализуется в зонах дорудных или предрудных лиственитов (кварц-карбонатных метасоматитов), и формируются месторождения лиственитового типа, нередко весьма значительные по масштабу. К этому типу относится, в частности, известное месторождение Нью-Альмаден в Калифорнии, США (Bailey, Everhart, 1964). Локализация оруденения в зонах региональных разломов определяет формирование линейных ртутнорудных зон и поясов.

Сравнительно недавно была подмечена еще одна, по-видимому, весьма существенная закономерность — локализация ртутного оруденения почти повсеместно в пределах и Тихоокеанского, и Средиземноморского рудных поясов, в так называемых зонах поглощения (subduction zone), т. е. зонах Беньофа послеюрского возраста (Bailey et al., 1973).

В пределах Средиземноморского и Тихоокеанского рудных поясов размещается подавляющее большинство ртутных месторождений и ртутных провинций мира. В Средиземноморском поясе — месторождения Испании, Португалии, Алжира, Италии, Югославии, Чехословакии, Турции, в пределах СССР — Закарпатской провинции, Кавказа, Копетдага и других районов. Связь с этим поясом обнаруживает Донецкая провинция с известным Никитовским месторождением, а также южная часть Среднеазиатской провинции, включая Кугитанг и, может быть, Южный Тянь-Шань. В Тихоокеанский пояс входят ртутные провинции Аляски, Канады, Калифорнии, Мексики, Венесуэлы, Перу, Чили, Новой Зеландии, Юго-Восточного Китая, Японии а также Приморской, Сахалинской, Корякско-Комчатской, Охотско-Чукотской и Верхояно-Колымской ртутных провинций на территории СССР.

Ртутные месторождения и провинции юга Сибири — Забайкальская, Алтае-Саянская провинции, районы рудопроявлений на юге и востоке Казахстана, в Монгольской Народной Республике и часть месторождений Тянь-Шаня находятся вне указанных планетарных рудных поясов. Месторождения этих районов размещаются в различных по времени консолидации складчатых структурах — байкальских, каледонских и герцинских. Соответственно с этим высказывались взгляды о различном, в том числе герцинском и каледонском, возрасте ртутного оруденения этих провинций: силурийском возрасте ртутного оруденения Салаира, девонском возрасте оруденения Тувы, герцинском — ртутных месторождений Горного Алтая и всего Тянь-Шаня, мезозойском (юра — мел) — ртутного оруденения Забайкалья.

Анализ имеющихся по этому вопросу данных и материалы наших исследований в ртутных провинциях юга Сибири и соседних районах Монголии приводят к выводу о необоснованности представлений о древнем, силурийском на Салаире и девонском в Туве возрасте ртутного оруденения. В обоих случаях речь может идти лишь о нижней границе возраста минерализации (Кузнецов, Оболенский, 1969). Наиболее древними в рассматриваемых районах Сибири следует считать ртутные рудопроявления Енисейского кряжа, юга Сибирской платформы и Прибайкалья. В этих районах ртутное оруденение имеет герцинский (пермь — триас) возраст и связывается с позднегерцинской активизацией байкалид и окраин древней Сибирской платформы. Особенно убедительно это доказано для района Келянского месторождения в Средне-Витимской горной области Прибайкалья (Бергер, Мурина, 1972). К позднегерцинским по возрасту относится, по-видимому, большая часть ртутных месторождений Тянь-Шаня (Федорчук, 1964; Никифоров, 1969). Все остальные ртутные месторождения юга Сибири, т. е. Горного Алтая, Тувы, Забайкалья, Монголии и других районов, судя по имеющимся данным, являются послегерцин-

скими, по-видимому, послеюрскими и, очевидно, должны связываться с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации байкальских, каледонских и герцинских складчатых структур этих областей. Приведем некоторые доказательства.

В Забайкальской ртутной провинции возраст ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения (флюоритового, золото-серебряного и др.) твердо устанавливается как послеюрский, вероятно, нижнемеловой (Щеглов, 1968). В восточных и центральных районах Монголии такой же мезозойский возраст ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения доказывается четкой приуроченностью этого оруденения к прямым структурным продолжениям мезозойских приразломных прогибов, которые из Забайкалья прослеживаются на территорию Монголии. В Алтае-Саянской ртутной провинции, в том числе в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Туве и соседних районах Монголии, ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение (флюоритовое, сурьмяное, арсенидно-висмут-кобальтовое и др.) четко локализуется в зонах глубинных разломов среди каледонских и герцинских складчатых структур, испытавших позднегерцинскую и мезо-кайнозойскую активизацию. Зоны развития ртутного и сопутствующего оруденения не обнаруживают закономерной связи с ареалами герцинского магматизма и связанного с последним эндогенного оруденения. В ряде случаев ртутное оруденение оказывается явно наложенным на предварительно денудированные поля развития герцинского гранитоидного магматизма и оруденения. В пределах Кузбасса установлены зоны разломов с признаками ртутной минерализации не только в позднепалеозойских, но и в юрских угленосных толщах. Проявления эпитермальной минерализации, в том числе ртутной, обнаружены в Горной Шории в Казаныхском грабене в зоне Кузнецко-Алтайского регионального разлома, также в юрских угленосных отложениях, прорванных дайками мезозойских траппов. В приразломном Каргинском грабене в зоне Шапшальского регионального разлома в юго-восточной части Горного Алтая и на смежных территориях Тувы и северо-западной Монголии установлено эпитермальное оруденение в виде кварц-карбонатных и карбонатно-баритовых жил, рассекающих толщу песчаников и конгломератов нижней юры. Оруденение — явно посленижнеюрское. В составе руд преобладают блеклые руды (теннантит), отмечаются галенит, халькопирит. Химическими и спектральными анализами отмечено наличие мышьяка, кобальта, никеля, висмута, сурьмы, ртути, серебра. Сходство состава этого явно мезозойского сульфоарсенидного рудопроявления с сульфоарсенидными и арсенидными медно-никель-кобальтовыми месторождениями, установленными в сходных структурно-геологических условиях (в зонах региональных разломов, испытавших мезокайнозойские подновления) в соседних районах Горного Алтая и Тувы, позволяет ставить вопрос о более значительном, нежели считалось ранее, развитии в Алтае-Саянской области проявлений мезозойской металлогенической эпохи, связанной с процессами мезозойской активизации (Широкушкин, Тюлькин, 1971; Митропольский и др., 1973). Об этом свидетельствует пересмотр вопроса о геологическом возрасте Карасугского гидротермального карбонатно-флюорит-железорудного месторождения в Туве. По данным различных методов абсолютной геохронологии, его формирование происходило в позднем мезозое (Митропольский и др., 1973).

В этом плане представляют большой интерес данные о геологическом возрасте проявлений глубинного магматизма, непосредственно предшествовавшего ртутному оруденению. В Горном Алтае и в Туве ртутному оруденению предшествовали интрузии даек диабазов и лампрофиров,

которые есть основания считать самостоятельными малыми интрузиями, производными мантийных магматических очагов. Имеется ряд определений абсолютного возраста лампрофиров из ртутнорудных районов Горного Алтая: К — Ar методом по биотиту — в пределах 200—180 млн. лет. Ртутная минерализация более поздняя, причем возраст гидрослюд из околорудных гидротермалитов, сопровождающих ртутную минерализацию, определяется (тем же методом) в 150 млн. лет (Кузнецов, Оболенский, 1969).

Таким образом, имеется уже довольно много данных о несомненном проявлении в ряде районов Алтае-Саянской рудной провинции и смежных районах Центральной Азии мезозойского (послеюрского) магматизма и гидротермального, в том числе ртутного, оруденения, которое должно связываться с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских складчатых структур этих областей.

Как известно, был поставлен вопрос о существовании особого трансрегионального пояса ртутного оруденения, соответствующего поясу мезозойской активизации и сводово-глыбовых поднятий юга Сибири, причем было предложено назвать этот пояс Тянь-Шань-Южносибирским (Кузнецов, 1970). Сейчас получено много данных для уточнения понятия об этом поясе. Разработано понятие о Центрально-Азиатском складчатом поясе, обширном складчатом сооружении, вытянутом в субширотном направлении и отделяющем древнюю Сибирскую платформу от Таримской и Северо-Китайской платформ. Выяснены основные черты строения и истории развития этого пояса (Зоненшайн, 1972), а также особенности его мезозойской тектоники (Боголепов, 1967; Боголепов, Ермиков, 1973). В настоящее время, очевидно, следует говорить о существовании трансконтинентального субширотного Центрально-Азиатского ртутного пояса, отвечающего области мезозойской тектономагматической активизации допалеозойских и палеозойских структур одноименного складчатого пояса.

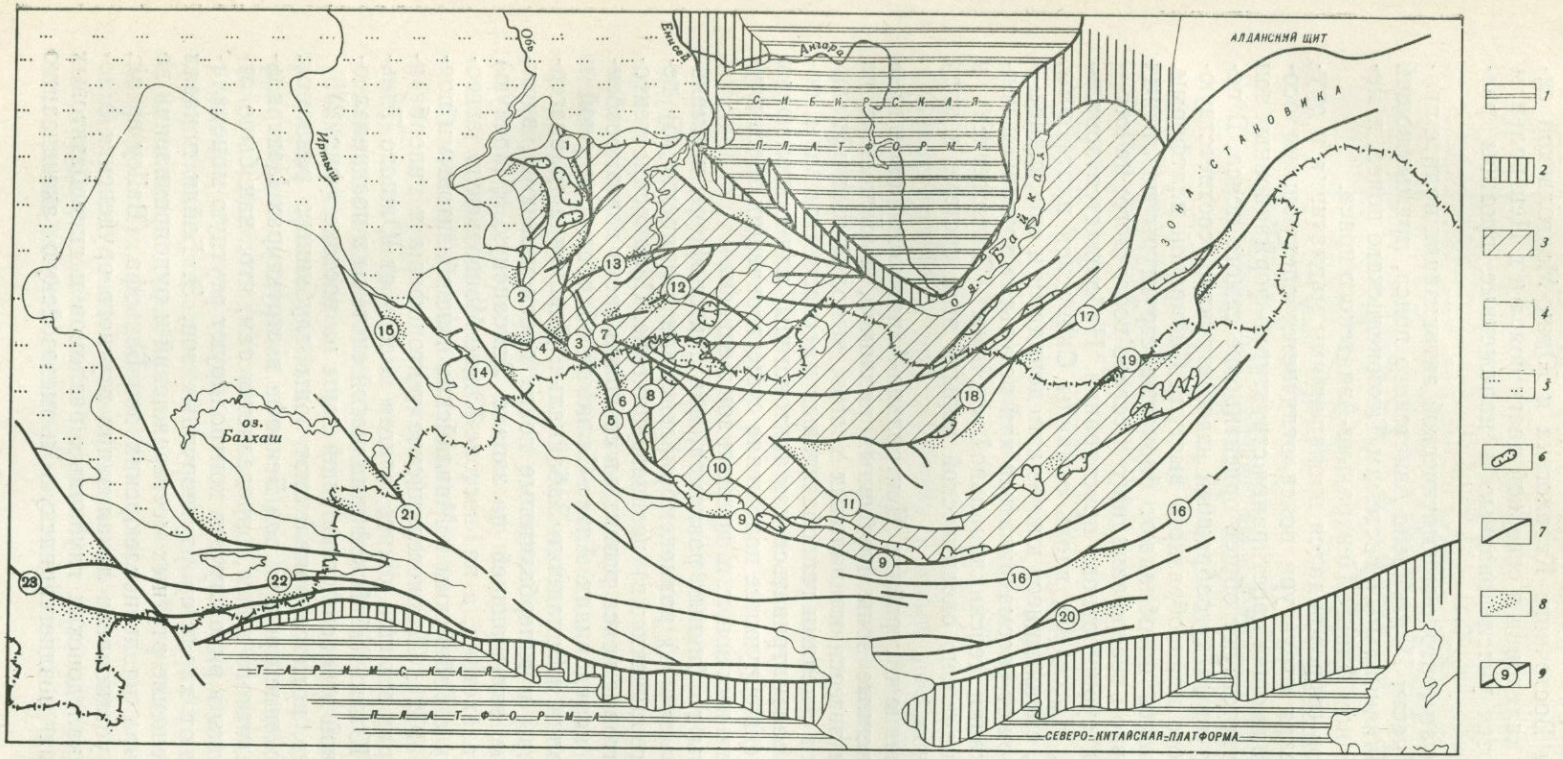
В этот пояс входят Забайкальская и Алтае-Саянская ртутные провинции с их структурными продолжениями на территории Монголии. Кроме того, к нему относятся районы проявлений ртутного оруденения: Южно-Монгольский, Восточно-Казахстанский (Зайсанский) с Чарской ртутной зоной, а также районы Тянь-Шаня, испытавшие мезозойскую тектономагматическую активизацию, и связанное с ними ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение. Схема строения Центрально-Азиатского пояса ртутного оруденения, составленная автором на основе тектонических схем Л. П. Зоненшайна (1972), К. В. Боголепова, В. Д. Ермикова (1973), приведена на фиг. 1.

Центрально-Азиатский складчатый пояс отличается сложным строением и длительным многоэтапным полициклическим развитием. Главные этапы развития пояса следующие.

1. Позднепротерозойский (байкальский), в результате которого сформировались байкалиды северного обрамления пояса вдоль окраин Сибирской платформы.

2. Раннекаледонский (салаирский) этап заложения и формирования эвгеосинклинальных прогибов с характерными раннекембрийскими офиолитовыми комплексами.

3. Позднекаледонский (ордовик — силур) этап развития преимущественно флишевых терригенных геосинклинальных систем. После второго и третьего этапов формируются каледониды северной части пояса — большая часть Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии, севера Забайкалья, частично Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.



Фиг. 1. Схема строения Центрально-Азиатского пояса ртутного оруденения. Составил В. А. Кузнецов, 1973 г., тектоническая основа по Л. П. Зоненшайну (1972)

1 — древние платформы;
2 — краевые выступы фундамента древних платформ;
3 — байкалиды и каледониды северной части пояса;
4 — герцинские складчатые структуры и прогибы;
5 — Западно-Сибирская низменность;
6 — позднемезозойские прогибы, в том числе приразломные;
7 — зоны глубинных разломов, испытавших послеюрскую активизацию;
8 — районы проявлений ртутного оруденения;
9 — глубинные разломы:
1 — Кузнецкий,
2 — Сарасинский,
3 — Курайский,
4 — Чарышско-Теректинский,
5 — Толбонурский,
6 — Кобдинский,
7 — Шапшальский,
8 — Цаган-Шибетинский,
9 — Ихэбогдинский,
10 — Дзабханский,
11 — Баянхонгорский,
12 — Саяно-Тувинский,
13 — Западно-Саянский,
14 — Иртышский,
15 — Чарский,
16 — Манлайский,
17 — Чикой-Ингодинский,
18 — Баянгольский,
19 — Ононский,
20 — Солонкерский (Тотошаньский),
21 — Алакульско-Джунгарский,
22 — разломы Восточного Тянь-Шаня,
23 — разломы Южного Тянь-Шаня

4. Герцинский этап, во время которого формируются эвгеосинклинали Зайсанской зоны Восточного Казахстана и Южно-Монгольской системы, а в пределах каледонид в северной части пояса и в Центральном Казахстане образуются унаследованные и наложенные прогибы различных типов.

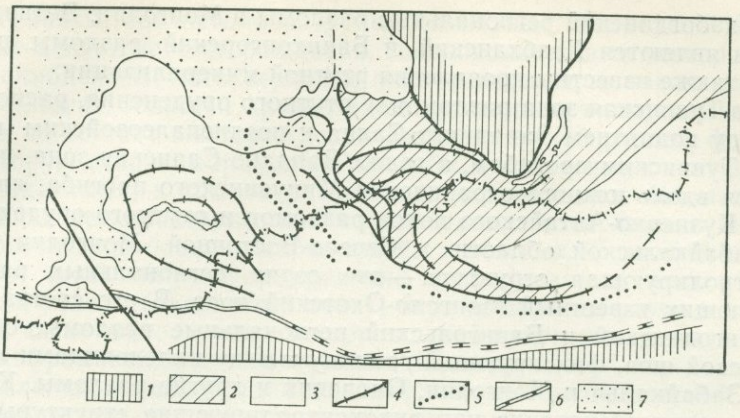
5. Мезозойский этап тектоно-магматической активизации полнее проявился в восточной части Центрально-Азиатского пояса, примыкающей к мезозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса, и менее полно — на западном фланге Центрально-Азиатского пояса.

Каждый из этапов сопровождался проявлениями магматизма и оруденения. Геологическая структура пояса отличается следующими особенностями. Преобладающие простирания структурно-формационных зон в составе пояса соответствуют общей ориентировке самого пояса. В целом наблюдается крупный дугообразный изгиб структур, соответствующий контурам южного клинообразного выступа Сибирской платформы. В северной части пояса преобладают блоковые структуры различных простираний, в основном северо-западного и северо-восточного; на юге — линейные структуры субширотного простирания. Наблюдается зональное строение пояса. На севере, вдоль окраины Сибирской платформы, развиты байкалиды, сменяющиеся южнее каледонидами и еще южнее — герцинидами. Это может рассматриваться как результат поэтапной консолидации и замыкания геосинклинальной системы (Палеотетиса) и превращения первоначально океанической коры в этой системе в кору континентального типа.

Важнейшее значение в строении Центрально-Азиатского пояса имеют мощные протяженные зоны глубинных разломов, выраженные на поверхности зонами эвгеосинклинальных трогов, выполненных офиолитовыми комплексами с цепями гипербазитовых массивов. Эти зоны, по-видимому, должны рассматриваться как тектоногены, или тектоноферы (Шейнманн, 1968), фиксирующие положение существовавших здесь глубинных сейсмо-фокальных зон, т. е. древних зон Беньофа.

Выделяются зоны глубинных разломов, или тектоноферы, по меньшей мере трех возрастов: а) раннекембрийские, или салаирские; б) девонские, или раннегерцинские; в) позднегерцинские. Салаирские тектоноферы и гипербазитовые пояса развиты в северной части пояса, особенно в байкалидах и каледонидах Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии и Западного Забайкалья. Девонские (раннегерцинские) тектоноферы и гипербазитовые пояса прослеживаются вдоль протяженной полосы, включающей на западе Зайсанскую (Чарскую) зону Восточного Казахстана, а на востоке-Южно-Монгольскую эвгеосинклинальную зону с Гобийским и Манлайским гипербазитовыми поясами (Зоненшайн, 1972). Позднегерцинские тектоноферы и гипербазитовые пояса размещаются еще южнее, слагая полосу от Южного Тянь-Шаня на западе до Южно-Гобийской складчатой системы и позднепалеозойской Солонкерской эвгеосинклинальной зоны на востоке (фиг. 2).

Особое внимание, которое привлекают зоны глубинных разломов, фиксирующих положение древних зон Беньофа в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса, определяется тем, что, как было отмечено выше, эти зоны в ряде случаев контролируют ртутную минерализацию и приобретают характер ртутнорудных зон. Э. Бэйли показал закономерное размещение ртутных месторождений и рудопроявлений во многих районах мира вдоль послеюрских зон Беньофа (Bailey et al., 1973). Нами была установлена локализация ртутного оруденения в зонах древних раннекаледонских глубинных разломов и гипербазитовых поясов, испытавших позднегерцинскую и мезозойскую активизацию



Фиг. 2. Зоны глубинных разломов и гипербазитовых поясов (древних зон Беньофа) в Центрально-Азиатском складчатом поясе

1 — древние платформы;
2 — байкалиды и каледониды северной части складчатого пояса;
3 — герциниды;
4 — глубинные разломы и гипербазитовые пояса раннекаледонского возраста;
5 — то же, раннегерцинского (девонского возраста;
6 — то же, позднегерцинского (карбон — пермь) возраста;
7 — мезозойско-кайнозойский покров Западно-Сибирской низменности

(Кузнецов, 1958 и др.). Поэтому в плане рассматриваемой проблемы особое внимание привлекают палеозойские зоны Беньофа с гипербазитовыми поясами, испытавшие мезозойскую активизацию и эпитермальное оруденение, и мезозойские прогибы, особенно приразломные.

В пределах Центрально-Азиатского пояса, в Забайкальской области и Восточной Монголии, известны многочисленные мезозойские орогенные и другие прогибы различных типов. Особый интерес в данном случае представляют позднемезозойские (юра — мел) прогибы типа повторно-орогенных, или дейтероорогенных, прогибов (Боголепов, 1969), формирующиеся главным образом во вторую стадию активизации, т. е. наложенные терригенные впадины, выполненные обломочными, в том числе угленосными отложениями, сопровождающиеся сравнительно слабыми проявлениями глубинного магматизма преимущественно основного и щелочно-основного состава и характерным эпитермальным флюоритовым, ртутным и другим сопутствующим ему оруденением. Некоторые из указанных структур, контролирующих размещение ртутного оруденения, показаны на схеме (см. фиг. 1).

В Алтае-Саянской складчатой области важнейшей для локализации ртутного оруденения структурой является Кузнецко-Алтайский пояс региональных разломов. В него входят Кузнецкий и Салаирский разломы, ограничивающие Кузнецкую впадину, являвшуюся приразломным прогибом в мезозойском этапе развития. Структурные продолжения этих разломов прослеживаются через Горную Шорию, сопровождаясь приразломными прогибами, в том числе Казаныхским. Далее они наблюдаются в структурах Горного Алтая в виде Сарасинского и Курайского разломов, сопровождаясь и там отчетливыми проявлениями позднепалеозойской и мезозойской активизации. Одна из ветвей этого пояса — Шапшальский разлом, вдоль которого размещается цепь мезозойских приразломных прогибов, грабенов, заполненных дислоцированными юрскими отложениями с упоминавшимися выше проявлениями сульфидного и сульфоарсенидного оруденения. Структурными продолжениями этого пояса следует считать Кобдинский, Толбонурский, Цаганшибетин-

ский и Ихэбогдинский региональные разломы в Монголии. Ветвями того же пояса являются Дзабханский и Баянхонгорский разломы, в зонах которых также известны проявления ртутной минерализации.

Саяно-Тувинская зона разломов и ртутного оруденения, расположенная между поднятием Западного Саяна и позднепалеозойским и мезозойским Тувинским прогибом, а также Западно-Саянская зона, протягивающаяся вдоль южного ограничения Минусинского прогиба, являются ветвями Кузнецко-Алтайского пояса разломов и ртутного оруденения.

В Забайкальской области и Северо-Восточной Монголии важная рудоконтролирующая структура — это серия региональных разломов, составляющих известный Монголо-Охотский пояс. В его состав входят Чикой-Ингодинский и Баингольский региональные разломы, образующие краевой шов, фиксирующий границу между каледонидами и герцинидами Забайкалья и Монголии, Ононский и другие разломы. Как видно, существенное значение как рудоконтролирующие структуры имеют разломы, входящие в состав так называемой Главной варисской эвгеосинклинальной полосы (Зоненшайн, 1972), т. е. разломы Иртышско-Зайсанской области, в том числе Чарский разлом, сопровождающийся серией ртутных рудопроявлений лиственитового типа, на западе Центрально-Азиатского складчатого пояса и Гобийско-Манлайская зона разломов с ртутной минерализацией на восточном фланге этого пояса. По-видимому, существует еще одна весьма протяженная зона разломов, контролирующих ртутную минерализацию: система региональных разломов на юге Центрально-Азиатского складчатого пояса, отделяющая этот пояс от ограничивающих его Таримской и Северо-Китайской платформ. Эта система разломов еще весьма слабо изучена, однако имеющиеся данные позволяют поставить вопрос о том, что ее составляющими на западе могут быть несущие ртутную минерализацию региональные разломы Южного и Восточного Тянь-Шаня, Ферганский, Алакульско-Джунгарский и другие разломы Восточного Казахстана (Мулдагалиев, 1969 г.), а на восточном фланге — ртутоносный Солонкерский (Тотошаньский) разлом в Южно-Гобийской складчатой системе Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Обращаясь к металлогенической характеристике Центрально-Азиатского пояса мезозойской активизации, следует иметь в виду следующее. Обобщения по металлогении Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом пока не существует. По металлогении ряда рудных провинций в составе пояса (Тянь-Шань, Казахстан, Алтае-Саянская и Забайкальская провинции) имеется обширная литература, которая дает общее представление о главных металлогенических эпохах и типах этих рудных провинций. Однако обзор домезозойской металлогении пояса это особая и очень сложная тема, для разработки которой в полном объеме пока нет достаточных материалов, особенно в связи со слабой изученностью южных окраин пояса. Проблема мезозойской металлогении Центрально-Азиатского пояса достаточно сложна и не может быть полностью освещена в нашем сообщении.

Во многих областях, в том числе в Забайкальской складчатой области, выделяются две стадии мезозойской активизации. В первую стадию формируются наложенные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными континентальными формациями. С ними связаны проявления субвулканических интрузий различного состава, в том числе гранитоидных. В первую стадию активизации возникает наиболее пестрый спектр месторождений: оловоносные, вольфрамоносные и молибденоносные грейзены, высокотемпературные гидротермальные месторождения олова и вольфрама, редкоземельные карбонатиты, альбитизированные ниобийсодер-

жащие граниты, среднетемпературные оловянные, молибденовые, вольфрамовые и золотые месторождения, свинцово-цинковые месторождения, медно-молибденовые штокверковые месторождения, а также характерные для многих областей активизации арсенидные висмутовые и более сложные по составу месторождения пятиэлементной рудной формации.

Во вторую стадию образуются прогибы, выполненные континентальными осадочными, в том числе угленосными толщами. Магматические образования не характерны. Магматизм проявляется лишь в виде дайковых комплексов базальтоидов, иногда щелочных. С этой стадией активизации связывается формирование эпитермальных месторождений флюорита, золота (балейского типа), барита, сурьмы, ртути и вольфрама, в том числе своеобразных месторождений киноварьсодержащей сурьмяно-вольфрамовой рудной формации (Щеглов, 1968).

Проявления первой стадии мезозойской металлогенической активизации твердо установлены и считаются наиболее характерными для восточных районов Центрально-Азиатского пояса — Забайкальской рудной провинции и Восточной, отчасти Центральной Монголии. Западнее меридиана 100° в. д. они практически не установлены. В последнее время появляются данные в пользу принадлежности к этой стадии мезозойской активизации ряда проявлений магматизма и эндогенного оруденения в восточных районах Тувы, а именно — щелочных гранитов и сиенитов Северо-Востока и Юго-Востока Тувы (Сангилен, с которыми связаны рудопроявления медно-молибденовой рудной формации, апогранитов с шеелит-молибденитовым оруденением, апогранитов и альбититов с редкометальным оруденением, карбонатитов с редкими землями и др. Кроме того, есть основания связывать с мезозойской металлогенической активизацией, возможно, с ее первой стадией, проявления арсенидно-висмут-кобальтовой и сульфоарсенидно-медно-никель-кобальтовой минерализации, близкой по своему типу к пятиэлементной рудной формации, установленной в центральных и западных районах Тувы и в Горном Алтае, т. е. далеко за пределами ранее известной западной границы проявлений раннемезозойской металлогении.

Проявления второй стадии мезозойской металлогенической активизации известны как на востоке, так и на западе Центрально-Азиатского пояса до Тянь-Шаня включительно. Со второй (послеюрской и послениженемеловой) стадией связывается ртутное оруденение. При этом ртутное оруденение в различных частях Центрально-Азиатского пояса ассоциирует с различными близкими по генетическому типу и геологическому возрасту рудными формациями. В восточной части пояса (Забайкалье, Восточная Монголия) рудопроявления ртутной формации ассоциируют с рудопроявлениями, принадлежащими к флюоритовой, золото-серебряной (балейского типа), сурьмяной и сурьмяно-вольфрамовой (киноварь-антимонит-ферберитовой) рудным формациям.

В западной части пояса (Алтае-Саянская провинция, Казахстан, Тянь-Шань) наблюдается ассоциация ртутного оруденения с проявлениями сурьмяной, флюоритовой, баритовой, свинцово-цинковой и, возможно, сульфоарсенидной висмут-никель-кобальтовой рудных формаций.

Наличие таких устойчивых ассоциаций, или рядов рудных формаций, развитых на обширных территориях и не обнаруживающих прямой зависимости от местных металлогенических особенностей того или иного рудного района, является одним из доказательств того, что ртутное и ассоциированное с ним оруденение связывается с близко-одновременными, проявившимися на обширной территории Центрально-Азиатского складчатого пояса процессами мезозойской тектоно-магматической и металлогенической активизации.

Литература

Бергер В. И., Мурина Г. А. Новые данные о возрасте ртутного оруденения Байкальского пояса.— Докл. АН СССР, 1972, 203, № 3.
Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.
Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геол. и геофиз., 1969, № 12.
Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса в м-бе 1 : 2 500 000.— Геол. и геофиз., 1973, № 1.
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Недра», 1972.
Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1.
Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973.
Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1969, № 5.
Митропольский А. С., Кулик Н. А., Тюлькин В. Г. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы.— В кн.: Металлогения областей тектономагматической активизации. Иркутск, 1973.
Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1969.
Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. «Недра», 1964.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.
Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г. О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы.— Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 2. Кызыл, 1971.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and quicksilver deposits of the New Almaden district, Santa Clara County, California.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 360, 1964.
Bailey E. H., Clark A. L., Smith R. M. Mercury.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 820, 1973.

А. А. Оболенский

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

На территории юга Сибири, в тектонических структурах мезозойской активизации Алтае-Саянской области, южного обрамления Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии расположены пять региональных ртутных поясов: Кузнецко-Алтайский, Саяно-Тувинский, Восточно-Саянский, Байкальский и Монголо-Охотский, которые образуют две гигантские дуги, симметрично обрамляющие южный выступ Сибирской платформы. Каждый из них занимает определенное тектоническое положение

и может быть отнесен к числу крупных региональных рудоконтролирующих структур (Кузнецов, 1972, 1973). В пределах поясов преимущественно распространены эпитермальные ртутные месторождения, относящиеся к ртутной формации. Наиболее известны среди них Акташское и Чаган-Узунское месторождения в Горном Алтае, Белоосиповское — в Кузнецком Алатау, Терлигхайское и Чазадырское—в Туве, Горхонское—в Восточном Саяне, Нерчинское—в Забайкалье и многие другие. Характерно, что рудная минерализация месторождений этой формации сохраняет в общих чертах свой состав и не обнаруживает прямой зависимости от особенностей металлогении рудных провинций. Месторождения ртутной формации парагенетически связаны лишь с близкими по возрасту и генезису месторождениями эпитермальной свинцово-цинковой, флюоритовой, золото-серебряной и сложной ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций и образуют с ними единые генетические ряды или рудные комплексы. Эти месторождения относятся к числу типовых для металлогении активизированных областей, в связи с чем рассмотрение их генетических особенностей представляет не только теоретический, но и определенный практический интерес.

СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ С МАГМАТИЗМОМ И ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В ряде районов юга Сибири — Алтае-Саянской складчатой области, Восточном Саяне и Прибайкалье установлено совмещение в одних и тех же зонах активизированных глубинных разломов проявлений мезозойского базальтоидного магматизма и ртутного оруденения. Наиболее отчетливо такая ассоциация проявлена в Кузнецко-Алтайском ртутном поясе.

Система глубинных разломов, составляющих Кузнецко-Алтайский пояс, простирается более чем на 2000 *км* от Кузнецкого Алатау и Салаира через Горную Шорию и Горный Алтай в районы Западной и Южной Монголии. Характерна тектоническая позиция этого пояса, расположенного вдоль границы каледонских и герцинских складчатых структур. На всем протяжении пояса этап мезозойской тектонической активизации сопровождался проявлениями глубинного базальтоидного магматизма. На севере этой структуры, в Кузбассе, широко проявился трапповый магматизм (Кутолин, 1963). В Кузнецком Алатау в разломах, ограничивающих Крапивинский купол Кузбасса, локализовался дайковый пояс базальтоидных пород с несколько повышенной щелочностью, представленных лейкократовыми минеттами и слюдяными сиенит-порфирами (Оболенский и др., 1968). Рои даек эссексит-диабазов и мелкие штоки оливиновых долеритов и лимбургитов развиты в Горной Шории (Щербаков, 1959). Южнее, уже в Горном Алтае, проявился чуйский комплекс слюдяных лампрофиров, производных щелочной, в основном калиевой оливин-базальтовой магмы (Оболенская, 1971). Далее на юго-восток, на территории Монголии, Б. Лувсанданзаном (1966) описаны протяженные серии даек и лакколитов, сложенных оливиновыми габбро, слюдяными перидотитами, граносиенит-порфирами и ортофирами. Дайковый пояс слюдяных лампрофиров установлен нами и в самом юго-восточном звене пояса, в Манлайском разломе на юге Монголии.

В Кузнецко-Алтайском поясе связь ртутного оруденения установлена с дайковыми комплексами — производными щелочной оливин-базальтовой магмы — со щелочными базальтоидами в Кузнецком Алатау, а также с чуйским комплексом слюдяных лампрофиров, распространен-

ных в рудных полях ртутных месторождений Горного Алтая (Оболенский, Оболенская, 1968).

Структурами, аналогичными Кузнецко-Алтайскому поясу по типу проявлений тектонической активизации и магматизма, являются, по-видимому, Саяно-Тувинский пояс, связанный с краевыми разломами Западного Саяна, и Восточно-Саянский ртутный пояс, который отличается исключительно четкой тектонической позицией на границе Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Восточно-Саянский ртутный пояс характеризуется особым типом базальтоидного магматизма, проявленного в виде интрузий и даек белозиминского щелочно-ультраосновного комплекса, с которым отдаленно парагенетически связывается ртутное оруденение (Кандер, Гундобин, 1967).

Байкальский ртутный пояс, расположенный вдоль структур Байкальской рифтовой зоны, изучен наиболее слабо. В нем отмечаются проявления глубинного базальтоидного магматизма, однако мнения исследователей о возрасте и связи ртутного оруденения с магматическими проявлениями расходятся. Так, В. М. Кандер считает его кайнозойским, связанным во времени и пространстве с формированием рифтовых структур, а В. И. Бергер—более древним, позднепалеозойским и связанным парагенетически со сложным комплексом даек, на которые оруденение накладывается непосредственно (Баргер, Мурина, 1972).

Монголо-Охотский ртутный пояс размещается в тектонических структурах Восточной Монголии, Забайкалья и Приамурья. Его центральное звено пространственно совпадает с разломами северо-восточного простирания — Чикой-Ингодинским, Шилкинским, Могоча-Бушулейским, составляющими Монголо-Охотский глубинный разлом. Юго-западное продолжение Монголо-Охотского пояса уходит на территорию Монгольской Народной Республики (Хангайский, Баянгольский и Ононский разломы), а северо-восточное — в Приамурье (Джагдинская зона). Таким образом, общая протяженность Монголо-Охотского ртутного пояса не менее 2500 *км*. Он расположен вдоль системы глубинных разломов краевого типа, отделяющих байкальские и каледонские складчатые сооружения Забайкалья и карелиды Станового хребта от находящихся к югу герцинских складчатых структур и мезозойских впадин. Проявленная в нем тектоно-магматическая активизация привела к возникновению гранитоидных и сложных базальтоидных вулкано-плутонических комплексов, сопровождающихся разнотипным эндогенным оруденением. Ртутное оруденение в Монголо-Охотском поясе представлено сложной ртуть-содержащей сурьмяно-вольфрамовой и собственно ртутной формациями, связанными с базальтоидным магматизмом второго, посленижнемелового этапа тектоно-магматической активизации. В этот генетический ряд объединяются эпитермальные золото-серебряная, флюоритовая, сурьмяная, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая и ртутная формации (Щеглов, 1966).

Таким образом, ртутные пояса на юге Сибири в зонах тектоно-магматической активизации по характеру магматизма, с которым связывается проявление ртутного оруденения, разделяются на два типа.

Первый тип таких поясов представляет собой зоны тектоно-магматической активизации вдоль глубинных разломов, разграничивающих крупные тектонические структуры. Это как бы структуры глубинной активизации, отражающие лишь начало этого процесса, захватившего корневые части глубинных разломов в мантии и в глубоких зонах земной коры. Главным признаком этого типа структур активизации является наличие глубинного подкорового базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма, выраженного обычно протяженными поясами даек или мелких

штоков самостоятельных малых интрузий, ассоциирующих пространственно с ртутными поясами и обычно совпадающих с ртутным оруденением во времени. Такой тип поясов может быть сопоставлен со структурами, которые М. С. Нагибина и В. Е. Хаин (1973) называют глыбово-складчатыми структурами базальтоидной активизации. Примером поясов первого типа может служить Кузнецко-Алтайский ртутный пояс.

Ко второму типу структур тектоно-магматической активизации относятся рудные пояса, где она проявлена наиболее полно и где в зону магмообразования вовлекаются уже осадочно-метаморфические породы земной коры, образуя при этом наряду с базальтоидными магматическими проявлениями и гранитоидные комплексы. По М. С. Нагибиной и В. Е. Хаину (1973), это глыбово-складчатые структуры гранитоидной активизации или ревивации. В таких структурах отчетливо различаются два источника эндогенной минерализации — коровый, который связан с сиалическими гранитоидами, и мантийный, связанный со сложными вулкано-плутоническими базальтоидными комплексами (Таусон, Козлов, 1973). Примером поясов второго типа является Монголо-Охотский пояс, где состав рудного комплекса, связанного своим происхождением с базальтоидным магматизмом второго этапа активизации, отличается большей сложностью и более широким набором рудных формаций.

Кроме того, необходимо подчеркнуть, что связь ртутных месторождений с магматическими породами этапа мезозойской тектоно-магматической активизации в этих поясах проявлена избирательно. Она отмечается лишь с комплексами базальтоидных интрузий повышенной щелочности, т. е. с наиболее глубинными по происхождению породами. Важно отметить также не прямой генетический, а парагенетический характер этой связи, выражающейся в едином структурном положении и близком возрастном проявлении ртутной минерализации и дайковых поясов щелочных базальтоидов, в повышенном по сравнению с кларковым содержании ртути в породах этих комплексов (Оболенский, Оболенская, 1968; Кузнецов, Оболенский, 1970; Кандер, Гундобин, 1967). Все это дает возможность говорить о том, что источником рудной минерализации служили не сами магматические породы малых интрузий, а глубинные магматические очаги, обогащавшиеся ртутью и сопутствующими ей металлами, которые привносились потоками интрателлурических (трансмагматических) растворов из глубин мантии вместе со щелочами и летучими. Более того, интрателлурические потоки играли, очевидно, определяющую роль и в образовании самих глубинных очагов щелочной оливин-базальтовой магмы. Парагенетический характер связей ртутного оруденения с производными базальтоидного магматизма, по-видимому, обусловлен и тем, что рудоносные растворы отделялись от магмы еще на больших глубинах при резком падении давления и температуры в связи с тектоническим вскрытием магматических очагов. Дальнейшие пути миграции рудоносных растворов и магм к поверхностным зонам могли расходиться, что приводило к некоторой обособленности даек и руд во времени и пространстве, хотя в ряде случаев наблюдается непосредственное наложение оруденения на дайки щелочных базальтоидов.

Парагенетическая связь ртутной минерализации с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма определяет в значительной мере и уровень глубинности источников рудного вещества для месторождений ртутной рудной формации. Исходя из современных представлений об источниках рудного вещества эндогенных месторождений, среди которых различают ювенильную, ассимиляционную и фильтрационную группы (Смирнов, 1969, 1970), ртутные месторождения с полным основанием могут быть отнесены к группе месторождений с ювениль-

ными источниками рудного вещества. В отношении преобладающего источника ртути и других металлов в рудах ртутных месторождений высказываются две противоположные точки зрения. Одни исследователи видят этот источник ртути в породах мантии Земли (Поярков, 1966; Кузнецов, Оболенский, 1970; Смирнов и др., 1972), другие считают, что ее накопление преимущественно вызывается процессами мобилизации из пород осадочной оболочки (Moiseyev, 1971). Имеющиеся геологические и геохимические данные больше согласуются с первой точкой зрения. Наиболее отчетливо это устанавливается для описываемых ртутных месторождений, формирование которых связано с процессами тектоно-магматической активизации.

К геологическим и геохимическим критериям мантийных источников ртути этих месторождений, наряду со связью их с глубинными очагами щелочно-базальтоидных магм, могут быть отнесены: 1) размещение месторождений в протяженных рудных поясах, связанных с зонами глубинных разломов, длина которых намного превышает мощность земной коры; 2) устойчивый минеральный состав руд в отношении ассоциаций главных рудных элементов (сурьма, ртуть, мышьяк); 3) формирование вдоль ртутно-рудных зон и около месторождений отчетливо выраженных первичных ореолов рассеяния ртути; 4) некоторые данные по геохимии изотопов свинца, ртути и серы. Мантийный источник ртути косвенно может быть подтвержден удивительным постоянством ее изотопного состава в образцах, взятых из самых различных месторождений мира, и его идентичностью с изотопным составом ртути в метеоритах (Reed, 1960; Tunell, 1970). Все изложенное не исключает частичного заимствования ртути из пород земной коры при прохождении через них гидротермальных растворов, но доля этой ртути, по-видимому, настолько мала, что при современных методах геохимических исследований не может быть учтена в рудообразовании.

Исходя из высокой летучести ртути и ее соединений при высоких температурах, наиболее вероятно предположить ее миграцию в глубинных зонах в надкритических условиях с потоком интрателлурических растворов в форме летучих соединений. Как показано Краускопфом (Krauskopf, 1951), такими формами могут быть либо пары хлорида ртути, либо пары свободной ртути. Мантийный источник, помимо ртути, имеют сурьма и мышьяк, также обладающие высокой летучестью, и частично сера, а также щелочи, фтор, хлор, углекислота, привносимые в очаги интрателлурическими потоками растворов (Овчинников, 1973).

Изучение изотопного состава серы в киновари, сауковите, антимоните из месторождений Курайской зоны Горного Алтая, выполненные Н. А. Озеровой, показали, что ее изотопный состав меняется в широких пределах (до 17‰), а относительно небольшое утяжеление сульфатной серы баритов (+11 и +14‰) указывает на участие в рудообразовании, наряду с ювенильной серой, не только серы захороненных морских сульфатов, но и сульфатов верхних горизонтов подземных вод (Сауков и др., 1972). Такое же двоякое происхождение могут иметь и другие элементы, которые входят в состав второстепенных и редких минералов ртутных руд. К ним относятся свинец, цинк, медь, висмут. О заимствовании свинца из вмещающих пород, например, свидетельствует повышенное содержание его радиогенного изотопа Pb^{207} в галенитах из ртутных и барит-полиметаллических месторождений Горного Алтая (Оболенский и др., 1970).

Заимствование вещества из вмещающих пород при формировании ртутных месторождений достоверно установлено для группы петрогенных Fe, Si, Mg, Ca, Al, Ba и некоторых рудных элементов, таких как ни-

кель и кобальт. Как и некоторые другие гидротермальные месторождения, описываемые месторождения ртутной рудной формации по различиям главным образом в жильных минералах руд, обусловленным составом вмещающих пород, подразделяются на несколько минеральных типов (Кузнецов и др., 1966; Кузнецов, 1968, 1972). Состав вмещающих пород может оказывать также существенное влияние на развитие процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения (Павлов, Оболенский, 1970, 1972; Оболенский, Павлов, 1971).

Таким образом, в формировании руд месторождений ртутной рудной формации, развитых в зонах тектоно-магматической активизации, наряду с элементами, привнесенными глубинными интрателлурическими растворами из мантии Земли, принимали участие элементы, мобилизованные из пород коры на путях движения растворов, а также элементы, заимствованные из вмещающих пород в ходе процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения.

СОСТАВ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ И ФАКТОРЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Проведенные нами термобарометрические исследования и изучение состава растворов и газовой фазы включений в минералах руд позволили установить направленное изменение некоторых физико-химических параметров процессов рудообразования на ртутных месторождениях и высказать соображения о свойствах растворов и минералообразующих сред (Васильев и др., 1973; Борисенко и др., 1974; Оболенский и др., 1973). Вопреки распространенному мнению о формировании ртутных месторождений из разбавленных растворов, в газово-жидких включениях в докиноварных и одновременных с ней минералах установлены пересыщенные и высококонцентрированные растворы (Чазадырское —36,9; Акташское — 10,09; Чаган-Узунское —8,2 вес. %). Растворы с более низкими концентрациями отмечены в киновари, и только в послекиноварных минералах во включениях присутствуют, как правило, разбавленные растворы с низкими концентрациями растворенных солей (Чазадырское — 2,5; Акташское — 2,5—0,5 вес. %). Исследованиями солевого состава растворов включений с применением криометрии и газового анализа установлено, что среди солей растворов включений преобладают NaCl и Na_2CO_3, реже встречаются KCl и $MgCl_2$. Для включений в киновари, в минералах, одновременных с ней, и в послекиноварных минералах характерно постоянное присутствие углекислоты (1,5—10 вес. %).

Довольно сложен состав газовой фазы включений. Помимо углекислого газа, в переменных количествах обнаружены кислород, азот и редкие газы, а также группа кислых газов (преимущественно H_2S). Существенные различия в составе газовой фазы установлены для включений с высококонцентрированными и разбавленными растворами. Высококонцентрированным растворам во включениях соответствует сернисто-углекислотный состав газовой фазы, а разбавленным — углекислотно-кислородный. Расчетным путем была оценена возможная концентрация сульфидной серы в растворах включений докиноварных минералов месторождений Чаган-Узун и Джилкыдал, которая составила соответственно 0,456 и 0,123 вес. %.

Таким образом, изучение состава газово-жидких включений в рудных и жильных минералах ртутных руд приводит нас к выводу о том, что гидротермальные растворы, формировавшие эпитермальные ртутные

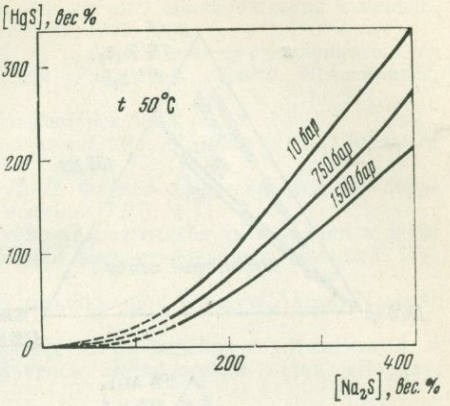
месторождения, были в большинстве случаев высококонцентрированными, хлоридно-карбонатными, со значительными количествами углекислоты и сульфидной серы щелочными растворами, насыщенными растворимыми соединениями ртути и сопутствующих ей элементов. Результаты исследования температур, давления и состава гидротермальных растворов, из которых отлагались минералы ртутных руд, позволяют оценить влияние различных физико-химических факторов на процессы рудообразования. К числу таких факторов следует отнести изменение температуры, давления, pH, Eh и концентрации растворенных соединений.

Температура процессов минералообразования является важным фактором, обусловливающим принадлежность ртутных месторождений к классу низкотемпературных (эпитермальных и телетермальных) месторождений. Предел температур, при которых происходило формирование изученных ртутных месторождений, не превышал 250° С. Последовательное отложение минералов ртутных руд происходило при закономерном снижении температур, установленных по температурам гомогенизации газово-жидких включений (Васильев и др., 1973). Главная масса киновари отлагалась из растворов в интервале температур 150—70° С, и лишь в редких случаях начальные температуры были больше 180° С. Узкий интервал температур отложения рудных минералов, установленный для природных процессов минералообразования, хорошо согласуется с результатами экспериментов Диксона, доказавшего существование минимума растворимости киновари в сульфидных растворах между 100 и 150° С (Dickson, 1964).

Давление не оказывает значительного влияния на растворимость ртути в сульфидных растворах. Этот вывод опирается на экспериментальные данные Диксона (Dickson, 1964) (фиг. 1). Поэтому широкий интервал изменения величин давления от 1050 до 300—400 *бар*, при которых происходило формирование изученных ртутных месторождений, по-видимому, не должен был оказывать прямого влияния на рудоотложение в условиях умеренных глубин.

Изменения режима кислотности — щелочности (pH) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh) среды являются важными факторами, вызывавшими отложение минерального вещества на ртутных месторождениях. Как известно, большинством исследователей, непосредственно изучавших ртутные месторождения, разделяется представление о формировании ртутных руд из щелочных гидротермальных растворов. Это представление основывается на геологических наблюдениях, химических и термодинамических данных и подтверждается рядом экспериментальных работ (Сауков, 1946; Krauskopf, 1951; Dickson, 1964; Павлов, 1968; Барнс, Чаманский, 1970; Tunell, 1970; Павлов, Оболенский, 1972). Ртуть и сопутствующие ей сурьма и мышьяк в таких растворах, вероятнее всего, переносились в виде сульфидных и бисульфидных комплексов, образовывавшихся уже в гидротермальных условиях из их летучих соединений в присутствии серы. Существует также мнение о преобладании кислых растворов в формировании ртутных руд и существенной роли в этих растворах хлоридных комплексов ртути (Манучарянц и др., 1970), однако исследованиями Барнса (Barnes et al., 1967) показано, что комплексы ртути с хлором и аммиаком в сульфидных растворах не играют существенной роли в геологических процессах, протекающих при температурах до 200° С.

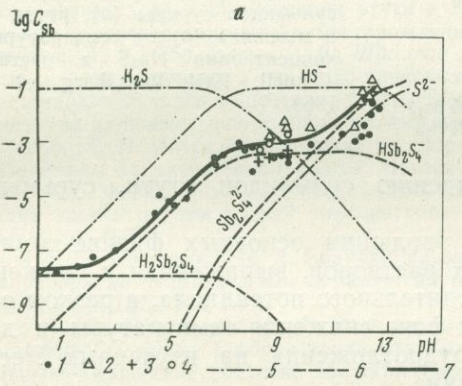
Как установлено экспериментальными исследованиями, растворимость сурьмы и ртути в щелочных сульфидных растворах в значительной мере зависит от увеличения их щелочности. По данным Шварценбаха и Видмера (Schwarzenbach, Widmer, 1963), в растворах с pH от 7 до 14

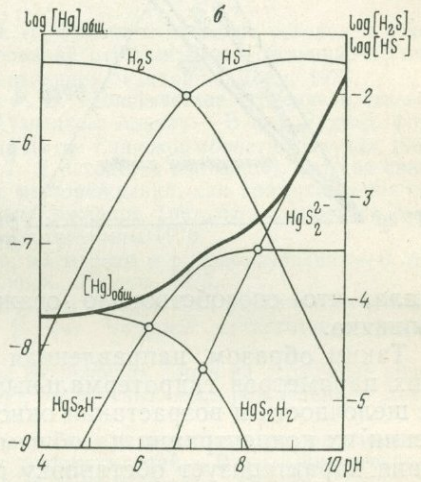


Фиг. 1. Зависимость растворимости сульфида ртути от давления (по Dickson, 1964)

Фиг. 2. Зависимость растворимости сурьмы (*а*) и ртути (*б*) в сульфидных растворах от pH (по Колпаковой, 1971; Schwarzenbach, Widmer, 1963)

1—4 — данные по растворимости сульфида сурьмы в экспериментах:
1 — Akeret, 1953,
3 — А. Бобко, Г. Лисецкой,
2—4 — эти же данные, пересчитанные в соответствии с $\Sigma S = 0{,}1$ *M*;
5 — кривые логарифмов концентраций H_2S, HS^- и S^{2-};
6 — кривые логарифмов концентраций сульфидных комплексов сурьмы;
7 — кривая растворимости сульфида сурьмы в растворах при $\Sigma S = 0{,}1$ *M*

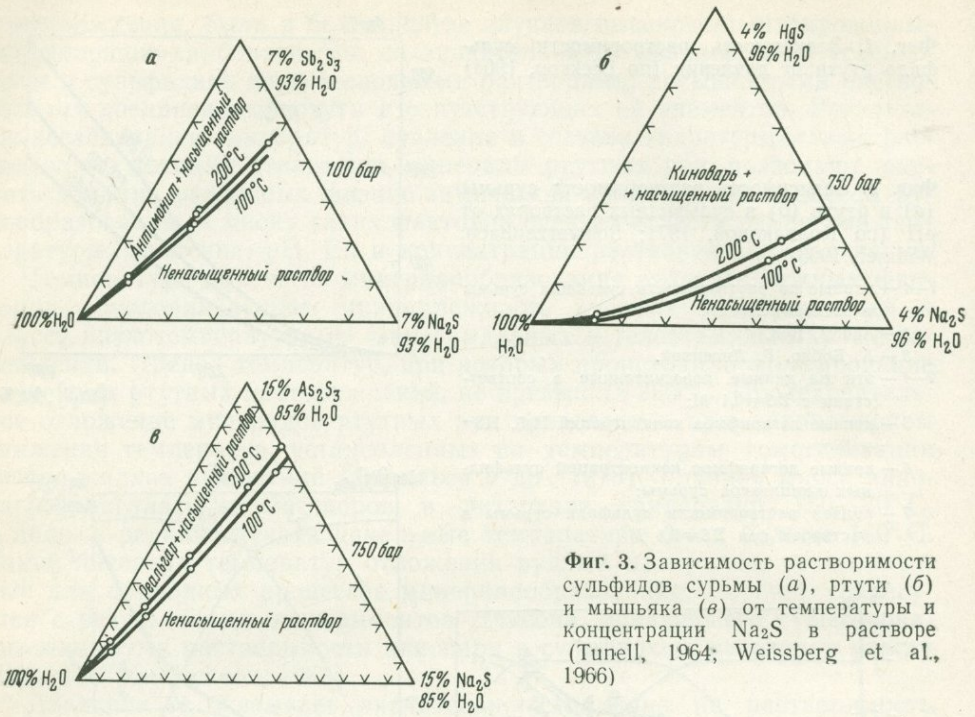




при постоянной температуре и постоянной концентрации серы растворимость сульфида ртути увеличивалась в геометрической прогрессии. Аналогичные тенденции в изменении растворимости антимонита установлены Акеретом (Akeret, 1953) и Н. Н. Колпаковой (1971) (фиг. 2).

К числу параметров, интенсивно влияющих на рудоотложение, относится и изменение концентрации гидротермальных растворов. Как показали экспериментальные работы Диксона, Нортона и Вайсберга, растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка связана с концентрацией сульфидной серы в растворах прямой пропорциональной зависимостью (Dickson, 1964; Tunell, 1964; Weisberg et al., 1966) (фиг. 3).

В природных процессах минералообразования изменение этих параметров вызывалось активным взаимодействием восходящих щелочных гидротермальных растворов с химически контрастными вмещающими породами, ростом парциального давления кислорода в близповерхностных условиях и, наконец, разбавлением растворов вадозными водами. Проявление каждого из перечисленных факторов или одновременное их действие приводило к снижению активности сульфидной серы в растворах за счет сульфидизации вмещающих пород, либо за счет окисления ее до сульфата, либо за счет гидратации сульфидных комплексов. Это вызывало увеличение кислотности растворов и их окислительного потен-



Фиг. 3. Зависимость растворимости сульфидов сурьмы (*а*), ртути (*б*) и мышьяка (*в*) от температуры и концентрации Na_2S в растворе (Tunell, 1964; Weissberg et al., 1966)

циала, что способствовало осаждению сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка.

Таким образом, направленная эволюция основных физико-химических параметров гидротермальных растворов, выраженная в снижении их щелочности и возрастании окислительного потенциала, в резком снижении их концентрации на общем фоне снижения температуры и давления характеризует обстановку рудоотложения на изученных месторождениях ртутной рудной формации.

Литература

Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. «Мир», 1970.

Бергер В. И., Мурина Г. А. Новые данные о возрасте ртутного оруденения Байкальского пояса.— Докл. АН СССР, 1972, **203**, № 3.

Борисенко А. С., Васильев В. И., Оболенский А. А. и др. Состав газово-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.— Докл. АН СССР, 1974, **214**, № 3.

Васильев В. И., Оболенский А. А., Борисенко А. С. Температурные условия формирования ртутных месторождений.— Докл. АН СССР, 1973, **209**, № 2.

Кандер В. М., Гундобин Г. М. К вопросу о связи ртутного оруденения в Присаянье с магматизмом.— В кн.: Материалы к юбилейной геологической конференции. Улан-Удэ, 1967.

Колпакова Н. Н. О формах существования сурьмы (III) в сульфидных растворах.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. «Наука», 1971.

Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. «Наука», 1968.

Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. «Наука», 1972.

Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.— Геол. и геофиз., 1970, № 4.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1966.
Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, 1963.
Лувсанданзан Б. Рои даек в Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии МНР. «Недра», 1966.
Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия образования месторождений ртути и сурьмы.— Геохимия, 1970, № 11.
Нагибина М. С., Хаин В. Е. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.
Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971.
Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. «Наука», 1968.
Оболенский А. А., Павлов А. Л. Взаимосвязь процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения на ртутных месторождениях.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Т. 2. Алма-Ата, 1971.
Оболенский А. А., Борисенко А. С., Васильев В. И. Физико-химические условия и некоторые факторы рудоотложения при формировании ртутных месторождений.— В кн.: Термобарогеохимия процессов минералообразования. Ростов-на-Дону, 1973.
Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В. Геологическое строение и генезис Белоосиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. «Наука», 1968.
Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Шипилов Л. Д. Сходство изотопного состава свинцов в рудах ртутных и свинцово-цинковых месторождений, как критерий единства источников рудного вещества.— В кн.: Тезисы докладов Третьего всесоюзного симпозиума по применению стабильных изотопов в геохимии. 1970.
Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.—В кн: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
Павлов А. Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низкой температуре.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. «Наука», 1968.
Павлов А. Л., Оболенский А. А. Влияние железа вмещающих пород на осаждение киновари при метасоматическом образовании руд на ртутных месторождениях.— Докл. АН СССР, 1970, **190**, № 6.
Павлов А. Л., Оболенский А. А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. «Наука», 1972.
Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути.— Вестн. АН КазССР, 1966, № 2.
Сауков А. А. Геохимия ртути.— Труды Ин-та геол. наук. АН СССР, минерал.-геохим. серия, 1946, вып. 78, № 17.
Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. «Наука», 1972.
Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.
Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. «Наука», 1970.
Смирнов В. И., Кузнецов В. А., Озерова Н. А., Федорчук В. П. Новое в геохимии ртути.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 4.
Таусон Л. В., Козлов В. Д. Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.
Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1966.
Щербаков Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1959, № 2.
Akeret R. Über die Löslichkeit von Antimon (3) sulfid.— Diss. Z. Brunn. Eidg. Techn. Hochschule, Zurich, 1953.
Barnes H. L., Remberger S. B., Stemprok M. Ore solution chemistry. II. Solubility of HgS in sulfide solutions.— Econ. Geol., 1967, **62**, № 7.
Dickson F. W. Solubility of cinnabar in Na_2S solutions at 50—250° C and 1—1800 bars, with geologic applications.— Econ. Geol., 1964, **59**, № 4.
Krauskopf K. B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids.— Econ. Geol., 1951, **46**, № 5.

Moiseyev A. N. A Non-Magmatic Source for Mercury Ore Deposits.— Econ. Geol., 1971. 66, № 4.
Reed G. Proccedings of symposium on radioaktivation analysis J. A. E. A. Vienna, 1959. Butter Worths, London, 1960.
Schwarzenbach G., Widmer M. Die Loslichkeit von Metallsulfiden I. Schwarzes Quecksilversulfid.— Hel. Chim. Acta, 1963, 46, № 7.
Tunell G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, 28, № 7.
Tunell G. Mercury.— Handbook of geochemistry, 1970, 2/2. Springer. Berlin — Heidelberg — New York.
Weissberg B., Dickson F., Tunell G. Solubility of orpiment (As_2S_3) in Na_2S—H_2O et 50—200° C and 100—1500 bars, with geological applications.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, 30, № 8.

Ю. Г. Щербаков

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Более десяти лет назад были получены первые результаты систематического определения кларковых содержаний золота в породах золотоносных провинций с помощью нейтронно-активационного и затем повышенной чувствительности спектрохимического анализа. Накопившийся к настоящему времени обширный аналитический материал выявляет существенные черты геохимии благородного металла и его связи с другими элементами. Не имея возможности в кратком сообщении их все осветить, остановимся лишь на металлогенических аспектах геохимии золота, которые более всего способствуют пониманию причин возникновения его месторождений, в том числе и в областях автономной активизации.

Первое — это твердо установленное существование пород-концентраторов золота, в которых его средние содержания достигают десятков, а иногда и сотен *мг/т* по сравнению 1—5 *мг/т*, характерных для большинства наиболее распространенных осадочных и магматических образований. Концентраторами золота часто, хотя и не всегда, служат базальтоиды и различного происхождения породы с высоким содержанием железа, например, магнетитовые или гематитовые руды, что объясняется существенной близостью свойств этих элементов. Эффективным концентратором золота часто являются также черные углеродистые сланцы, что обусловлено способностью золота образовывать органокомплексные соединения. Более локальные повышения содержаний золота в породах отмечаются в приконтактовых частях палингенных гранитоидных массивов, возникших за счет пород с более высоким его содержанием, чем обыкновенно удерживается гранитом при его кристаллизации из магмы. Нередко значительными по объему и количеству заключенного в них золота его концентраторами служат кластические осадки — крупнозернистые песчаники и конгломераты.

Второе — это приуроченность всех изучавшихся золоторудных полей к участкам перераспределения золота в пределах комплексов пород-концентраторов. При всей сложности геологических условий формирования месторождений геохимически они всегда сводятся к перераспределению металла, которое носит характер фракционирования либо маг-

матического, либо гидротермального, а чаще всего последовательно того и другого. Весь объем вещества, вовлекаемый в магматический или гидротермальный процесс, подвергается фракционной дифференциации с образованием корневых и апикальных зон, в которых концентрируются соответственно более инертные и подвижные компоненты системы. Дифференциация габбро-гипербазитового расплава приводит к накоплению золота главным образом совместно с магматическими сульфидами (Бушвельд, Норильск, Содбери). При выносе из базальтоидной магмы воды и летучих в результате падения давления золото покидает очаг, создавая поля и зоны его повышенных содержаний в вулканических покровах, часто без сколько-нибудь выраженных гидротермальных изменений слагающих их пород. В гидротермальных системах на первом этапе их развития, когда наиболее нагретые кислые растворы неравновесны с породами, в которых они циркулируют, происходит выщелачивание из них тяжелых металлов и в том числе золота. Результатом этой стадии является образование гидротермально измененных пород: лиственитов в гипербазитах, пропилитов в эффузивах среднего и основного состава, березитов в гранитах и других разностей так называемых «околорудно», а по существу предрудно измененных пород, представляющих остаточные, корневые, наиболее инертные продукты гидротермального фракционирования, резко обедненные и железом, и золотом. Эти зоны истощения тяжелыми металлами, приобретая повышенную проницаемость, на следующей стадии гидротермального процесса, когда растворы насыщаются основаниями и теряют тепло, становятся в наиболее дренируемых фрагментах областью рудообразования метасоматического, вкрапленно-штокверкового либо жильного в зависимости от их структурно-литологических особенностей. Поскольку зоны истощения металлами в гидротермально измененных породах сами на второй стадии процесса служат местом их частичной концентрации, в значительной степени вуалируется истинный характер их генетической связи с рудами как главных источников металлов. К такому выводу приводит анализ распределения золота и сопутствующих ему металлов в околорудном пространстве. Теперь, когда детальные геохимические исследования месторождений выявляют значение «околорудно измененных» пород не только в качестве признаков и спутников руд, а как источников концентрирующихся в них металлов, особенно пристального внимания заслуживает анализ особенностей объемного соотношения их с рудными телами разного генезиса, на разных уровнях и глубинах. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет пока сделать вывод о самой общей тенденции изменения на глубину соотношения объемов руд и предрудно измененных пород — зон выноса металлов — в пользу последних.

Третье — это унаследованность составом золотых руд характерных черт состава пород, в пределах которых протекают процессы магматического и гидротермального фракционирования. В габбро-гипербазитовых массивах золото, как известно, концентрируется совместно с железом, кобальтом, никелем, медью и платиноидами, содержания которых повышенны именно в породах и магмах этого состава.

Золоторудные месторождения в песчано-сланцевых комплексах пород становятся в той или иной степени концентраторами элементов, содержания которых в сланцах сингенетично повышенны: мышьяка (Казахстан), урана (Витватерсранд), сурьмы (Колыма). С повышением роли карбонатных пород в разрезе вулканогенно-осадочных толщ, захватываемых процессами гидротермального метаморфизма, в составе золотых руд возрастает содержание свинца (Рудный Алтай, Салаир, Забайкалье) и нередко вольфрама (Мак-Интайр в Канаде, Тебечек в Горной

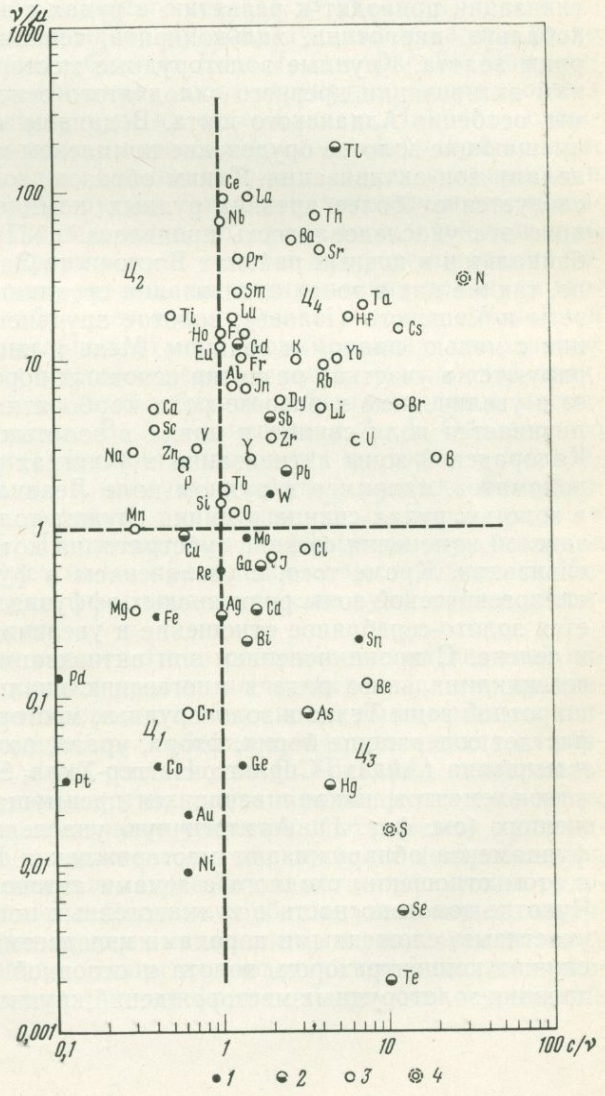
Шории и Кундат в Маринской тайге). С переходом рудоносных структур из вулканогенных пород основного и среднего состава в осадочные соотношение свинца и цинка в рудах изменяется в пользу свинца в тех же примерно пропорциях, что и в названных породах (фиг. 1). В золоторудных месторождениях, приуроченных к гранитоидным массивам, состав руд определяется набором пород, на месте и за счет которых возникла гранитоидная магма. Если крупный гранитоидный массив залегает во вмещающих породах различного состава, то это различие сказывается и на составе золотых руд. Примером может служить Саракокшинский гранитоидный массив в Горном Алтае. На контакте его с нижнекембрийским вулканогенно-осадочным комплексом пород повышенной основности расположено Синюхинское золоторудное поле с высокими содержаниями в рудах меди. С проникновением плутона в более высокие горизонты кембрия, сложенные песчано-сланцевыми породами с повышенными содержаниями молибдена и вольфрама, золоторудные проявления характеризуются молибденоносностью (Кульбич) и вольфрамоносностью (Калгазан).

Четвертой чертой геохимии золоторудных месторождений, связывающей выше отмеченные, является эволюционность развития их состава. В составе руд отражается общий ход последовательного химического изменения соответствующих структурно-формационных зон и всей Земли в целом. Если пока отвлечься от частностей, несколько осложняющих эту генеральную тенденцию металлогенического развития, то сущность ее можно сформулировать как расширение спектра элементов, концентрирующихся в породах и рудах на все более поздних этапах формирования каждого участка земной коры за счет все более центробежных (см. фиг. 1). На ранних этапах развития коры, когда слагающие ее породы основного и ультраосновного состава отличаются низкими содержаниями центробежных элементов, в эндогенных золотых рудах концентрируются халькофилы и сидерофилы исключительно из числа элементов центростремительных ($Ц_1$) и минимально центробежных ($Ц_2$) (фиг. 2).

По мере экзогенной дифференциации базальтоидного материала развивающихся геосинклиналей в первую очередь обособляются кальций, железо, магний и марганец. Карбонатные отложения обогащаются центробежными элементами — вольфрамом и свинцом, привносимыми на земную поверхность при вулканизме. Наиболее обогащены центробежными элементами сланцевые отложения миогеосинклиналей. Происходит это обогащение не только за счет перераспределения вещества, что характерно также для элементов, дефицитных в земной коре ($Ц_1$ и $Ц_3$ на фиг. 2) сравнительно с исходным метеоритным веществом планеты, а главным образом за счет постоянного привноса их из глубинных зон, где идет его фракционирование. На это указывают данные С. И. Набоко (1963) о более высоких содержаниях элементов, относимых нами к числу центробежных ($Ц_4$), в вулканических газах, чем в лавах (см. фиг. 2). Растворяясь в океанической воде, они образуют характерные для многовалентных тяжелых металлов кислородные комплексы, усиленно сорбируемые коллоидно-дисперсными минералами глин. Поэтому глинистые сланцы, при специфичности отдельных их разностей, в целом служат первым в истории Земли интенсивным концентратором элементов, средние содержания которых, возрастая к периферии планеты, многократно, а то в десятки и сотни раз превышают исходные содержания в протопланетном субстрате, что и пробудило нас назвать их центробежными (Щербаков, 1968, 1971).

Провинция	Вмещающие отложения	Распределение металлов в породах и рудах: Pt Fe Ni Co Cu Zn Pb Mn W Mo As Sb Te Bi U Hg
Канада, Аляска, Калифорния, Индия, Бразилия, Западная Австралия, Урал, Кузнецкий Алатау	Базальтоидные и андезитовые	
Алтай, Салаир	Карбонатные	
Витватерсранд, Восточная Австралия, Енисейский кряж, Средняя Азия, Казахстан, Северо-Восток СССР	Глинисто-сланцевые	

Фиг. 1. Связь состава золотых руд и вмещающих отложений



Фиг. 2. Распределение элементов в Земле

Среднее содержание элемента:
- μ — в метеоритах (исходном веществе Земли),
- ν — в базальтоидах (первичной земной коре),
- c — в осадочно-гранитном слое коры;

элементы:
- *1* — сидерофильные,
- *2* — халькофильные,
- *3* — литофильные,
- *4* — атмофильные,

$Ц_1$ — центростремительные,
$Ц_2$ — минимально-центробежные,
$Ц_3$ — дефицитно-центробежные,
$Ц_4$ — центробежные

Результатом взаимодействия направленного обогащения коры континентов центробежными элементами и цикличности процессов внутрикорового перераспределения вещества, приводящего к увеличению дисперсии его распределения, является заметно возрастающее разнообразие составов руд по мере развития металлогенических провинций.

Все отмеченные общие черты геохимии золоторудных месторождений прослеживаются и в зонах автономной активизации. Последние развиваются в пределах различных типов тектонических областей: платформ (Китайской), щитов (Алданского, Анабарского, возможно Бразильского и Австралийского), срединных массивов (Чешского, Колымского, Охотского), а также областей завершенной в разные геологические периоды складчатости (Тянь-Шань, Забайкалье, Алтае-Саян, Скалистые горы).

Золотое оруденение в пределах зон активизации, развитых среди карбонатно-сланцевых комплексов пород Китайской платформы, проявлено в некоторых ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях (Усин, Сиан, Тоуан в районе города Чанша). Характерен кварц-кальцитовый состав жил с шеелитом. В мезозойских полиметаллических месторождениях Корейского п-ова наличие основных пород в области активизации приводит к развитию в рудах с золотом арсенидов никеля и кобальта, пирротина, халькопирита, теннантита. Присутствуют теллуриды золота. Крупные золоторудные месторождения приурочены к зонам активизации древнего складчатого основания Сибирской платформы, особенно Алданского щита. В данном случае примечательно, что вмещающие золотое оруденение комплексы пород золотоносны и за пределами зон активизации. Таким образом, золотоносность последних наследуется от более древних рудных комплексов субстрата. Особенно ярко эта унаследованность проявлена в Прибайкалье, Западном Забайкалье и в южных районах Восточного Забайкалья. Здесь повсеместно, так же как в зонах активизации срединных массивов Испанской Мезеты и Чешского (Илове), золотое оруденение проявляется в ассоциации с медью, цинком и свинцом. Медь и цинк при этом более концентрируются в участках развития основных пород, а роль свинца возрастает с увеличением в разрезе роли карбонатных отложений. Так же увеличивается доля свинца и цинка в золотых рудах на месторождениях Колорадской зоны активизации в участках развития нижнекарбоновых доломитов, например в рудном поле Ледвилл. Изменение соотношения в золотых рудах свинца и цинка служит только одним из многих показателей изменения состава субстрата, на котором развиваются зоны активизации. Кроме того, с увеличением в фундаменте Колорадской металлогенической зоны роли кислых эффузивов, как и на Алтае, понижается золото-серебряное отношение и увеличивается содержание теллура и селена. С проникновением зон активизации из комплексов пород эвгеосинклинального ряда в миогеосинклинальные отложения вдоль субширотной зоны Техас в золоторудных месторождениях, кроме того, возрастает содержание бария, фтора, урана, вольфрама, сурьмы, марганца и мышьяка (Айдахо-Спрингс, Ниггер-Хилл, Эль-Оро, Тонопа и др.), т. е. всех элементов, накапливающихся преимущественно в сланцевых отложениях (см. фиг. 1). Аналогичную унаследованность металлоносности фундамента обнаруживают месторождения Восточно-Азиатского пояса, в этом отношении сходного с зонами автономной активизации. Так, на Чукотке золотоносность в вулканогенных покровах прослеживается над участками, сложенными породами кэпервеемской свиты триаса, которая служит концентратором золота и основной областью развития более древних золоторудных месторождений крупного региона.

Прямая зависимость набора сопутствующих золоту элементов от характера пород фундамента замечена в месторождениях Трансильвании. Здесь они приурочены к вулканическим аппаратам, трассирующим протяженные зоны разломов, которые пересекают различные комплексы пород: существенно древних вулканогенных и карбонатных марганецсодержащих в Карпатской дуге и отчасти в Семигорье и песчано-сланцевых в Трансильванской впадине. Среди древних пород эвгеосинклинального ряда третичное золотое оруденение здесь сопровождается концентрацией железа, меди, цинка и марганца (Торояга, Лешула-Урсула, Бая де Ариеш). По мере проникновения разломов, контролирующих расположение некков и руд, в поля мезо-кайнозойских песчано-сланцевых отложений к их числу присоединяются теллур, мышьяк, молибден, вольфрам, ртуть, сурьма, барий, фтор и другие элементы, накапливающиеся в осадочных породах более, чем в базальтоидах (см. фиг. 2). Таким образом, подмеченное А. Д. Щегловым (1968) большое разнообразие элементов, концентрирующихся в месторождениях зон автономной активизации, наблюдается прежде всего в участках земной коры сложного, гетерогенного строения, где процессами магматизма и гидротермального метаморфизма вовлекаются в миграцию большие массы вещества существенно различного исходного состава. В участках коры в основном базальтоидного состава набор рудообразующих металлов резко сокращен: в их числе нет центробежных $Ц_3$ и $Ц_4$ (см. фиг. 2). Они концентрируются лишь в миогеосинклинальных структурно-формационных зонах с сингенетически повышенным их содержанием. Наиболее сложным пока представляется вопрос о способах возможной рудной концентрации дефицитно-центробежных элементов ($Ц_3$). Наряду с элементами всех других групп они образуют руды в связи с гранитоидным магматизмом в пределах песчано-сланцевых толщ, но, кроме того, в той или иной степени способны концентрироваться в связи с дифференциатами базальтоидной магмы. Не останавливаясь на геохимических причинах этого явления, отметим, что наблюдается оно именно в зонах автономной активизации и на заключительных этапах формирования складчатых областей. О связях ртутных месторождений в зонах мезозойской активизации Алтае-Саянской складчатой области с базальтоидным магматизмом свидетельствуют данные В. А. Кузнецова и А. А. Оболенского (1970). Соображения о принадлежности оловянных месторождений касситерит-сульфидной формации к продуктам дифференциации базальтоидов в зонах активизации недавно приведены В. Л. Барсуковым и Л. В. Дмитриевым (1972). Производными дифференциатов основной магмы В. И. Сотников считает медно-молибденовые месторождения. Металлогения селена и теллура в этом отношении еще нуждается в специальном геохимическом анализе.

Если в характерном для первого этапа развития зон автономной активизации многообразии составов рудных месторождений легко прослеживаются черты унаследованности металлоносности вмещающих и подстилающих пород, то геохимической особенностью второго этапа их развития с характерными для него, согласно А. Д. Щеглову, эпитермальными месторождениями сурьмы, ртути, золота и ряда других элементов, на наш взгляд, является значительное увеличение отношений содержаний геохимически родственных элементов в пользу более центробежных. Обусловлено это погружением магматических и метаморфических рудогенерирующих процессов на все большие глубины, увеличением вертикального интервала миграции рудных компонентов и усилением поэтому эффекта их фракционирования. Одним из следствий является возникновение простых, малометальных рудных формаций: ртутной, сурьмяной,

золотой, золото-теллуридной и др. Другим следствием является увеличение в золотых рудах содержаний серебра, как элемента более центробежного, чем золото. Дальнейшее изучение этого пока еще мало исследованного явления позволит глубже понять особенности месторождений зон автономной активизации.

Из рассмотренного материала следует, что необходимо самое глубокое и тщательное изучение геохимии отложений, образующих те или иные структурно-формационные зоны, в качестве основы для прогноза их потенциальной металлоносности. Той же цели, несомненно, должен служить анализ рудоносности, проявившейся в разных фрагментах коры до начала их автономной активизации. Все более выявляемая унаследованность составом руд основных геохимических черт субстрата и эволюция химизма коры могут быть использованы в качестве ведущих принципов металлогенического анализа.

Литература

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли, как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблемы источников рудного вещества.— Геол. и геофиз., 1970, № 4.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щербаков Ю. Г. К расчету состава глубинных зон Земли.— Докл. АН СССР, 1968, **183**, № 6.

Щербаков Ю. Г. Геохимические условия размещения эндогенных месторождений.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971.

С. Д. Шер

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

В статье «О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы» Н. С. Шатский (1945, стр. 24) писал: «Сравнительная тектоника так относится к региональной описательной, как сравнительная анатомия к описательной. Этим методом удается несомненно вскрыть те закономерности развития земной коры, которые нельзя добыть другими способами. Поэтому разработка сравнительного метода в геотектонике является одной из важнейших задач в нашей науке». Очевидно, это положение не потеряло своего значения и в наши дни и в равной мере может быть отнесено также к другим геологическим наукам, в том числе к металлогении. Вместе с тем исследований сравнительной металлогении пока еще очень немного. Проведение металлогенических сопоставлений весьма затрудняет очень широкий круг вопросов, которые приходится рассматривать при общем металлогеническом анализе. Легче они могут быть сделаны при разработке специальной металлогении какого-либо металла или группы металлов.

Золото представляет очень удобный объект для сравнительного металлогенического изучения, поскольку, как известно, золотое оруденение характеризуется исключительным многообразием геологических обстановок своей локализации и широким диапазоном развития во времени. Сопоставление металлогении золота областей тектоно-магматической активизации двух крупных секторов Тихоокеанского рудного пояса — Северо-Американского и Восточно-Азиатского — охватывает множество сложных и дискуссионных вопросов, и поэтому полный сравнительный металлогенический по золоту анализ указанных территорий еще не может быть выполнен. Здесь будут рассмотрены только отдельные аспекты этой проблемы.

В качестве типичных, в известном смысле эталонных областей автономной тектоно-магматической активизации в пределах Тихоокеанского рудного пояса рассматриваются в Северной Америке — Скалистые горы и в Азии — Алданский и Корейский щиты, Китайская платформа, складчатые зоны Западного Забайкалья и Восточной Монголии, Буреинский, Восточно-Монгольский и Уссури-Ханкойский срединные массивы (Щеглов, 1968). Перечисленные области в целом образуют два достаточно четко ограниченных ареала — Северо-Американский и Восточно-Евразиатский.

Подчеркнем прежде всего общую асимметрию размещения областей тектоно-магматической активизации Тихоокеанского пояса по отношению к экватору. Все они сосредоточены в северном полушарии. В южном полушарии из проявлений золотого оруденения, которое может быть связано с тектоно-магматической активизацией, следует назвать лишь отдельные «золотоносные третичные вулканические центры» на территории Аргентины (Stoll, 1964), но экономическое значение их очень невелико, поскольку суммарная добыча золота в Аргентине не превышает первых десятков тонн, а главное количество золота извлекается из более западных регионов этой страны, принадлежащих к геосинклинальной системе Анд.

Нам представляется, что отдельные области, входящие в указанные выше ареалы тектоно-магматической активизации, нельзя считать «автономными», т. е., по определению А. Д. Щеглова, независимыми «от развития других крупных структурных элементов Земли, к которым в первую очередь относятся геосинклинальные прогибы» (Щеглов, 1968, стр. 13). Тесное генетическое единство рассматриваемых областей активизации с общим развитием мезозойских и кайнозойских геосинклинально-орогенных систем Тихоокеанского пояса выступает при анализе происходивших здесь геологических процессов в пространстве и во времени и подтверждается общей картиной размещения и особенностей золотого оруденения. Для Северной Америки детальный анализ истории тектонического развития Кордильер, выполненный В. Е. Хаином (1971), показывает, что активизация краевой части Североамериканской платформы являлась проявлением одного из этапов длительного прерывистого, но в целом единого процесса развития этой территории. Дополнительно может быть приведена датировка эпох магматизма для центральной части штата Невада, как бы «пограничной» между типичной геосинклинальной системой Кордильер и областью активизации. Согласно данным Р. Робертса и др. (Roberts et al., 1971), здесь выделяются пять магматических эпох с абсолютным возрастом 168—143; 105—87; 71—68; 40—30 и 16—10 млн. лет. Из них первые две отвечают времени становления батолита Сьерра-Невада, т. е. типично геосинклинальных гранитоидов, а три последние должны быть отнесены к магматическим породам этапа активизации. Как видно из приведенных цифр, разрывы во времени

между ними весьма незначительны, причем проявления золотоносности относятся как к геосинклинально-орогенным, так и к активизационным эпохам.

Существенно подчеркнуть также, что области активизации Северной Америки — территория Скалистых гор и плато Колорадо, как это видно на «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли», составленной под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева, располагаются на северном продолжении «зоны выклинивания» (термин Ю. М. Пущаровского, 1972) раннекайнозойской геосинклинальной системы Мексики. Эта геосинклинальная система и зона активизации объединяются не только возрастом, но и металлогеническими (в частности, по золоту) особенностями, хотя проявления золотоносности имеют свою специфику в обоих структурных областях. В частности, известна повышенная сереброносность руд мексиканских месторождений.

Для Восточно-Евразиатского ареала тектоно-магматической активизации также несомненно генетическое единство процессов активизации с геосинклинальным развитием. Если по отношению к более древним (от докембрийских до герцинских) геосинклинально-орогенным системам активизация еще может рассматриваться как автономная, то структурная связь и единая линия развития мезо- и кайнозойских геосинклиналей северо-востока и юго-востока Евразии и проявлений активизации несомненны. Не имея возможности привести в рамках настоящей работы сколько-нибудь полные геологические материалы по этому вопросу, ограничимся только указанием на то, что на Тектонической карте Евразии издания 1966 г. орогенные мезозойские и «внегеосинклинальные» гранитоиды выделены весьма искусственно. Т. В. Молчанова (1972) убедительно показала генетическое единство тех и других путем сравнительного анализа их петрографических и петрохимических особенностей.

В целом следует считать, что тектоно-магматическая активизация в Тихоокеанском сегменте Земли обусловлена теми же глубинными процессами, что и формирование мезозойских и кайнозойских геосинклинальных систем этого сегмента. Области развития активизации представляют с указанными геосинклинально-орогенными зонами равнозначные и в целом синхронные геотектонические элементы. Данное положение, по-видимому, не следует распространять на все геосинклинальные системы. Очевидно, необходимо различать, с одной стороны, геосинклинали, приводящие к консолидации земной коры, окружающие и наращивающие более древние структурные области, и, с другой — развивающиеся за счет ранее сформированных жестких сооружений, приводящие к переходу их в подвижные зоны. Первые характерны в основном для Атлантического, а вторые — для Тихоокеанского сегмента Земли. Если по отношению к геосинклиналям первого типа, так же как и к древним платформам, тектоно-магматическая активизация представляет собой процесс с противоположными тенденциями, до известной степени независимый от их предшествовавшего развития, то с «деструктивными», «агрессивными» геосинклиналями этот процесс является единым по направленности и различается только формой выражения.

Следует отметить, что наряду с несомненным единством активизированных областей и геосинклинально-орогенных систем мезозоид и кайнозоид Тихоокеанского сегмента в его пределах могут быть выделены и области активизации в узком значении, т. е. такие площади, где тектонические и магматические процессы развивались вне пределов геосинклинальных прогибов соответствующего возраста.

Рассмотрение процессов активизации в широком или узком понимании этого термина обусловливается задачами металлогенического ана-

лиза. При исследовании общих закономерностей размещения оруденения и его эволюции во времени необходимо совместное рассмотрение его для геосинклинально-орогенных систем и ареалов активизации, а при типизации проявлений оруденения можно ограничиться только областями активизации в узком значении.

Если рассматривать золотоносность ареалов тектоно-магматической активизации северной части Тихоокеанского пояса и генетически единых с ними мезозоид и кайнозоид, то привлекают внимание два интересных обстоятельства. Первое касается возраста золотого оруденения. Обобщение имеющихся данных показывает, что в целом формирование мезозойского золотого оруденения на востоке Евразии началось раньше, чем в Северной Америке. При продвижении с запада на восток возраст месторождений золота на обеих территориях становится более молодым, если отвлечься от локальных отклонений, описанных, в частности, для Северо-Востока СССР А. П. Осиповым (1971). Однако в Евразии омоложение происходит при приближении к кайнозойскому геосинклинальному поясу, а в Северной Америке — к внутренним частям активизированной древней платформы. Это положение, несомненно, указывает на единый глубинный источник золотого оруденения глобального характера для всей северной части Тихоокеанского пояса и лучше всего может быть объяснено с позиции тектоники плит, развиваемой в настоящее время рядом зарубежных и отечественных тектонистов.

Второй важный момент — это влияние на размещение проявлений золотоносности внегеосинклинальных широтных разломов. Наиболее четко рудолокализующая роль подобных разломов выступает на западе Северной Америки. Зоны разломов, поперечные к общему простиранию Кордильер, были выделены здесь Ф. Б. Кингом (1969). Они расположены на продолжении крупнейших разломов, трассирующихся в дне Тихого океана, и разграничивают отдельные поперечные сегменты Кордильер, резко различные по общей насыщенности золотом. Особо выделяется Калифорнийско-Колорадский сегмент, заключенный между зоной р. Снейк, отвечающей разлому Мендосино в Тихом океане, и зоной Техас, расположенной на продолжении разлома Меррей. На этой сравнительно небольшой по площади территории общее количество золота, заключенного в месторождениях различного типа, резко повышенно. Особенно возрастает концентрация золота при приближении к ограничивающим сегмент зонам разломов.

В восточных регионах Евразии, где широко проявляется наследование широтными разломами более древних структурных элементов, роль сквозных внегеосинклинальных структур в размещении золотого оруденения выступает менее четко. Но и здесь концентрация золотоносности в местах проявления широтных структур имеет первостепенное значение для общего размещения золотого оруденения.

Рассматривая влияние широтных внегеосинклинальных разломов на локализацию золотоносности, следует подчеркнуть, что оно проявляется в основном только для континентов в целом. Более локальные золоторудные пояса протяженностью в сотни километров ориентированы часто косо по отношению к глобальным широтным разломам. Такое положение, в частности, занимает знаменитый рудный пояс Колорадо северо-восточного простирания. Очень интересно отметить также наличие на рассматриваемых территориях отдельных «внепоясовых» месторождений. В частности, крупнейшее золоторудное месторождение Криппл-Крик в Северной Америке не принадлежит ни к какому рудному поясу. Оно расположено изолированно от других месторождений и отстоит от упомянутого рудного пояса Колорадо примерно на 80 *км*. Возможность

наличия других подобных изолированных «внепоясовых», причем весьма крупных месторождений необходимо учитывать при прогнозировании и поисках золотого оруденения.

Перейдем к сравнительной характеристике месторождений золота рассматриваемых территорий. Как уже упоминалось выше, при этом можно ограничиться только оруденением, приуроченным к ареалам тектоно-магматической активизации в узком значении этого термина.

В таблице указаны главные геологические обстановки формирования месторождений золота в активизированных областях северной части Тихоокеанского рудного пояса. Хотя целый ряд признаков месторождений в различных геологических обстановках повторяется, общий характер оруденения для каждой из них достаточно своеобразен и типичен. Привлекая сравнительный материал по обоим рассматриваемым континентам, можно, как кажется, более обоснованно подходить к оценке уже известных проявлений оруденения и интересующих нас территорий в целом. Приведем несколько примеров.

По аналогии с западными районами Северной Америки кажутся весьма благоприятными для локализации крупных месторождений золота выступы докембрийского основания древних платформ, затронутые процессами тектоно-магматической активизации, но находящиеся вне полей распространения молодых вулканитов. В такой геологической обстановке в Северной Америке расположено крупнейшее месторождение золота Криппл-Крик, а также весьма крупные месторождения Айдахо-Спрингс, Централ-Сити и ряд других. Поиски золотого оруденения в подобной геологической обстановке могут привести к интересным результатам.

Вместе с тем в некоторых других геологических обстановках золотое оруденение локализуется далеко не так устойчиво, как об этом можно судить на основании изучения отдельных изолированных районов. Это относится к проявлениям золотого оруденения в тектонических впадинах. Сравнительный анализ всех областей активизации Тихоокеанского пояса показывает, что такие условия мало типичны. Кроме Балейского рудного поля в Забайкалье, в аналогичной структурной позиции известно пока только одно месторождение Репаблик в штате Вашингтон, сравнительно небольшое по размерам. Чрезвычайно многочисленные субмеридиональные тектонические депрессии известной области Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки вовсе лишены проявлений промышленной золотой минерализации. Думается, что выдвижение в качестве одного из главных поисковых критериев приуроченности золотого оруденения к тектоническим депрессиям не вполне оправданно, хотя, конечно, возможности находок в их пределах месторождений золота отнюдь не исключены.

Типовые геологические обстановки формирования месторождений золота должны рассматриваться в качестве основы группировки месторождений применительно к их прогнозированию. В пределах каждой геологической обстановки дальнейшая группировка месторождений может осуществляться по глубинности формирования как руд, так и магматических пород, с которыми оруденение парагенетически связано. При этом могут быть выделены месторождения, парагенетически связанные с вулканитами и экструзивными образованиями, с дайками и субвулканическими телами и с гипабиссальными интрузиями.

Полные ряды месторождений разной глубины формирования устанавливаются только для некоторых геологических обстановок. Рассмотрим это на примере месторождений, локализованных в карбонатном чехле древних платформ. К относительно более глубоко сформированным

Сравнительная характеристика золотого оруденения ареалов тектоно-магматической активизации восточной части Евразии и запада Северной Америки

Характерные особенности оруденения		Выступы основания древних платформ	Карбонатный чехол древних платформ и карбонатные миогеосинклинальные зоны	Терригенные миогеосинклинальные зоны	Эвгеосинклинальные зоны	Поля вулканитов с отдельными выходами фундамента	Тектонические впадины на различном основании
Формации		Золото-сульфидно-кварцевая, золото-халцедон-кварцевая, золото-скарновая	Золото-сульфидная, золото-скарновая, золото-карбонатная органогенная	Золото-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая	Золото-халцедон-кварцевая, золото-сульфидно-халцедон-кварцевая	Золото-халцедон-кварцевая
Минеральные типы		Полиметаллически-сульфосольный, полиметаллически-теллуридный	Сфалерит-галенитовый, пирит-гематитовый, пирит-халькопиритовый	Пирит-арсенопиритовый	Полиметаллически-сульфидный и сульфосольный	Аргентитовый, пираргирит-миаргиритовый	Пираргирит-миаргиритовый, селенидовый
Морфологические классы		Жилы, залежи, минерализованные трубки	Субгоризонтальные залежи	Жилы согласные и секущие	Жилы	Жилы, пологие залежи	Жилы и штокверки
Рудовмещающие породы		Граниты, гнейсы, амфиболиты	Карбонатные толщи	Песчаниково-сланцевые толщи	Различные породы, в том числе основные интрузивы	Андезиты, кислые субвулканические породы	Терригенные горизонтально залегающие толщи
Околорудные изменения		Лиственит-березитовые, аргиллизация, адуляризация	Окварцевание, адуляризация	Проявлены слабо окварцевание, адуляризация	Лиственит-березитовые	Аргиллизация, окварцевание, алунитизация, близповерхностная пропилитизация	Аргиллизация, окварцевание
Структурный контроль		Сводовые поднятия, пересечения разломов	Пересечения разломов	Зоны смятия и рассланцевания	Сводовые поднятия и пересечения разломов	Краевые части вулканических структур центрального типа	Нарушенные блоки
Примеры месторождений или районов	Восточно-Евразиатский ареал	Южная часть Алданского щита, Становик	Северное обрамление Алданского щита, Пхеньянская синеклиза Корейского щита	Приамурье	Забайкалье	Охотско-Чукотский и Приморский вулканогенные пояса	Забайкалье
	Западно-Северо-Американский ареал	Плато Колорадо; месторождения Айдахо-Спрингс, Централ-Сити, Криппл-Крик	Плато Колорадо; месторождение Лидвилл	—	—	Южная часть плато Колорадо, Скалистые горы; месторождения: Комсток, Теллурид-Сильвертон, Крид и др.	Месторождение Репаблик (штат Вашингтон)

принадлежат здесь месторождения скарнового типа, локализованные в контактах гипабиссальных гранитоидных массивов. Они распространены, в частности, на Корейском щите, отчасти на западе Северной Америки (штат Монтана). Для более высокого уровня глубинности формирования месторождений характерна парагенетическая связь оруденения с дайками или силлами. При этом типично образование сульфидных залежей, примерами которых можно считать известные месторождения золота Алданского щита. Наиболее близповерхностными условиями в рассматриваемом ряду характеризуются месторождения, приуроченные к зонам рассеянной сульфидной минерализации в известняках, где значительная часть золота связана в виде золото-органических соединений. Такие месторождения выявлены последние годы в штате Невада, США (Radtke, Scheiner, 1970; Хаусен, Керр, 1973). Находки их вероятны и в других местах, однако в строго определенных условиях глубинности и при отсутствии последующих проявлений метаморфизма.

Аналогичные, хотя часто и менее полные ряды глубинности месторождений могут быть предложены и для других геологических обстановок. Учет их может помочь при оценке уже обнаруженных проявлений золотой минерализации и прогнозировании новых типов оруденения.

Сравнительный металлогенический анализ позволяет установить также особенности месторождений, обусловленные региональной геохимической специализацией крупных секторов земного шара. Так, для рассмотренной выше группы месторождений, локализованных в карбонатных чехлах древних платформ, при сохранении их общих черт (повышенная сульфидность руд и контроль оруденения элементами горизонтальной слоистости рудовмещающих толщ) состав руд в пределах определенных территорий оказывается специфичным. Подобные месторождения Пхеньянской синеклизы Корейского щита характеризуются существенно медным оруденением, на Алданском щите преобладает пирит-гематитовое оруденение при подчиненной роли полиметаллической минерализации, а в западных районах США наиболее широко развита галенит-сфалеритовая минерализация.

При оценке месторождений и прогнозировании очень важно раздельно учитывать влияние общей геологической обстановки формирования оруденения, интервал глубинности, в котором происходило становление магматических пород и руд, и региональную геохимическую специализацию, которые в совокупности приводят к образованию месторождений золота определенного типа.

Особого рассмотрения при сравнительном металлогеническом анализе заслуживает вопрос о роли регенерации древних месторождений золота в ходе тектоно-магматической активизации. Некоторые исследователи придают регенерации очень большое значение (Радкевич, 1962 и др.) и считают, что тектоно-магматическая активизация в значительной части лишь способствует перераспределению ранее отложенного золота. Автору кажется, что для золота масштабы регенерации были очень ограниченными. Надежные примеры явного переотложения золота из древних месторождений в ходе процессов активизации неизвестны. Можно привести обратные примеры, указывающие на малую роль регенерации. Так, в пределах рудного пояса Колорадо, по данным О. Тведо и П. Симса (Tweto, Sims, 1963), хотя и развиты проявления древнего докембрийского золотого оруденения, они, с одной стороны, очень ограниченны по размерам и, с другой — характеризуются существенно иным набором элементов по сравнению с месторождениями периода активизации. Это противоречит предположению об использовании материала руд древних месторождений для формирования оруденe-

ния, связанного с активизацией. Другим примером малого значения регенерации может служить крупное месторождение золота Хоумстейк в Южной Дакоте (США). Его докембрийский возраст отчетливо доказывается наличием кластогенного золота в налегающих на рудовмещающую толщу кембрийских конгломератах. В районе очень широко развиты молодые (третичные) малые интрузии, но соответствующее им по возрасту золотое оруденение очень незначительное и характеризуется резко иными, причем более сложными минеральными ассоциациями по сравнению с древним оруденением. Вряд ли поэтому его можно рассматривать как регенерированное. Если даже и считать его таковым, то масштабы регенерации приходится признать крайне ограниченными.

Если обратиться к материалу по Евразии, то здесь также отсутствуют сколько-нибудь убедительные данные о переотложении золота из более древних месторождений при тектоно-магматической активизации. На большей части территории, подвергавшейся активизации, в частности в Забайкалье, на Алданском щите золотые месторождения «доактивизационных» этапов развития или их реликты отсутствуют. Сочетание древнего, по-видимому, нижнепалеозойского золотого оруденения и золотоносности, связанной с мезозойской активизацией, автор изучал в Северо-Западном Забайкалье в Баргузинской золотоносной области. И в этом регионе предположения о ремобилизации золота из древних месторождений кажутся маловероятными, поскольку, во-первых, древнее и молодое оруденение пространственно разобщены и, во-вторых, относящиеся к ним золоторудные проявления резко различны по характеру минеральных ассоциаций. При этом более молодое золотое оруденение, связанное с явлениями активизации, более сложно по составу, чем древнее, что противоречит обычным представлениям о ремобилизационном оруденении.

В целом кажется несомненным, что во всяком случае главная масса золота в месторождениях, связанных с тектоно-магматической активизацией в пределах Тихоокеанского пояса, не перераспределялась в ходе активизации, а поступала из глубинных источников, что согласуется также с другими изложенными выше геологическими данными.

Дальнейшее более развернутое и широкое сопоставление особенностей металлогении золота в провинциях тектоно-магматической активизации различного типа и в иных геотектонических условиях может представить большой геологический интерес. Сопоставлению подлежат прежде всего рассмотренные в данной статье области с орогенными зонами альпийских и герцинских геосинклинальных систем центральных частей Евразии. Предварительные данные показывают, что по типам месторождений золота и закономерностям их локализации они имеют много общего. Вместе с тем такие территории, как Западная Африка или зона Великих Африканских разломов, рассматриваемые, наряду с описанными областями, как типичные представители территорий с автономной тектоно-магматической активизацией, отличаются от них по интенсивности и характеру золотоносности. Это положение следует учитывать при разработке общей классификации зон активизации, которая для успешного использования ее при прогнозировании и оценке оруденения должна, в первую очередь, основываться на сравнительном металлогеническом анализе.

Литература

Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.

Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1972, № 1.

Осипов А. П. Особенности размещения золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Изв. ВУЗ'ов, Геол. и разведка, 1971, № 12.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
Радкевич Е. А. Особенности металлогении различных типов рудоносных провинций и зон Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. и геофиз., 1962, № 12.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
Хаусен Д. М., Керр П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. «Мир», 1973.
Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition. I. Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition.— Econ. Geol., 1970, **65**, № 2.
Roberts R. J., Radtke A. S., Coats R. R. et al. Gold-bearing deposits in north-central Nevada and south-western Idaho. With a section on periods of plutonism in north-central Nevada.— Econ. Geol., 1971, **66**, № 1.
Stoll W. C. Metallogenetic belts, centers and epochs in Argentina and Chile.— Econ. Geol., 1964, **59**, № 1.
Tweto O., Sims P. K. Precambrian ancestry of the Colorado mineral belt.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, **74**, № 8.

А. А. Иванова

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТА В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Фтор является специфическим элементом областей активизации, а флюоритовые месторождения — индикаторами процессов тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1969, 1973). Анализ тектонической позиции основных флюоритовых месторождений СССР и зарубежных стран, с одной стороны, подтверждает это положение, с другой — показывает, что оно характерно также для областей геосинклинально-складчатого и платформенного развития.

Флюоритовые месторождения областей тектоно-магматической активизации обладают рядом особенностей, обусловленных своеобразием геологических условий проявления. Они более сложны и многообразны по связи с другими видами эндогенного оруденения, магматизмом и определенными типами геологического развития, чем представляется. Поэтому необходимо дать краткую характеристику основных типов флюоритоносных формаций.

По минеральному парагенезису флюорита с другими минералами, метасоматизму и связи этих месторождений с магматическими формациями выделены шесть эндогенных флюоритоносных формаций: флюоритовая, ртутно-сурьмяно-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая, редкометально-флюоритовая, бериллий-флюоритовая, редкоземельно-флюоритовая (Иванова, 1973_1). По содержанию и объему названные формации близки к рудным комплексам в понимании Ю. А. Билибина и рудным формациям в трактовке В. С. Кормилицына и П. А. Строна (1971). Название формаций дано по ведущим элементам или их группам.

Флюоритовая формация. Оруденение этой формации наиболее ярко проявилось в Забайкалье (Иванова, 1973_2), где оно представлено многочисленной группой гидротермальных месторождений весьма

однородного минерального состава. Главный минерал этих месторождений — флюорит, который часто сопровождается кварцем. В заметных количествах, но лишь в некоторых месторождениях встречаются барит, кальцит, пирит, марказит, геарксутит и глинистые минералы (каолинит, галлуазит, накрит и др.). В этой формации выделяются четыре минеральных типа месторождений: кварц-флюоритовый, барит-кальцит-кварц-флюоритовый, собственно флюоритовый и пирит-марказит-флюоритовый. Первые два типа отличаются от последних типоморфными особенностями флюорита и более высокими температурами образования. Месторождения данной формации представлены преимущественно жильными крутопадающими телами и оруденелыми зонами брекчий, реже — метасоматическими залежами в карбонатных породах. Наиболее высококачественные руды этих месторождений пригодны для выплавки оптического флюорита.

Флюоритовые месторождения рассматриваемой формации пространственно и геохимически обособлены от других близких по возрасту проявлений эндогенного оруденения (золотых, вольфрамовых, ртутных и др.). Они размещаются в жестких, рано консолидированных структурах.

В Забайкалье месторождения этой формации имеют раннемеловой возраст и относятся к второму этапу мезозойской тектоно-магматической активизации. Оруденение тесно ассоциирует с породами контрастной базальт-липаритовой $J - K_1$ формации (абагайтуйская свита). Аналогичные месторождения флюоритовой формации широко распространены в Монголии, образуя крупную Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию.

Подобные флюоритовые месторождения палеозойского возраста известны в Прибалхашье (Мын-Арал и др.), позднепалеозойские — мезозойские — во Франции (Барлэ и некоторые другие), третичные — в США (Браунс-Коньон, Понча-Спрингс и др.).

Ртутно-сурьмяно-флюоритовая формация. Месторождения этой формации выявлены в Средней Азии (Хайдаркан, Абшир), Бурятской АССР (Келянское), Мексике (Луи Потоси), Южной Америке (Бахо Вальчента). Они представлены тремя минеральными типами: киноварь-антимонит-флюоритовым, антимонит-флюоритовым, киноварь-флюоритовым. Содержание флюорита только в некоторых месторождениях достигает промышленных параметров. Рассматриваемые месторождения локализуются обычно в карбонатных породах вблизи контактов их со сланцами и часто образуют согласные с вмещающими породами залежи. Гидротермальные изменения пород выражены отчетливо и заключаются в интенсивном окварцевании. В ряде регионов оруденение ассоциирует с дайками основных — щелочных пород. Тектоническое положение месторождений этой формации пока недостаточно ясное.

Полиметаллически-флюоритовая (с баритом) формация. Флюоритовое оруденение этой формации находится в тесной ассоциации с галенитовым, сфалеритовым и баритовым. В одних случаях образуются комплексные (галенит-сфалерит-флюоритовые, галенит-сфалерит-барит-флюоритовые) месторождения, в других — флюоритовые с примесью галенита, сфалерита, барита. Последние ассоциируют в пределах рудных полей с полиметаллическими месторождениями. По морфологии рудных тел и геологической ситуации проявления этих месторождений можно подразделить на две подформации. К первой относятся стратиформные месторождения в карбонатных и песчаниковых отложениях, характеризующиеся согласной с вмещающими породами формой рудных тел и проявляющиеся в областях, либо амагматичных, либо со слабым

проявлением магматизма. Гидротермальные изменения выражены обычно не очень интенсивно. Примером таких месторождений являются Таборное (Северное Прибайкалье), Битум-Сдвиг (Колымский массив), Бахтынское (Побужье), вероятно, Розиклер и некоторые другие в США. Они образовались в платформенных условиях и к областям активизации отношения не имеют. Некоторые из них, например Таборное, были вовлечены в складчатые структуры в результате возникновения позднепротерозойской области тектоно-магматической активизации на периферии Сибирской платформы.

Месторождения второго типа полиметаллически-флюоритовой формации характеризуются секущими формами рудных тел, они тесно ассоциируют с магматизмом (аляскитовой формацией — Южный Гиссар или липаритовой — Чаткало-Кураминская зона) и сопровождаются среднетемпературным метасоматизмом.

В рассматриваемых месторождениях наблюдается вертикальная зональность в распределении полиметаллического (вверху) и флюоритового (внизу) оруденения: Дербишир, Дургам и другие месторождения в Англии, Кан-и-Мансур в Карамазарском районе Средней Азии. Полиметаллически-флюоритовые месторождения характерны для всех континентов мира и приурочены либо к постинверсионным стадиям развития геосинклинально-складчатых областей, либо к областям тектоно-магматической активизации.

Редкометально-флюоритовая формация. Комплексные месторождения этой формации представлены следующими минеральными типами: топаз-флюоритовым с тантало-ниобатами, фенакит-флюоритовым, вольфрамит-молибденит-флюоритовым, касситерит-слюдисто-флюоритовым. Реже встречаются собственно флюоритовые месторождения в пределах рудных полей с комплексной минерализацией. Месторождения формируются в широком диапазоне температур, высокотемпературные— сопровождаются грейзенизацией вмещающих пород. Месторождения этой формации локализуются обычно в апикальных или надинтрузивных частях массивов гранит-лейкократовой формации. Наиболее крупные концентрации флюоритовых руд возникают в карбонатных породах. Редкометально-флюоритовые месторождения весьма характерны для областей тектоно-магматической активизации (Джидинское, Солнечное, Лост-Ривер), а также для постинверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых областей (Приморье).

Бериллий-флюоритовая формация характеризуется комплексными месторождениями, в которых флюорит ассоциирует с фенакитом, бертрандитом и другими бериллиевыми минералами. Для месторождений характерно дорудное скарнирование и ассоциация с формацией субщелочных и щелочных сиенитов или субщелочных эффузивов. Такие месторождения выявлены в США (Томас Рэндж), Мексике (Агаучилле), в Забайкалье.

Редкоземельно-флюоритовая формация подразделяется на два подтипа: карбонатитовый и гидротермальный. Месторождения первого типа связаны с щелочно-ультраосновной с карбонатитами магматической формацией (крупные месторождения Амба-Донгар в Индии и Окорузу в Африке). Ко второму типу относятся комплексные сидерит-флюоритовые месторождения, с фторкарбонатами редких земель или существенно флюоритовые (Покрово-Киреевское) и они ассоциируются с формацией щелочных габброидов. Флюоритовые месторождения этой формации образуются в периоды тектоно-магматической активизации.

Охарактеризованные выше месторождения различных флюоритовых формаций имеют неодинаковое промышленное значение: наиболее рас-

пространены месторождения полиметаллически-флюоритовой формации, несколько меньше—редкометально-флюоритовой и флюоритовой. Месторождения остальных формаций: ртутно-сурьмяно-флюоритовой, бериллий-флюоритовой и редкоземельно-флюоритовой встречаются значительно реже. Наиболее крупные концентрации флюорита установлены в месторождениях редкометально-флюоритовой и полиметаллически-флюоритовой формаций.

Связь ряда флюоритовых формаций с магматическими формациями не вызывает сомнений. Относительно связи месторождений эпитермального флюоритового оруденения существуют различные мнения. Пространственно-статистический анализ размещения флюоритового оруденения и мезозойских магматических образований различных формаций в Западном Забайкалье и рассмотрение распределения фтора в магматических породах позволило автору вместе с Ю. И. Михайловой и Ф. В. Старицыным (Иванова и др., 1973) доказать связь флюоритового оруденения с трахибазальтовой формацией (хилокская и алцакская свиты).

Из шести рассмотренных флюоритовых формаций только бериллий-флюоритовая и редкоземельно-флюоритовая характерны для областей тектоно-магматической активизации. Месторождения флюоритовой, ртутно-сурьмяно-флюоритовой и редкометально-флюоритовой формаций известны как в областях тектоно-магматической активизации, так и в районах с геосинклинально-складчатым развитием. Месторождения полиметаллически-флюоритовой формации находятся во всех трех типах развития земной коры. Из-за отсутствия четких критериев для разграничения областей тектоно-магматической активизации и постинверсионных этапов геосинклинального развития не представляется возможным в полной мере рассмотреть отличия флюоритовых месторождений областей двух названных типов развития. Следует отметить лишь, что стратиформные месторождения ртутно-сурьмяно-флюоритовой и полиметаллически-флюоритовой формаций характерны для геосинклинального и платформенного типов развития земной коры. Рудопроявления редкометально-флюоритовой формации в областях тектоно-магматической активизации представлены в основном молибден-вольфрам-флюоритовой ассоциацией.

Анализ размещения месторождений различных формаций в основных типах активизированных структур [1] позволил установить некоторые закономерности (см. таблицу). Месторождения редкоземельно-флюоритовой формации характерны только для активизированных платформ: карбонатитового подтипа — для плит, а гидротермального — для щитов и авлакогенов. Месторождения остальных четырех формаций проявились в основном в активизированных срединных массивах и областях завершенной складчатости. Месторождения флюоритовой формации обнаружены еще и на территории активизированной части Сино-Корейского щита.

По характеру проявления флюоритового оруденения области тектоно-магматической активизации могут быть подразделены на моно- и полиформационные. К последним относятся: плато Колорадо (бериллий-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая и собственно флюоритовая формации), Забайкалье (бериллий-флюоритовая, редкометально-флюоритовая, собственно-флюоритовая), Средняя Азия (редкометально-флюоритовая, ртутно-сурьмяно-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая, флюоритовая), Горный Алтай и другие провинции.

[1] Типы активизированных структур рассматриваются по А. Д. Щеглову (1968) и Е. Д. Карповой (1973).

Примеры месторождений основных флюоритовых формаций областей тектоно-магматической активизации

Флюоритовые формации		Платформы			Геосинклинально-складчатые области	
		щиты	плиты	авлакогены	срединные массивы	области завершенной складчатости *
Флюоритовая		Чантонг (Сино-Корейский)			Браунс-Коньон, Понча-Спрингс (Колорадо), Абагайтуйское (Аргунский), Богучанское (Буреинский)	Наранское, Бурин-Ула, Усуглинское (Западно-Забайкальская)
Полиметаллически флюоритовая					Эстерель, Эскаро (Центрально-Французский массив), Наббург (Верхнерейнский), Нортгейт (Колорадо)	Агата-Чибаргата, Наугарзан; Таскайнар; Амдерма
Редкометально-флюоритовая					Лост-Ривер (Чукотско-Сьюардский), Хинганское (Буреинский)	Джидинское; Солнечное; Блю Тир, Хим-Стирк
Бериллий-флюоритовая					Томас-Рэндж, Агаучиле (Колорадо)	Забайкалье
Редкоземельно-флюоритовая	Карбонатитовая		Амба-Донгар (Индостанская), Окорузу (Африканская)			
	Гидротермальная	Самодумовское (Алданский), Петрово-Гнутовское (Украинский)		Покрово-Киреевское (Днепровско-Донецкий)		

* Районы проявления флюоритового оруденения относятся к каледонским областям незавершенной складчатости, за исключением месторождений бериллий-флюоритовой формации в Забайкалье, которые формировались также и в байкалидах.

На примере Забайкалья можно показать полихронность и последовательность проявления промышленного флюоритового оруденения. В первую стадию тектоно-магматической активизации формировались месторождения бериллий-флюоритовой формации, тесно связанные с субщелочными интрузиями куналейского комплекса, и несколько позже — комплексные месторождения редкометально-флюоритовой формации в связи с кислыми гранитоидами гуджирского комплекса. Во вторую стадию образовались месторождения собственно флюоритовой формации, тесно ассоциирующие в пространстве с трахибазальтами хилокской свиты. Следует подчеркнуть, что месторождения первого типа развиты более широко, чем считалось до сих пор, и поиски комплексных флюоритовых месторождений должны быть усилены.

Как показано выше, выделенные флюоритоносные формации специфичны по масштабу и характеру проявления, поэтому особо актуальна проблема надежной диагностики формационной принадлежности рассматриваемых месторождений, установления закономерностей их размещения и условий локализации.

Общим же для всех рассматриваемых формаций является их приуроченность к областям тектоно-магматической активизации и связь с проявлением субщелочного и щелочного магматизма, что объясняется геохимическими связями F и Na. Широкий диапазон связи F с магматическими породами делает его характерным элементом большинства областей тектоно-магматической активизации. Наибольшие концентрации флюорита находятся в крупных рудоносных провинциях в ассоциации с Sn—W, Ta—Nb, TR, Pb—Zn, что свидетельствует о значительной роли F в переносе этих металлов.

В пределах областей тектоно-магматической активизации флюоритовое оруденение локализуется в участках со сложным геологическим строением. При этом крупные флюоритоносные структуры контролируются глубинными региональными разломами и ареалами развития определенного магматизма; флюоритоносные зоны — прогибами с соответствующим вулканизмом или цепочками малых интрузий, флюоритоносные узлы—участками пересечения разрывных нарушений различных направлений. В размещении и локализации флюоритового оруденения большую роль играют контакты различных комплексов пород. Флюоритоносные провинции, как правило, расположены в областях тектоно-магматической активизации, захватывающих пограничные части платформ и складчатых областей. Флюоритоносные зоны приурочены к бортовым частям вулканогенных прогибов и проявлению интрузивных пород в контрастной среде. Флюоритовые узлы и поля сосредоточены вдоль разломов на контактах различных по химическому составу и физико-механическим свойствам пород.

Для областей тектоно-магматической активизации характерен разрыв во времени образования флюоритовых месторождений от этапа формирования самой структуры. Наиболее ощутим этот разрыв на Алданском щите (~450 млн. лет) и Западном Забайкалье (~400 млн. лет).

Таким образом, для большинства областей тектоно-магматической активизации характерно появление флюоритового оруденения. Однако мономинеральный или комплексный характер флюоритового оруденения, его формационный тип и неоднократное проявление находятся в прямой зависимости от тектоно-магматического развития региона, а продуктивность проявления флюорита определяется интенсивностью процессов тектоно-магматической активизации и наличием благоприятной литолого-структурной обстановки для формирования месторождений. На основе выявленных закономерностей размещения флюоритового оруденения в областях тектоно-магматической активизации возможна перспективная оценка территории СССР.

Литература

Иванова А. А. Прогнозирование флюоритового оруденения на основе формационной классификации.— Разведка и охрана недр, 1973, № 7.

Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. «Недра», 1974.

Иванова А. А., Соловьев А. Т., Михайлова Ю. И. и др. Месторождения флюорита.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1973, **191**.

Кормилицын В. С., Строна П. А. Мезозойские рудные формации Забайкалья.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения — индикаторы процессов тектоно-магматической активизации.— Докл. АН СССР, 1969, **188**, № 2.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий

ЭПОХИ И ЗОНЫ АКТИВИЗАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И СВЯЗЬ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

Зоны тектоно-магматической активизации как явления особого тектонического режима, не отвечающие геосинклинальному и платформенному режиму, несомненно, существовали в длительной истории формирования Украинского щита (Белевцев и др., 1971; Галецкий, 1972). Тектоническая активизация еще в раннем докембрии охватывала древнейшие консолидированные складчатые сооружения.

До последнего времени в литературе освещались главным образом палеозойские и мезо-кайнозойские процессы тектонической активизации. Выявление этих процессов в самых ранних консолидированных складчатых системах встречает значительные трудности, поэтому обнаружение их и выяснение их металлогенического значения представляет одну из первостепенных задач.

В докембрии Украины выделяются две крупные эпохи тектонической активизации: 1) среднепротерозойская, 1900—1600 млн. лет, наступившая после замыкания геосинклиналей архейско-нижнепротерозойского возраста; 2) верхнепротерозойская, возрастом около 1200 млн. лет., охватывающая время формирования типичных платформенных структур (Овручская впадина и др.).

Прежде чем охарактеризовать докембрийские эпохи активизации, отметим, что эти явления достаточно четко проявлены в палеозойскую эру в краевых зонах щита. Однако наиболее важное значение имели докембрийские эпохи активизации.

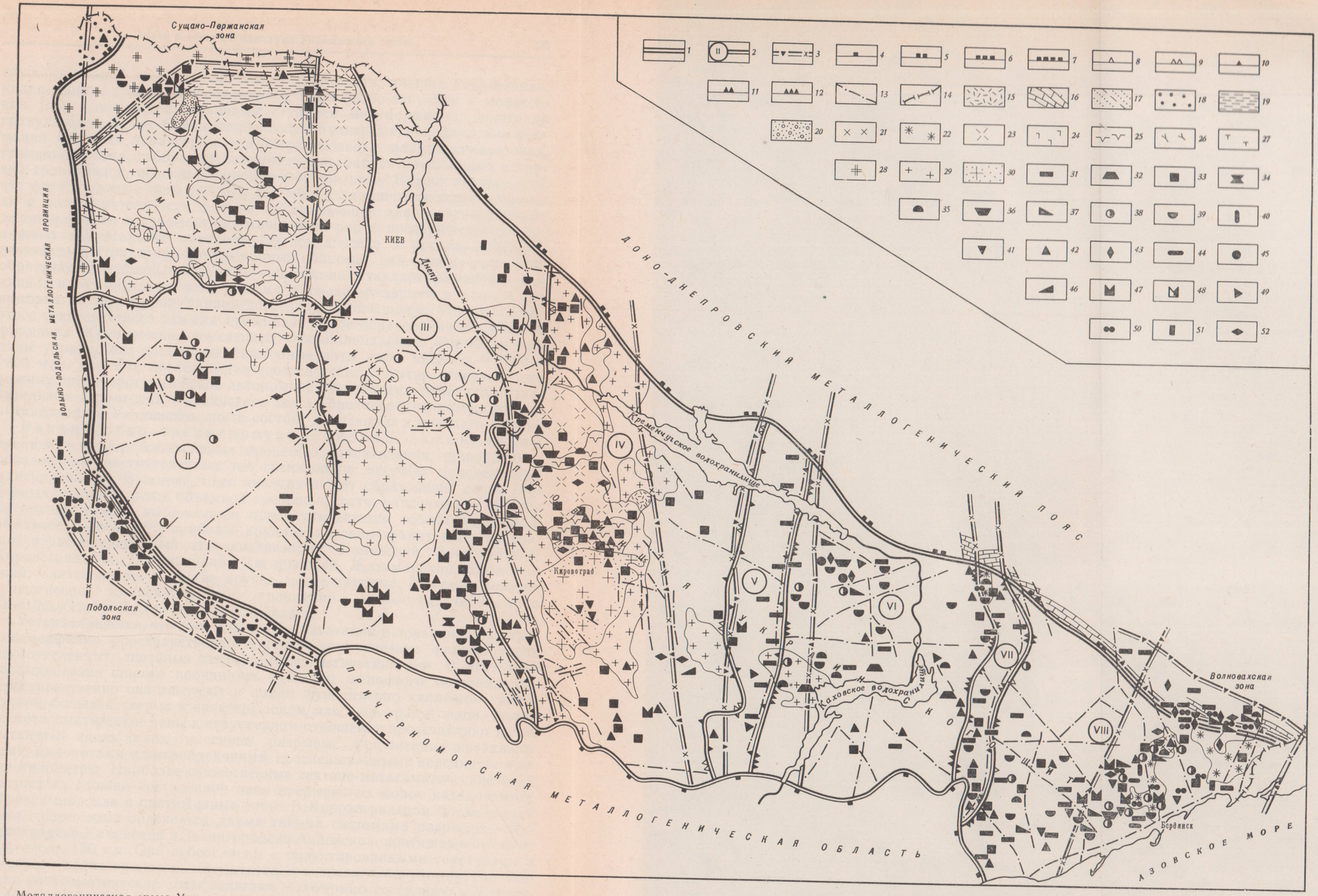
В докембрии Украины активизация носит автономный характер, поскольку не устанавливается какая-либо связь ее с геосинклинальными процессами в смежных территориях, которые уже являлись областями завершенной раннедокембрийской складчатости.

Явления тектонической активизации на территории Украинского щита освещаются авторами впервые на основе данных, полученных при исследовании металлогении украинского докембрия и в процессе составления прогнозно-металлогенических карт Украинского щита (см. фигуру).

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭПОХА АКТИВИЗАЦИИ

Украинский щит занимает более трети территории Украины (около 250 000 $км^2$). В докембрийской истории формирования тектонической структуры щита достаточно отчетливо различаются два крупных периода: геосинклинальный и платформенный. Геосинклинальный период продолжительностью от 3500 до 1900 ± 100 млн. лет охватывает архей и нижний протерозой; платформенный — от 1900 млн. лет и до настоящего времени, приходится на средний и верхний протерозой, палеозой, мезозой и кайнозой.

В течение геосинклинального периода был сформирован сиалический слой коры и в основном завершилось образование жесткого кристаллического основания Восточно-Европейской платформы, в юго-западной части которой находится Украинский щит. Длительная история этого периода запечатлена в полных формационных рядах типичных геосинклинальных осадочных, осадочно-вулканогенных, интрузивных и ультраметаморфических формаций. Среди первых двух генетических



Металлогеническая схема Украинского щита

Границы металлогенических площадей:
1 — провинций и поясов;
2 — зон и областей;
3 — рудоконцентрирующих зон областей активизации.

Возраст металлогенических площадей (металлогенические эпохи).
Для покрова платформы:
4 — мезо-кайнозойский,
5 — верхнепалеозойский,
6 — нижнепалеозойский,
7 — рифей-вендский;
для фундамента платформы:
8—*9* — платформенные образования (*8* — позднепротерозойский, *9* — среднепротерозойский).

10 — *12* — складчатые сооружения (*10* — раннепротерозойский, *11* — архей-протерозойский, *12* — архейский);
13 — тектонические нарушения;
14 — распубликанская граница.

Геологические формации областей активизации:
15 — дацитовая вулканогенная, dMz;
16 — карбонатная, $c(C_1t—C_2t)$;
17 — морская мелководная (подформация песчаников глин валдайской серии), PR_3vd
18 — терригенная континентальная (подформация аркозовых песчаников и гравелитов волынской серии), PR_3vl;
19 — верхняя терригенная и трахиандезитовая (овручская серия), t, $trPR_3$;
20 — нижняя терригенная (белокоровичская и озерянская свиты), tPR_3;
21 — гранитоидная щелочная (апограниты, граниты, граносиениты, сиениты приазовского и пержанского комплексов $ghPR_3$;
22 — сиенитовая подформация, ePR_3;
23 — рапакиви (коростенский комплекс), rPR_2^2;
24 — *27* — анартозитовая с подформациями:
24 — габбро-диабазовой дайковой (Звиздаль-Залесская дайка), αnPR_2^2;
25 — габбро-анормозитовой αnPR_2^2;
26 — габбро-норитовой, αnPR_2^2;
27 — монцонитовой αnPR_2^2;
28 — габбро-диорит-гранодиоритовая (осницкий комплекс $vgPR_2^1$;
29 — микроклиновые порфировидные граниты, gPR_1;
30 — трахитоидные граниты (новоукраинские), $gtPR_1$.

Полезные ископаемые:
31 — железо,
32 — марганец,
33 — легирующие металлы,
34 — хром,
35 — алюминий,
36 — вольфрам,
37 — медь,
38 — молибден,
39 — никель и кобальт,
40 — олово,
41 — ниобий,
42 — цирконий,
43 — полиметаллы,
44 — ртуть,
45 — золото,
46 — серебро,
47 — графит,
48 — дистен и силлиманит,
49 — тальк,
50 — флюорит,
51 — фосфориты,
52 — пегматиты.

Металлогенические области и зоны:
I — Волынская область,
II — Подольская область,
III — Белоцерковско-Одесская зона,
IV — Кировоградская область,
V — Криворожско-Кременчугская зона,
VI — Днепровская область,
VII — Орехово-Павлоградская зона,
VIII — Приазовская область

Заказ № 4351

групп формаций выделяются: спилит-диабазовая, нижняя терригенная, кварц-кератофировая, джеспилитовая, карбонатно-лагунная и молассовая. Они свойственны различным ступеням метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации. Среди интрузивных и ультраметаморфических формаций наиболее характерны плагиогранитовая и плагиомигматитовая, гранодиоритовая, габбро-перидотитовая, ультрабазитовая, малых интрузий гранитоидов, основных пород и гипербазитов. Важно подчеркнуть, что формационные типы раннего докембрия Украинского щита возникали в последовательности, весьма напоминающей давно установленные закономерности в строении формационных рядов послерифейских подвижных зон. Наличие определенной зональности в пространственном размещении структурно-формационных областей, важнейшая роль в их образовании глубинных разломов — все это не оставляет сомнений в подлинности геосинклинального режима, господствовавшего в раннем докембрии на территории Украинского щита. Подчеркнем, что окончание этого тектонического режима произошло после образования молассовой формации Криворожья, венчающей геосинклинальные формационные ряды украинского докембрия. Изотопные даты этого времени — 1900—1800 млн. лет. Все последующие геологические события отвечают уже режиму среднепротерозойской автономной активизации, охватившей значительные территории Украинского щита. Эпоха среднепротерозойской активизации в Украинском щите состоит из раннего и позднего этапов.

Ранний этап среднепротерозойской активизации проявился в виде интенсивных процессов гранитизации, приведших к образованию многочисленных тел гранитоидов, несущих определенную минерализацию. В основе этого явления лежит образование серии глубинных разломов и зон объемной трещиноватости, разделявших на блоки породы с ярко выраженным предшествовавшим геосинклинальным режимом. Выделяются наиболее крупные массивы гранитоидов, возникших в рассматриваемый этап активизации: Уманьский, Богуславский, Кировоградский, Бобринецкий, Чигиринский, Житомирский, Вознесенский, Салтычанский и многие другие, менее крупные. Все они сложены существенно микроклиновыми гранитами кировоградского типа ($K_2O/Na_2O>1$ и $K_2O+Na_2O\sim8\%$ и более).

Устанавливается, что с явлениями гранитизации и локального ультраметаморфизма пространственно и генетически связано формирование многочисленных линейных тектоно-метасоматических зон. В этот этап необыкновенно широко проявились процессы щелочного метасоматоза. Пространственно они тяготеют к полям существенно калиевых гранитоидов, большей частью к краевым зонам массивов гранитоидов. Тектоно-метасоматические зоны в структурном отношении представляют собой вытянутые вдоль таких массивов разрывы, заполненные катаклазитами, милонитами и микробрекчиями, прослеживаемыми нередко на многие километры. Наиболее существенные тектоно-метасоматические зоны состоят из сложно построенной цепи прерывистых полос катаклазитов, образуя широкие и протяженные зоны. В Кировоградском блоке осевая зона гранитоидов облекается двумя такими системами разрывов — Кировоградско-Каменской и Звенигородско-Анновской, протяженность каждой около 150 *км*. Они субсогласны с ориентированными текстурами в смежных полях гранитов, мигматитов и гнейсов. Обе упомянутые тектоно-метасоматические зоны залегают конформно со складчатой структурой осевой зоны Кировоградского блока. Месторождения и многочисленные рудопроявления редких металлов возникли в этих зонах в связи с процессами щелочного метасоматоза. Наиболее рудоносны альбититы, щелочные сиениты и отчасти граносиениты.

Поздний этап среднепротерозойской активизации. К этому этапу относится образование формации гранитов рапакиви и гранитоидной щелочной формации (~ 1700—1600 млн. лет). Эти формации образуют Коростенский плутон рапакиви в Волынском блоке, Корсунь-Новомиргородский плутон рапакиви в Кировоградском блоке и группу массивов нефелиновых сиенитов и субщелочных гранитов в Приазовском блоке. Для формации рапакиви характерна тесная связь с формацией анортозитов, а для щелочного комплекса Приазовья (Октябрьский массив) — наличие ультрабазитов. Вероятно, в ослабленных осевых частях протоплатформенных блоков образовались глубинные зоны проницаемости, по которым поступала основная магма. Эти явления непосредственно предшествовали становлению массивов рапакиви, возникновение которых сопровождалось также формированием своеобразной складчатости, выражающейся в том, что древние толщи биотитовых и других гнейсов на многих участках залегают довольно круто. Они согласно облекают массивы рапакиви. Однако часто отмечаются и дискордантные интрузивные соотношения, например в Коростеньском массиве.

Специфической чертой формации рапакиви является ее обогащенность щелочными металлами, железом и летучими компонентами, что вообще присуще гранитоидам, возникавшим в условиях режима, близкого к платформенному. Характерна повышенная типоморфная минерализация формации рапакиви — бериллия, лития, олова, ниобия, циркония, свинца, цинка, вольфрама, тория, цезия, галлия и повышенная флюоритовая минерализация, а для основных пород, присутствующих в массивах рапакиви,— минерализация титана.

В краевых частях массивов рапакиви в этот этап активизации образовались камерные пегматиты с месторождениями мориона и топаза. Особенно продуктивна минерализация нефелиновых сиенитов Октябрьского массива.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭПОХА АКТИВИЗАЦИИ

Процессы активизации в этот период проявились наиболее интенсивно в краевых частях щита и в поперечных субмеридиональных зонах. Первый тип областей активизации связан с глубинными разломами, вызвавшими обособление щита и формирование окружающих его впадин. В краевых частях щита развиваются крупные, протяженностью 200—300 *км*, шириной 5—20 *км* линейные зоны смятия (Сущано-Пержанская) и сопряженные с ними наложенные впадины (Овручская). В пределах таких зон породы подвержены повсеместному разгнейсованию, катаклазу, милонитизации. В центральных приподнятых частях развиваются породы гранитоидной щелочной формации (сиениты, субщелочные граниты, метасоматиты), несущие редкометальное и флюоритовое оруденение. Наложенные впадины имеют грабенообразное строение и выполнены осадочно-вулканогенными породами (конгломераты, песчаники, сланцы, диабазы, порфириты, трахиандезиты, кварцевые порфиры, кварциты) с полиметаллическим, золото-серебряным и редкометальным оруденением.

Второй тип областей активизации проявляется в пределах трансрегиональных (протяженность сотни километров при ширине около 100 *км*) зон субмеридионального направления, секущих разнотипные и разновозрастные структуры щита, окружающих его впадин и продолжающихся далее, за пределы рассматриваемого региона. Эти структуры отличаются редкометальной минерализацией и включают, в свою очередь, рудо-

концентрирующие зоны, где размещаются рудные поля. Наиболее продуктивное оруденение развивается на участках пересечения с субширотными зонами, особенно с описанными выше структурами краевых частей щита. Именно здесь расположены наиболее значительные рудные узлы и поля (центральная часть Сущано-Пержанской зоны, Волновахская зона, рудные поля Подольской зоны и др.).

Для субмеридиональных зон характерны следующие аномальные геологические особенности и признаки.

1. Появление секущих, дисгармоничных структур (Белокоровичская впадина), наложенных впадин, выполненных вулканогенно-терригенными отложениями; преобладание брахиантиклинальных структур, приподнятых блоков; изменение направления, замыкание либо обрыв ряда структур.

2. Расположение магматических очагов, магмоподводящих каналов, интрузий основных и ультраосновных пород, малых интрузий гранитов; усиление процессов палингенеза и гранитизации.

3. Появление специфических геологических формаций: гранитоидной щелочной (приазовский и пержанский комплексы), трахиандезитовой и терригенной — наложенных впадин (овручская серия).

4. Широкое развитие метасоматических образований — в различной степени метасоматически измененных гранитов, апогранитов, щелочных метасоматитов (альбит-калишпатовых, полевошпат-слюдистых альбититов), грейзенов, вторичных кварцитов.

5. Обогащенность пород гранитоидной щелочной формации и различных метасоматических образований щелочами (характерно преобладание K над Na), железом, летучими компонентами (особенно F); рядом специфичных элементов (Sn, Nb, Ta, Be, Li, Rb, Cs, Ga, W, TR, Zr, Th, Zn, Pb, Cu, Mo, Cd, Ge, In).

Указанные зоны проявляются и за пределами щита. Примечательно, что они оказывают влияние на строение и рудоносность более молодых вулканогенно-осадочных образований рифей-палеозойского и даже мезозойского возраста в окружающих впадинах (Донецкой, Днестровской, Припятской, Днепровско-Донецкой и др.). Так, на северном продолжении Волыно-Подольской зоны в пределах Припятской впадины (на территории БССР) установлены приподнятые блоки фундамента (Микашевичско-Житковичский и Копыль-Бобовянский выступы), где развиты метасоматические образования с редкометальной минерализацией, аналогичные таковым центральной части Сущано-Пержанской зоны.

Продолжение Приазовской зоны в Донбассе фиксируется Донецко-Кадиевской субмеридиональной зоной поперечных дислокаций (разломы, надвиги, флексуры, дисгармоничные брахискладки). Здесь изменяется направление Главной Донецкой антиклинали и разделяются блоки различного строения и литологического состава (на западе опущенные блоки — Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины, на востоке — участки распространения палеозойских пород). На этой же площади расположено Никитовское рудное поле. На дальнейшем продолжении Приазовской зоны, на противоположном склоне Воронежского массива выявлено полиметаллическое и флюоритовое оруденение среди известняков карбона.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

Активизация платформенных сооружений в этот период проявилась в основном в присклоновых участках Украинского щита. Здесь формируются зоны глубинных разломов сложного глыбово-блокового (горст-

грабенового) строения, в пределах которых развиты пояса вулканогенных и гипабиссальных пород трапповой, щелочно-базальтоидной, щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной, андезит-трахиандезитовой формаций (Подольская, Волновахская зоны). Впадины выполнены субконтинентальными осадками терригенной, терригенно-угленосной и карбонатной формаций. Характерно полиметаллическое, редкометальное и особенно флюоритовое оруденение (Волновахское рудное поле, Покрово-Киреевское, Бахтынское месторождения).

В пределах центральных и краевых частей щита процессы активизации выразились в развитии вулканогенных образований: от диабазов (ранний палеозой, например, в Побужье) до дацитов и их туфов (мезозой, Болтышская впадина). Они образуют очаговые, кольцевые, кальдерные структуры и пояса даек, развитые преимущественно в пределах субмеридиональных зон активизации. Эти образования перспективны на алмазы, а также на цветные и редкие металлы.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. Украинский щит и обрамляющие его платформенные структуры (плиты, впадины, прогибы) испытали неоднократно тектоно-магматическую активизацию, наиболее проявившуюся в пределах краевых частей щита и поперечных трансконтинентальных зон субмеридионального направления. Возникновение областей активизации относится ко времени вступления щита в платформенную стадию развития — среднему протерозою (формации калиевых порфиробластических гранитов, анортозитовая, рапакиви); наибольшей интенсивности процессы активизации достигли в позднем протерозое и затем возобновлялись в палеозое и даже мезозое. Характерна миграция тектоно-магматических процессов во времени от центральных и краевых частей щита (средний — верхний протерозой) к его склонам (рифей — палеозой) и далее — к окружающим впадинам (палеозой — мезозой). Вместе с тем отголоски поздних этапов можно установить и в пределах щита, прежде всего в его краевых частях, а также и в центральных (осадочно-вулканогенные образования юрского возраста Болтышской впадины, многочисленные дайки диабазов и др.).

В протерозойский этап процессы активизации имели преимущественно автономный характер. Наблюдается совпадение субмеридиональной ориентировки раннепротерозойских геосинклинальных зон и позднепротерозойских зон активизации. В рифее и палеозое проявление процессов активизации в краевых частях щита связано с формированием пограничных впадин и субгеосинклиналей (отраженные структуры).

Таким образом, характерно закономерное, направленное, преемственное развитие структур активизации, подготовленное предшествующей эволюцией земной коры — ее наращиванием и стабилизацией.

Области тектоно-магматической активизации в Украинском щите отличаются наибольшей продуктивностью в отношении редких и менее цветных металлов, а также флюорита, камерных пегматитов, дистеновых кварцитов, вермикулита и других полезных ископаемых. При этом для центральных и краевых частей щита характерно титановое, редкометальное и флюоритовое оруденение, камерные пегматиты; для приск лоновых частей — флюоритовое, полиметаллическое, редкометальное; для окружающих щит впадин — полиметаллическое, ртутное и сурьмяное.

Главными рудными формациями являются: титановая в габбро-анортозитах, хрустально-морионовая в камерных пегматитах, редкометальных замещенных пегматитов, редкометальных апогранитов, редкометальных щелочных метасоматитов, фтор-цирконий-редкоземельная в грейзенах, флюорит-полиметаллическая, свинцово-цинковая телетермальная, флюоритовая метасоматическая в карбонатных породах, сурь-

мяно-ртутная. Часто наблюдается генетическое и пространственное совмещение различных рудных формаций (редкометальных, полиметаллических, флюоритовых и др.).

Металлогения областей активизации определяется тектоно-магматической активизацией, в процессе которой формируются специфические структуры—очаговые, наложенные впадины и горсты и зоны разломов. В обстановке таких структур возникают относительно локальные геологические системы, наиболее благоприятные для развития интенсивного и дифференцированного рудообразования. Ведущая роль принадлежит глубинным разломам—они обусловливают глыбово-блоковые подвижки земной коры, повышенную метаморфическую и магматическую активность, поступление ювенильного вещества, прежде всего щелочей, летучих и рудных компонентов.

Глыбово-блоковые структуры областей активизации являются чрезвычайно долгоживущими (более миллиарда лет). Сквозные и поперечные тектонические зоны (субмеридиональные зоны), безусловно, глубинного заложения оказывали воздействие на образования верхних горизонтов земной коры различных этапов. Такая обстановка обеспечивает стабильность рудообразующих систем, длительность и полноту развития рудообразующих процессов, глубокую дифференциацию вещества с неоднократными мобилизацией, перераспределением и концентрацией рудных компонентов.

Литература

Белевцев Я. Н., Борисенко С. Т., Веремьев П. С. и др. Металлогеническая карта Украины и Молдавии.— Геол. ж., 1971, 31, № 6.

Галецкий Л. С. Значение активизации платформенных сооружений и роль метасоматических процессов в металлогении докембрия.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. II. Киев, «Наукова думка», 1972.

В. Е. Попов

О НОВОМ ТИПЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

(на примере юга Карелии и других регионов)

Среди месторождений областей тектоно-магматической активизации особое место занимает группа полигенных месторождений, возникших при совмещении разновозрастных (а иногда и разнотипных) рудных формаций. Выявление таких месторождений, представляющих по уровню организации парагенезис рудных формаций (Рундквист, 1971), стало возможным лишь в последние годы, когда развитие изотопной геохронологии позволило более четко расчленять разновозрастные минеральные парагенезисы.

Наиболее ярко полигенный характер месторождений проявляется при наложении редкометального (гидротермального или грейзенового) оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом периода активизации, на месторождения колчеданных формаций предыдущего геосинклинального цикла, для которых, как известно, редкометальная

минерализация не характерна (Смирнов, 1968). Примером этих месторождений могут служить колчеданные залежи Кливленд-Майн, Маунт-Бишофф, Маунт-Линдсей, Ренисон-Белл на о-ве Тасмания, локализованные в кембрийских осадочно-вулканогенных спилит-диабазовых толщах Кримсон-Крик. В них, наряду с обычным парагенезисом колчеданных месторождений (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит), присутствуют касситерит и станнин, часто ассоциирующие с арсенопиритом. Последние, по данным В. Л. Барсукова (1972), обнаруживают пространственную связь с девонскими адамеллитами массива Мередит и малыми интрузиями кварцевых порфиров.

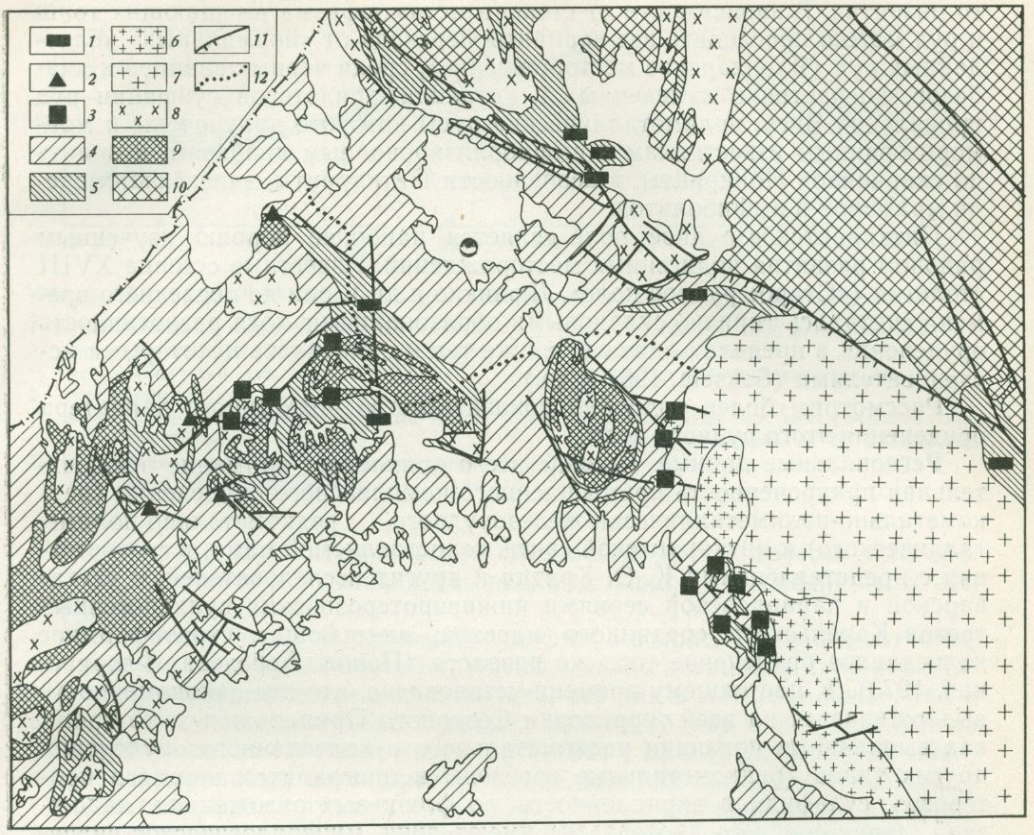
Более сложно выявление полигенного характера для месторождений, образованных тремя или более рудными формациями или испытавших неоднократный метаморфизм (редкометально-железорудные месторождения Теллерхойзер-Хаммерляйн в Рудных горах, ГДР, и Солонго в Еравнинском районе Бурятии). На месторождении Теллерхойзер-Хаммерляйн установлено, что пластовые тела магнетитовых скарнов возникли за счет метаморфизма оолитовых лептохлоритовых руд [1], а касситеритовая минерализация наложена на скарны, сечет их и выходит за их пределы во вмещающие породы. Учитывая известную специализацию рудногорских гранитов, залегающих в непосредственной близости (Айбенштокский массив), можно полагать, что касситеритовая минерализация связана именно с ними и, таким образом, наложена в период тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1968).

Скарновые магнетитовые руды месторождения Солонго, судя по наблюдениям на примыкающих к нему рудопроявлениях Еравнинского рудного района (Туркул, Таежный и др.), возникли за счет скарнирования сидеритовых руд осадочно-вулканогенного генезиса. Молибденитовая, касситеритовая и другая редкометальная минерализация связана с грейзенизацией, зоны которой выходят из скарнов в верхнепалеозойские секущие их граниты. Изотопный состав рудного свинца, по данным К. А. Маркова (Бергер и др., 1973), подтверждает разновозрастный характер минерализации (500—600 и 230—290 млн. лет).

Еще более сложно выявление полигенного характера оруденения на монометальных месторождениях, однако на ряде золоторудных месторождений Средней Азии (данные Б. Я. Хоревой, А. В. Мушкина и др.) и Восточного Саяна (данные В. В. Левицкого) также удается выделить стадии минерализации, оторванные во времени от формирования первоначальных рудных залежей и приуроченные к периодам тектоно-магматической активизации.

Рассмотрим более подробно вопросы возникновения полигенных месторождений на примере Северного Приладожья. Эта территория представляет собой часть крупного Саво-Ладожского интрагеосинклинального прогиба нижне-среднепротерозойского возраста, сочлененного с архейской глыбой Карельского срединного массива (фиг. 1). В пределах советской части прогиба и примыкающей части массива низы разреза супракрустальных толщ, облекающих выступы архейского фундамента, выделяются в питкярантскую и ялонварскую свиты, представленные соответственно вулканогенно-карбонатными и вулканогенно-сланцевыми спилит-диабазовыми толщами. На них налегают среднепротерозойские флишоидные граувакковые толщи ладожской серии. Те и другие претерпели региональный метаморфизм в зеленосланцевой (бортовые части прогиба) и амфиболитовой фациях. Интрузивные образования пред-

[1] Метаморфизованные аналоги их известны южнее, в летнинских и чернинских слоях ордовика Моравии (Нучич, Здице), где они обнаруживают генетическую связь с подстилающими их диабазовыми толщами (Popov, 1970).



Фиг. 1. Схема размещения медноколчеданных и редкометально-полиметаллических месторождений и рудопроявлений южной части Карелии (составил В. Е. Попов с использованием данных Г. В. Макаровой, Л. И. Тихомирова, А. И. Филимонова, В. И. Шкурского)

1—3 — месторождения и рудопроявления:
1 — колчеданные,
2 — скарновые,
3 — полигенные;
4 — средне- и верхнепротерозойские толщи;
5 — нижнепротерозойские рудоносные толщи;
6 — редкометальноносные интрузии лейкогранитов PR_3;
7 — граниты рапакиви, биотитовые граниты PR_3;
8 — интрузии среднего — основного и сложного состава PR_2;
9 — выступы архейского фундамента в ядрах куполовидных структур, частично реморфизованные в PR_2;
10 — архейский фундамент в пределах Карельского срединного массива;
11 — разломы и элементы их залегания;
12 — граница зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма в Саво-Ладожском прогибе

ставлены синскладчатыми (частью палингенными) гранодиоритами и гранитами конца среднего протерозоя и постскладчатыми интрузиями гипербазитов.

Платформенный этап начинается внедрением крупной интрузии гранитов рапакиви на юго-востоке зоны прогиба и отложением песчаников и платобазальтов салминской свиты верхнего протерозоя. К верхнему протерозою относится и период активизации — внедрение малых тел лейкогранитов.

Промышленные стратиформные залежи колчеданных и комплексных железо-полиметаллически-редкометальных руд приурочены к питкярантской и ялонварской свитам формаций ранних этапов геосинклинально-

го развития. В зависимости от степени метаморфизма вмещающих толщ и руд можно проследить все варианты перехода от «нормальных» колчеданных руд (Ялонварское месторождение), среди черных сланцев и диабазов, до частично измененных в актинолит-эпидотовой субфации руд проявления Вису, полиметаллические руды которого приурочены к мраморизованным известнякам и амфиболизированным диабазам, и вплоть до скарноидов Йокиранты, в особенности Питкяранты, залегающих среди мраморов и амфиболитов.

Питкярантское рудное поле является наиболее хорошо изученным районом развития полигенных месторождений. Известные с конца XVIII столетия («Старое рудное поле», Люпикко и др.), они до последнего времени считались типично скарновыми образованиями, хотя разнотипность оруденения в пределах одних и тех же тел и отмечалась некоторыми исследователями (Saksela, 1951 и др.).

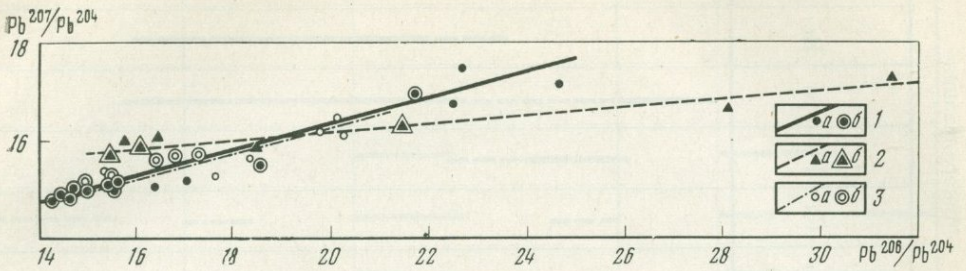
Рассмотрим более подробно доказательство полигенного характера оруденения этого рудного поля.

Региональные данные. Прежде всего привлекает внимание исключительная приуроченность промышленного комплексного оруденения (редкометально-полиметаллически-железорудного, редкометально-полиметаллического) к питкярантской свите, сопоставляемой нами, в соответствии с представлениями К. О. Кратца и других исследователей, с хаутаварской и парандовской сериями нижнепротерозойских вулканогенных трогов Карельского срединного массива, вмещающих стратиформное колчеданное оруденение того же возраста (Попов, Лебедева, Флоринская, 1973). К настоящему времени установлено, что эта закономерность выдерживается на всей территории Северного Приладожья, в то время как выявленные признаки редкометального и колчеданного оруденения других типов (редкометальные грейзены в апогранитах верхнего протерозоя, сульфидная вкрапленность во флишевых отложениях ладожской серии среднего протерозоя) имеют лишь минералогическое значение. Можно полагать, что главная масса рудного железа и полиметаллов отложилась именно в раннем протерозое, что подтверждается выявленной нами совместно с Л. И. Тихомировым региональной геохимической зональностью — меридиональным простиранием зон повышенных концентраций железа, меди и свинца. Это соответствует простиранию нижнепротерозойских колчеданных трогов, сохранившихся на Карельском массиве, простирание которых отличается от общего северо-западного простирания Саво-Ладожского прогиба и структур со среднепротерозойскими отложениями ладожской серии.

Зависимость характера оруденения (от колчеданных до скарновых парагенезисов) от степени метаморфизма вмещающих толщ, уже отмеченная выше, также является одним из доводов в пользу сингенетичности основной массы руд. В то же время скарновые шеелитовые (Макарова, 1973) и грейзеновые редкометальные проявления явно тяготеют к более поздним гранитоидам и частью локализованы в них (Никольская, Ларин, 1972).

Таким образом, региональные данные позволяют высказать предположение о разновозрастности стратиформного железорудного и колчеданно-полиметаллического оруденения и наложенного на него редкометального.

Детальные наблюдения. Изучение рудной зональности привело Р. А. Хазова и других геологов к заключению, что наряду с комплексной зональностью (например, на Уксинском рудопроявлении — сверху вниз цинковое оруденение сменяется оловянным, а затем редкометальным, как было подмечено Д. В. Рундквистом), железные и полиметал-



Фиг. 2. Изохроны Pb^{206}—Pb^{207} для руд полигенных месторождений юга Карелии

1 — магнетитовые и полиметаллические скарноиды — «основа» руд полигенных месторождений (2600—2800 млн. лет);

2 — грейзенизированные скарны и секущие кварц-сульфидные жилы полигенных месторождений (1400—1800 млн. лет);

3 — колчеданные руды, неметаморфизованные или слабо метаморфизованные, без наложенной редкометальной минерализации (2600—2800 млн. лет);

а — результаты спектрофотометрического анализа;

б — результаты масс-спектрометрического анализа (включая данные А. П. Виноградова и др., 1959)

лические руды находятся в тесной ассоциации друг с другом, в то время как оловянное и в особенности редкометальное оруденение часто выходят за их пределы.

Вследствие большой текучести сульфидов возрастные взаимоотношения минералов в рудах часто нарушены, однако детальное изучение рудных скарнов позволяет все же отметить, что как в магнезиальных, так и в более поздних известковых скарнах эпидот, гранат и шпинель иногда образуются после основной массы магнетита и сфалерита, и, таким образом, скарнирование, по-видимому, накладывалось на рудные залежи.

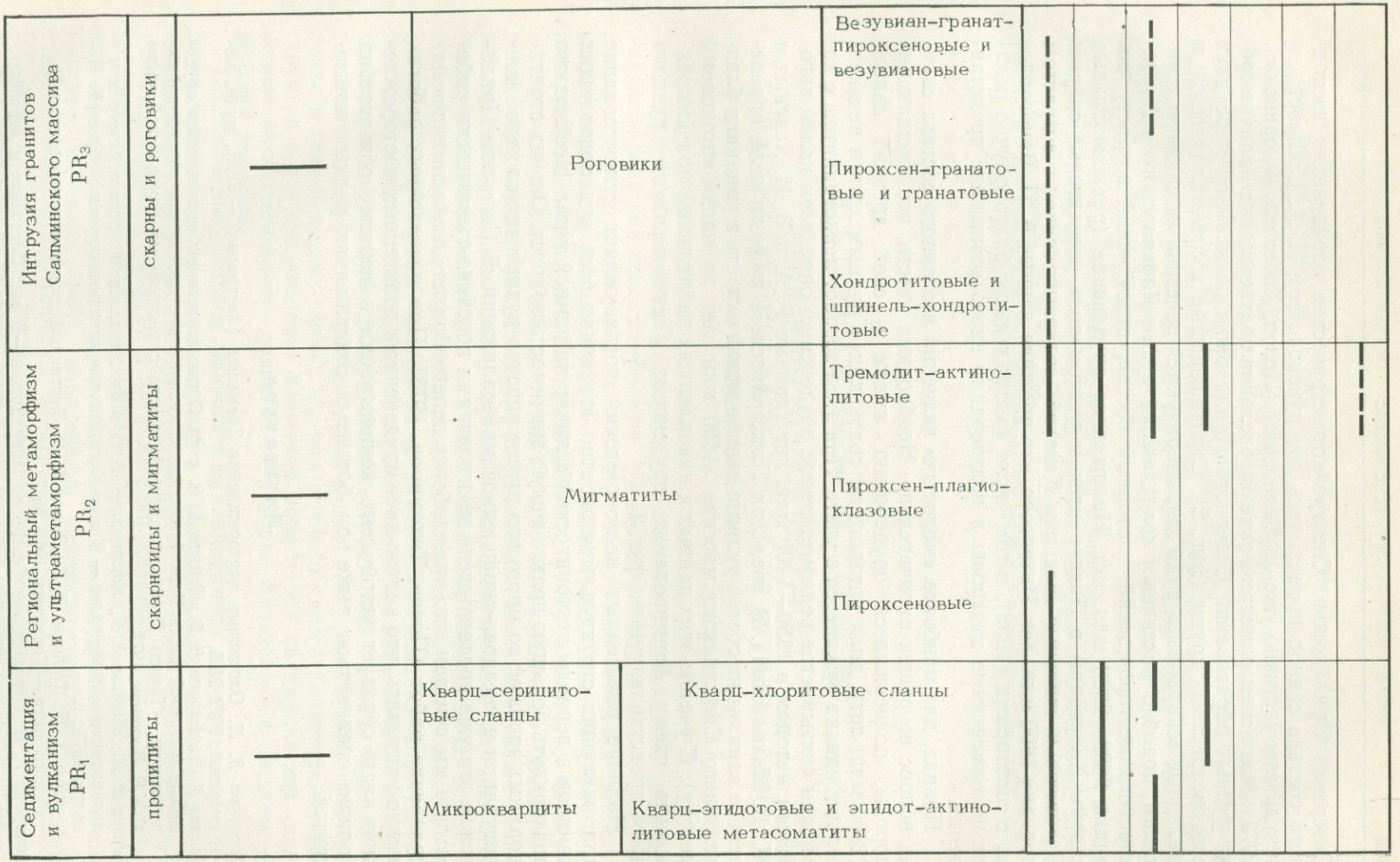
О метаморфизме руд свидетельствуют также наблюдения Е. И. Нефедова, отметившего каймы дигенита и сфалерита вокруг зерен халькопирита и борнита, а в ряде минералов питкярантских руд — высокое содержание железа, никеля и кобальта (например, в леллингите). Поэтому генетическая связь их с гранитоидами представляется невероятной, зато легко объясняется, если предположить, что сульфидно-магнетитовая «основа» руд связана с основными вулканитами питкярантской свиты.

А. М. Лариным и Ж. Д. Никольской была проведена математическая обработка 324 химических анализов руд Питкярантского рудного поля по программе многократной корреляции, выявившая отрицательные связи цинка и олова, а также положительные связи между железом и цинком, с одной стороны, и оловом и акцессорным бериллием — с другой. Выявленная также положительная связь олова с железом объясняется, по-видимому, известным «сродством» этих элементов, способствующим локализации олова и других редких металлов в пределах железорудных колчеданных тел.

Наиболее определенно в пользу полигенности оруденения свидетельствуют данные изотопного возраста руд Северного Приладожья. Для Питкярантского рудного поля такие определения впервые выполнены А. П. Виноградовым и др. (1959), отметившими наличие как «древнего» (порядка 2500 млн. лет), так и «молодого» (1800 млн. лет и моложе) рудного свинца. Изохронный метод обработки данных в то время еще не применялся, поэтому ряд определений был зафиксирован ими как аномальные.

Нами (совместно с Л. И. Тихомировым, В. И. Шкурским, А. И. Филимоновым, В. А. Лебедевой и Г. В. Богдановым) проведена проверка выдвинутой гипотезы о полигенном полихронном формировании оруденения

Процессы, обусловившие формирование оруденения, их возраст	ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ ОРУДЕНЕНИЕ					Минерализация						
	образовавшиеся по алюмосиликатным породам				образовавшиеся по карбонатным породам питкярантской свиты	Fe	Zn	Cu	Pb	Sn	Be	W
		по лейкократовым биотитовым гранитам	по гнейсо-гранитам куполов	по вулканогенным породам основного состава								
Интрузия биотитовых лейкократовых гранитов PR_3					Серпентинитовые, хлорит-серпентинитовые							
	метасоматиты грейзеновой формации	Мусковит-кварцевые и топаз-мусковит-кварцевые	Мусковит-кварцевые и топаз-мусковит-кварцевые	Кварц-плагиоклазовые породы	Флюорит-слюдисто-кварцевые							
		Топаз-протолитионит-кварц-альбитовые и протолитионит-кварц-альбититовые	Альбит-флюорит-мусковитовые	Хлоритизированные и серпентинизированные амфиболиты, серпентиниты	Топаз-флюорит-флогопитовые							
					Флюорит-флогопитовые							
					Флогопит-флюорит-везувиан-магнетитовые							
	полевошпатовые метасоматиты	Альбитизированные граниты, альбититы и штокшайдеры	Альбитовые и флюорит-альбитовые метасоматиты	Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты								



Фиг. 3. Схема последовательности формирования полигенного оруденения Питкярантского рудного поля по Ж. Д. Никольской и А. М. Ларину с дополнением автора

Северного Приладожья. Спектрофотометрические определения изотопного состава свинца проводились под руководством П. А. Степанова, и результаты частично уже опубликованы (Попов, Лебедева, Флоринская, 1973). Масс-спектрометрические определения подтверждают наличие среди рудных образований Северного Приладожья по крайней мере двух разновозрастных групп (фиг. 2). Стратиформные полиметаллические и железные «скарновые» руды характеризуются рассеянным свинцом, имеющим, подобно массивным колчеданным рудам Ялонварского и Хаутаварского месторождений, изотопный состав, отвечающий возрасту порядка 2600—2800 млн. лет. Наложенное оруденение (редкометальные скарны Хопунвары в Питкярантском рудном поле, шеелитовые скарны Латвасюрьи, жильные галениты Кителей) содержит свинец с возрастом порядка 1800 млн. лет. Интересно, что прежние данные А. П. Виноградова с соавторами (1959), в том числе «аномальные», благополучно попали на намеченные изохроны и подтвердили вновь возникшие представления.

Правда, для наиболее «молодых» значений изотопного состава свинца вопрос не решен окончательно. Необходимо учесть, что вмещающие породы, подвергшиеся оруденению, имели и свой древний свинец (2800 млн. лет), доля которого по сравнению с рудным хотя и незначительна, однако нуждается в учете. При этом возраст лейкогранитов, с которыми связывается редкометальное оруденение, определен калий-аргоновым методом в 1350—1400 млн. лет (данные Р. А. и В. И. Хазовых и Ж. Д. Никольской). В пределах Питкярантского рудного поля определенное влияние на состав рудного свинца могли оказать и рапакиви близлежащего Салминского массива (1600 млн. лет по калий-аргоновому методу). С учетом этих данных и накопленных наблюдений можно предложить схему формирования оруденения Питкярантского рудного поля, представленную на фиг. 3.

Наличие полигенных месторождений подтверждает существование долгоживущих структур, многократно играющих роль рудоподводящих каналов в периоды тектонической активности земной коры. Необходимо подчеркнуть большую практическую значимость вопроса. Оценка стратиформных залежей во много раз проще поисков рудных тел сложной конфигурации и гнездово-вкрапленной минерализации. В Северном Приладожье это уже подтверждено многолетними поисково-съемочными работами, и мы считаем, что это наиболее целесообразное и экономичное направление работ (Попов, Тихомиров, 1973). При разведочных работах важно учитывать, что наложенное оруденение в полигенных месторождениях часто образует устойчивые концентрации и поэтому обязательно должно оцениваться даже при бортовых содержаниях рудных компонентов.

Литература

Барсуков В. Л. Оловянные месторождения Тасмании (Австралия).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.

Беляев К. Д., Карпов Р. В., Кайряк А. И. и др. О так называемом «нетипичном» оруденении восточной части Балтийского щита, связанном с процессами автономной активизации.— Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.

Бергер В. И., Жидков А. Я., Кормилицын В. С. и др. Металлогения палеозойского этапа активизации в Забайкалье.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— Геохимия, 1959, № 7.

Макарова Г. В. О вольфраме Северного Приладожья.—В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. «Недра», 1973.

Никольская Ж. Д., Ларин А. М. Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля.— Записки Всес. мин. об-ва, 1972, вып. 5.
Попов В. Е., Тихомиров Л. И. Направление работ на поиски стратиформного комплексного оруденения в Северном Приладожье.— Разведка и охрана недр, 1973, № 6.
Попов В. Е., Лебедева В. А., Флоринская В. Н. Возраст и геохимические особенности колчеданных руд Карелии.— В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. «Недра», 1973.
Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы развития советской геологии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1971, 177.
Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Popov V. E. Bleiisotope in vulkanogen-sedimentären Eisenerzen aus Lagerstätten Südsibiriens, Nord und Osteuropas.— Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Ser. B, Mineralogie u. Lagerst., 1970, H. 3/4, S. 293—297.
Saksela M. Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta Erze.— Bull. Somm. geol. Finlande, 1951, № 154, S. 181—231.

В. А. Глоба, В. А. Нарсеев, Ю. А. Садовский

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ КАЗАХСТАНА

Своеобразие развития палеозоид Казахстана неоднократно подчеркивалось многими исследователями. На германотипность мозаично-глыбовых структур, поперечное несогласное положение герцинид относительно каледонид указывал еще Н. Г. Кассин (1951, 1952). Эти положения вошли в геологическую и учебную литературу в качестве классических примеров. Поиски ответа на «нетипичность» развития средне-верхнепалеозойских структур Казахстана с общепринятых позиций геосинклинальных схем развития характеризуют всю историю его геологического изучения. До сих пор не окончена традиционная дискуссия о границе каледонид — герцинид по латерали и вертикали. Выделение областей «незавершенной каледонской консолидации» (Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964), не отвечающих принципу главной фазы складчатости, анализ тесной пространственно-структурной связи каледонид и герцинид на основе их генетического родства (Херасков, 1967), появление в тектонических схемах промежуточного класса раннегерцинских структур — все это является попыткой объяснения специфических особенностей геологического развития территории Казахстана в среднем — верхнем палеозое.

Поставленные вопросы получают принципиально иное решение или даже отпадают, если к ним подходить с позиций теории тектоно-магматической активизации. Любопытно отметить, что такое освещение конкретных вопросов геологии и металлогении Казахстана имеется в работах ряда геологов. Так, наложенными процессами объясняется заложение «краевого» вулканического пояса девона в каледонском срединном массиве (Богданов, 1959), образование эпигеосинклинальных впадин среднего — верхнего палеозоя Центрального Казахстана (Тектоника Евразии, 1966), становление переходной парагеосинклинали (Зайцев, 1961). С активизацией связывается регенерация бортовых частей геосин-

клиналей (Смирнов, 1965), проявление постконсолидационного палеозойского магматизма (Михайлов и др., 1968) и др. В последние годы все большее признание находят взгляды о неогеосинклинальном развитии земной коры Казахстана в среднем — верхнем палеозое. Это концепция складчато-глыбового строения (Карпова, 1970; Абдулкабирова и др., 1971), геотектоногенов (Щерба, 1970), наложенной или унаследованно-наложенной активизации при формировании палеозойских вулканических поясов (Фремд, 1972; Глоба, 1973).

В данной связи при металлогеническом анализе особого внимания заслуживает обширная и важная группа верхнепалеозойских рудных формаций в структурах байкалид и каледонид, в том числе срединных массивов. Эти наложенные, существенно оторванные во времени от геосинклинального субстрата ряды эндогенных формаций имеют превалирующее значение и по существу определяют металлогенический облик Казахстана. Однако их образование не находит должного объяснения с классических геосинклинальных позиций. Указанную особенность подметил еще К. И. Сатпаев (1959), отнеся «решающую металлогению» Казахстана к поздним варисцидам платформенного этапа.

Признание важной роли самостоятельных процессов активизации в развитии палеозойской металлогении Казахстана позволяет по-иному подойти к оценке перспектив и направлению металлогенических исследований, значительно расширить масштабы и фронт поисковых работ. При этом объектом первоочередных исследований на стратиформные и пластовые месторождения широкого спектра сидерофильных и халькофильных металлов становятся наложенные впадины фамена — турне внешней зоны каледонид и срединных массивов, занимающие громадные площади, что подчеркивается А. Д. Щегловым (1968, 1971) на примере «бордюра» Кокчетавской глыбы. Принципиально иную оценку получает также металлогения средне-верхнепалеозойских вулкано-плутонических поясов.

В настоящее время основная часть оруденения Казахстана связывается с орогенным (Есенов и др., 1970, и др.) или сводово-глыбовым (Карпова, 1970; Абдулкабирова и др., 1971) этапами развития каледонид и герцинид. Металлогении собственно геосинклинального этапа обычно отводится подчиненное место. В основу предлагаемой нами систематики положены структуры палеозойской (отраженной и автономной) тектоно-магматической активизации (ТМА). При геотектонических построениях авторами разделяются общепринятые взгляды о завершении геосинклинального развития рассматриваемой территории Казахстана в среднем ордовике и орогенном режиме с верхнего ордовика до силура включительно в пределах внешней области каледонид и до нижнего визе — во внутренней области.

С девона внешняя область каледонид, а с верхнего визе — внутренняя (Джунгаро-Балхашская) вовлеклись в процессы ТМА. В палеозойской истории Казахстана Джунгаро-Балхашская область занимает особое место. Будучи более стабильной относительно подвижных зон обрамления (Эйдлин, 1970 г. и др.), на ранних стадиях развития каледонид она играла роль миогеосинклинального срединного поднятия (Беспалов, 1971), а в послеинверсионную стадию преобразовалась во внутренний реликтовый прогиб на фоне сводовых поднятий. Окруженный горными цепями, прогиб по положению в геотектонической структуре, характеру и режиму развития в течение верхнего ордовика — нижнего визе отвечал межгорной орогенной впадине. Об этом свидетельствуют пассивное отношение к орогенному своду, редуцированность, отсутствие типичных геосинклинальных формаций, флишоидно-молассоидный седи-

ментогенез, амагматичность, наличие зрелой коры континентального типа, слабый метаморфизм осадков и др. Развивающееся горное окружение, наоборот, в течение силура (девона) фронтально наступало на угнетенный внутренний прогиб, что приводило к последовательному сокращению его площади и отмиранию морского режима.

В качестве важного аргумента в пользу геосинклинальной природы Джунгаро-Балхашской области приводится развитие послеинверсионного верхнепалеозойского магматизма. Однако при исключении из герцинского геосинклинального цикла орогенного этапа с синхронным магматизмом, как предлагают Н. П. Херасков (1967), Е. Д. Карпова (1970) и другие исследователи, Джунгаро-Балхашский среднепалеозойский прогиб теряет «геосинклинальное содержание» и превращается в обычный внутрисводовый прогиб. При этом не Джунгаро-Балхашская область определяла развитие окружающего каледонского орогена, а наоборот, каледонский магматоген и по энергии, и в площадном отношении несравнимо превосходил Джунгаро-Балхашский прогиб. На основании изложенного однозначно решается вопрос о природе девонского вулканоплутонического пояса как структуры, независимой в своем развитии от амагматической Джунгаро-Балхашской области.

Орогенез и ТМА нами рассматриваются как разнотипные геологические явления, несмотря на общность сводово-глыбовой тектоники. Элементы орогенного развития были присущи геосинклинальной стадии каледонид задолго до завершения собственно геосинклинального развития. При этом наследовались складчатые структуры основания. Для орогена характерна гомодромная направленность развития магматизма. Процессы ТМА накладывались на уже сформированные структуры и приводили к разрушению складчатых зон, т. е. не имели причинной связи с завершающим тектогенез основанием. Орогенные структуры для ТМА играют роль субстрата. Магматизм ТМА в отличие от орогенного развивался в антидромном направлении.

На примере Казахстана видно, что ТМА подвергались не только консолидированные складчатые области, но и молодые орогенные сооружения — первые много позже завершающей складчатости (Кокчетавский массив и др.), вторые — без существенного разрыва во времени (Джунгаро-Балхашская область и др.). По этому принципу выделены два типа автономной активизации — посторогенный и орогенный (см. таблицу).

Главнейшими элементами структур автономной активизации орогенного типа являются внутриконтинентальные вулкано-плутонические пояса — Центрально-Казахстанский и Джунгаро-Балхашский, формирование которых отвечает двум крупным циклам — средне- и верхнепалеозойскому. Центрально-Казахстанский пояс с запада ограничивается Уральской, с востока — Обь-Зайсанской геосинклинальными системами, примерно совпадая с областью каледонид и наложенных на них впадин на тектонической карте Евразии. Пояс состоит из трех структурно-формационных зон — внешней, шовной и внутренней (см. фигуру). Внешняя — Чингиз-Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньская включает семь подзон, заложившихся на гетерогенном основании миогеосинклинальных байкалид и мио- эвгеосинклинальных каледонид. Центральная (шовная) часть пояса состоит из трех сегментов — Жалаир-Найманского, Семизбугинского и Предчингиз-Тарбагатайского. Они приурочены к системе подвижных зон полициклического развития. Внутренняя часть пояса включает две подзоны — Успенскую и Западно-Балхашскую. Трехстадийность развития пояса во времени и трехчленность строения в пространстве предопределили важнейшие его геологические и металлогенические черты (см. таблицу).

Систематика магматических и рудных формаций областей активизации Казахстана

Группа ТМА	Тип ТМА	Главные структуры (области) ТМА	Типовые магматические формации, серии, комплексы	Главные рудные формации
Автономная	Орогенный	Центрально-Казахстанский пояс	Андезит-гранодиоритовая серия (кайдаульская свита — первый джельтауский комплекс. $D_1—D_2gv_1$); липарит-гранитная серия (желтымесская свита — второй джельтауский комплекс, $D_2gv_2 — D_3fr_1$); контрастная трахибазальт-габбродиорит-диабазовая серия ($D_3fr_2 — D_3fm$)	Стратиформные: медная (Au), марганцевая, железо-марганцево-полиметаллическая, полиметаллическая (Au), медно-полиметаллическая; жильные, пластовые, штокверковые: барит-полиметаллическая, свинцовая, медная, баритовая, золоторудная, золото-серебряная, золото-медная, золото-турмалиновая, золото-редкометальная, золото-колчеданно-полиметаллическая, молибден-вольфрам-висмутовая, молибден-вольфрам-оловянная; флюоритовая, вторичных кварцитов
		Джунгаро-Балхашский пояс	Андезит-гранодиоритовая серия (каркаралинская свита — балхашский комплекс; $C_1v_2 — n — C_1$); андезит-гранодиоритовая серия (калмакамельская свита — топарский комплекс; $C_2 — C_{2-3}$); липарит-гранитная (керегетасская, архарлинская свиты — калдырминский комплекс; $C_3 — P_1$); трахибазальт-трахилипарит-гранит-сиенитовая серия (P_1); гранитная формация (P_2); байназарский дайковый комплекс ($P_2—T_1$)	Порфировая медно-молибденовая золотоносная, скарновая золото-медно-молибденовая, грейзеновая редкометальная, скарновая золото-полиметаллическая; гидротермальные: золото-полиметаллическая, золото-серебряная, золоторудная, золото-молибден-медная, золото-серебряно-редкометальная, полиметаллическая, свинцово-цинковая, золото-сурьмяная, золото-сурьмяно-ртутная, золото-редкометальная, флюоритовая, флюорит-полиметаллическая, флюорит-редкометальная; вторичных кварцитов
	Посторогенный	Центрально-Казахстанский пояс (срединные массивы)	Дацит-липарит-гранитная серия (кызылтавская свита — боровский, золотоношский комплексы; D_{1-2}); андезит-базальтовая формация (жаксыконская серия; $D_{2-3}fr$); трахибазальтовая формация (джездинская свита; D_3fr)	Стратиформные: телетермальная медная, полиметаллическая, марганцевая, железо-марганцево-полиметаллическая; золото-сульфидная, золото-редкометальная, редкометальные, свинцовая, редких элементов и др.
		Жарма-Семипалатинская зона	Формация щелочных гранитов (P_2); дайковый комплекс пестрого состава (P_2); контрастная трахилипарит-трахибазальтовая формация (семейтауский комплекс; $P_2 — T_1$)	Редкоэлементная, редкометальная, золото-сурьмяная, сурьмяная, ртутно-сурьмяная, полиметаллическая золотоносная
Отраженная	Первично-геосинклинальный	Линейные зоны в Кокчетавском и Улутауском срединных массивах	Перидотит-пироксенитовая формация (щучинский, улутауский комплексы; $Cm_1—O_2$); перидотит-пироксенит-норитовая формация (златогорский комплекс); щелочно-ультраосновная формация (красномайский комплекс); щелочно-ультраосновная формация (красномайский комплекс; O_2); габбродиабазовая формация (коскульскарсакпайский комплекс; Cm)	Норильского типа, хризотил-асбеста, вермикулита, редких земель, эндогенная никель-кобальтовая
	Вторично-орогенный		Диорит-гранодиоритовая формация (боксинский комплекс; $O_3—S$); гранитная формация (зерендинский комплекс; S); щелочно-ультраосновная лейцит-базальтовая формация (ишимский комплекс; $S_2 — D$); щелочная оливин-базальтовая формация (диабаз-пикритовая; $C_2 — T_1$)	Штокверковая золото-медно-висмут-мышьяковая, молибденовая, оловянная, вермикулита и других нерудных ископаемых
	Повторной активизации	Приразломные зоны в Центрально-Казахстанском поясе	Малые трещинные интрузии повышенной основности — щелочности от гранодиоритовой до трахит-базальт-липаритовой формации ($C_2—C_3—P_1—P_2—T_1$)	Золоторудная, комплексные золотоносные, медно-порфировая, флюоритовая, комплексные фторсодержащие, пятиэлементная, редкометальная, комплексные редкометальные и др.

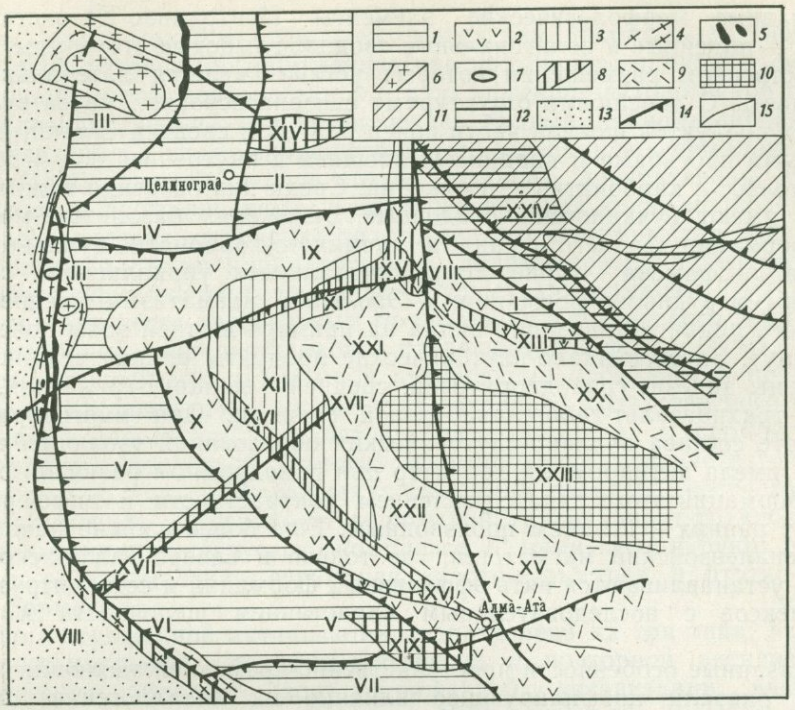


Схема областей тектоно-магматической активизации Казахстана

Центрально-Казахстанский (среднепалеозойский) пояс.

1 — внешняя зона

подзоны:

I — Чингизская,

II — Степняк-Ерементауская,

III — Кокчетав-Улутауская,

IV — Сарысу-Тенизская,

V — Кендыктас-Бетпакдалинская,

VI — Каратауская,

VII — Северо-Тянь-Шаньская;

2 — шовная зона

сегменты:

VIII — Предчингиз-Тарбагатайский,

IX — Семизбугинский,

X — Жалаир-Найманский;

3 — внутренняя зона

подзоны:

XI — Успенская,

XII — Западно-Балхашская;

4 — области автономной посторогенной активизации;

5 — зоны отраженной первично - геосинклинальной активизации (Cm — O_2);

6 — зоны отраженной вторично-орогенной активизации (O_3 — S_2);

7 — то же (C_2—T_1);

8 — линейные зоны повторной активизации (Pz_3):

XIII — Чингизская,

XIV — Ешкельмес-Коржункульская,

XV — Успенско-Баянаульская,

XVI — Караоба-Куртинская,

XVII — Моинты-Бетпакдалинская,

XVIII — Каратауская,

XIX — Кендыктас-Кастекская,

Джунгаро-Балхашский (верхнепалеозойский) пояс:

9 — сегменты:

XX — Алакульский,

XXI — Северо-Балхашский,

XXII — Джунгаро-Илийский,

10 — внутренняя зона:

XXIII — Джунгарская;

11 — Зайсанская геосинклинальная область;

12 — зоны посторогенной автономной активизации пермо-триаса:

XXIV — Жарма-Семипалатинская зона;

13 — Тургайский прогиб;

14 — глубинные (региональные) разломы;

15 — границы зон (поясов)

Джунгаро-Балхашский пояс относительно Центрально-Казахстанского — конформный. Он образовался во второй — верхнепалеозойский цикл тектоно-магматической активизации на доверхневизейском складчато-глыбовом основании в пределах одноименной складчатой области. Формирование пояса протекало в три стадии от послевизейского времени до пермо-триаса включительно. В его строении выделяются три крупных сегмента — Джунгаро-Илийский, Алакульский, Северо-Балхашский и внутреннее Джунгарское поднятие.

Главные морфологические элементы Центрально-Казахстанского пояса — линейные и полигональные сводово-глыбовые структуры, в пространственном размещении которых устанавливается латеральная зональность. С линейными структурами связана основная масса вулканических продуктов шовной части пояса ранней и средней стадий; с наложенными прогибами и впадинами внешней и внутренней зон — пестрый ряд моласс и карбонатных отложений. Среди них особенно важное значение имеют вулканогенно-осадочные отложения базальтово-молассовой формации верхнего франа и кремнисто-карбонатно-вулканогенной формации фамена — турне, сопровождающиеся уникальными стратиформными рудными формациями. Эволюция магматизма среднепалеозойского цикла активизации видна на примере шовной зоны пояса (см. таблицу). Здесь вулкано-плутонические продукты ранней стадии представлены андезит-гранодиоритовой, средней — липарит-гранитной, поздней — трахибазальт-габбро-диабазовой сериями. При многообразии и пестроте состава вулкано-плутонических образований эволюция магматизма имела антидромный характер при гомодромном развитии отдельных формаций этого ряда с усилением контрастности и дифференциации от ранних к поздним производным. Еще более сложно развивался верхнепалеозойский магматоген, где только в Северо-Балхашском сегменте устанавливаются пять эффузивных формаций и семь интрузивных комплексов с последовательным нарастанием щелочности к концу цикла.

Указанные особенности пространственно-временной эволюции магматизма оказали профилирующее влияние на металлогению поясов.

В структуре Центрально-Казахстанского рудного пояса среднего палеозоя выделяются три этажа эшелонированных рудных формаций, образующих месторождения и рудопроявления грейзенового, скарнового, гидротермального, осадочно-вулканогенного и телетермального генетических типов поверхностных, близповерхностных, гипабиссальных и умеренно-глубинных условий формирования. Металлогенический профиль рудного пояса определяется формациями меди, полиметаллов, марганца, железа, золота, бария, бора, в меньшей мере — молибдена, вольфрама, редких и рассеянных элементов и флюорита.

Главные рудные формации во внешней зоне пояса: а) на ранней стадии — золоторудная убого-сульфидная, свинцовая; б) на средней стадии — золото-медно-серебряная и редкометальная; в) на поздней — медная, свинцово-цинковая слабо золотоносная и марганцевая. В целом металлогения внешней зоны пояса характеризуется уникальным оруденением третьего этажа, образующим непрерывный ряд родственных мезократовых рудных формаций стратиформного типа трехъярусного строения — марганцевой в основании, комплексных свинцово-цинковых атасуйского и миргалимсайского типов — в средней части и существенно медных — в верхней части разреза. Генетически эти формации связаны с контрастным базальтоидным магматизмом, финальным в истории развития пояса. В шовной зоне пояса представлены на ранней стадии золото-медно-турмалиновая формация в широтном сегменте и золото-сульфидная — в Жалаир-Найманском сегменте; на средней стадии — редкометально-вольфрам-молибден-висмутовая, золото-серебряная; на поздней стадии — стратиформные железо-марганцево-полиметаллическая, медная, баритовая. Во внутренней зоне интенсивно проявилась комплексная минерализация железо-марганцево-полиметаллической, барит-полиметаллической и медной формаций поздней стадии. Минерализация группируется в крупные рудные районы (см. таблицу).

В Джунгаро-Балхашском рудном поясе верхнего палеозоя наиболее

типичны медно-молибденовая, редкометальная, золотая, в меньшей мере — флюоритовая, полиметаллическая и свинцово-цинковая формации вулканогенной, плутоногенной и вулканогенно-плутоногенной групп. Минерализация ранней стадии включает бедные медно-молибденовые рудопроявления, а также скарновую золото-серебряную формацию в Северном Прибалхашье. Средняя стадия наиболее продуктивная. В ней представлены профилирующая в поясе порфировая медно-молибденовая слабо золотоносная, скарновая золото-медная, золото-медно-молибден-адуляровая, золото-полиметаллическая, золото-серебряно-редкометальная, золото-сурьмяно-ртутная и золото-сурьмяная формации. Третья стадия характеризуется грейзеновым оруденением акчатауского типа, золото-серебряной, свинцово-цинковой и флюоритовой формациями.

Посторогенный тип автономной активизации проявился в пределах срединных массивов при становлении Центрально-Казахстанского пояса в девоне и в Зайсанской складчатой области герцинид в пермо-триасе (см. фигуру). Последней отвечает формирование контрастного ряда магматических пород — жарминских щелочных гранитов, пестрого дайкового комплекса и вулкано-плутонической трахилипарит-трахибазальтовой формации семейтауского комплекса. С ними ассоциируют редкометально-редкоземельная, сурьмяная, золото-сурьмяная и ртутно-сурьмяная формации.

Группа отраженной активизации подразделена на три типа: первично-геосинклинальный, вторично-орогенный и повторной активизации. Металлогения областей (зон) отраженной активизации частично охарактеризована ранее (Щеглов, 1971, и др.). В Казахстане первично-геосинклинальный тип раннепалеозойской ($Cm — O_2$) отраженной активизации в связи с развитием Степняк-Бетпакдалинской геосинклинали сопровождался внедрением ультраосновной магмы перидотит-пироксенитовой (щучинский, улутауский комплексы) псевдостратифицированной перидотит-пироксенит-норитовой (златогорский комплекс), щелочно-ультраосновной (красномайский комплекс) и габбродиабазовой (коскуль-карсакпайский комплекс) формаций. Они сопровождаются минерализацией хризотил-асбеста, вермикулита и оруденением норильского типа в пределах Кокчетавского и Улутауского срединных массивов. Вторично-орогенная (ордовик — силур) отраженная активизация также реализовалась в пределах древних срединных массивов. Для нее свойственны магматические структуры типа линейных зон и куполов, сложенные диорит-гранодиоритовой (боксинский комплекс), гранитной (зерендинский комплекс) и сложно-дифференцированной щелочно-ультраосновной лейцит-базальтовой (ишимский комплекс) формациями. С ними ассоциирует ряд рудных формаций, среди которых наибольший интерес представляют золото-медно-висмут-мышьяковая с штокверковым оруденением васильковского типа. В Улутауском срединном массиве экзотична щелочная оливин-базальтовая формация диабаз-пикритового ряда (каратургайский комплекс), сопровождаемая убогой минерализацией норильского типа.

Особое место в рассматриваемой группе занимает впервые выделяемая повторная активизация, отраженная по форме, но автономная по существу. По времени она отвечает верхнепалеозойскому циклу автономной активизации в связи с развитием Джунгаро-Балхашского пояса и наиболее эффективно проявилась в пределах Центрально-Казахстанского пояса среднепалеозойской активизации. Здесь образовались четыре линейные зоны во внешней части (Ешкельмес-Коржункульская, Моинты-Бетпакдалинская, Каратауская и Кендыктас-Кастекская и ряд зон в шовной и внутренней частях пояса (Чингизская, Успенско-Баяна-

ульская, Караоба-Куртинская; см. фигуру). Эти резко наложенные структуры отнесены всеми исследователями к зонам отраженной активизации Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали. Для магматизма зон повторной активизации наиболее характерны малые интрузии повышенной щелочности — основности трещинного и кольцевого типов, для рудных формаций — исключительное разнообразие, пестрота и комплексность. Так, среди золотоносных формаций отмечены собственно золоторудная, золото-медная, золото-молибденовая, золото-серебряная, золото-сульфидно-редкометальная, золото-барит-полиметаллическая, золото-полиметаллическая, золото-медно-свинцовая, золото-сурьмяная, золото-барит-медная и др. Широко представлены полиметаллическая, сурьмяная, медная, медно-магнетитовая, редкометальная, медно-цеолитовая, скарново-ильменитовая формации. Наиболее типичны, определяющие металлогенический профиль, пятиэлементная, флюоритовая и комплексные фторсодержащие формации. Наиболее значительными представителями флюоритовой грейзеновой и гидротермальной формаций являются месторождения Солнечное и Таскайнар Южный. Рудные формации, как правило, накладываются на ранее сформированный металлогенический фон среднепалеозойского цикла. Так, в Каратауском срединном массиве в фамен-турнейской карбонатной формации, с полиметаллическими стратиформными рудами миргалимсайского типа, отмечается наложенное золото-серебряное оруденение верхнепалеозойского возраста. Интересной чертой проявления повторной активизации является параллельное развитие связанных с ней рудных формаций и финальных этапов оруденения среднепалеозойского вулкано-плутонического пояса.

Подводя итог изложенному, следует еще раз подчеркнуть, что автономной активизации свойственны преимущественно антидромный характер эволюции магматизма при местных усложнениях в связи с гетерогенностью и фрагментарностью субстрата, рост контрастности, щелочности и дифференцированности магмы на фоне прогрессирующего грабенообразования, специфическая металлогеническая и геохимическая направленность развития с последовательным повышением роли мезократовых или контрастных рядов рудных формаций. Комплексность и многометальность последних, частое сочетание в единых формациях антагонистических групп литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов, широкое проявление турмалиновой минерализации в первом цикле, пятиэлементной и флюоритовой—во втором принципиально отличают металлогению структур автономной активизации среднего — верхнего палеозоя от геосинклинально-орогенной. Металлогения областей (зон) отраженной палеозойской активизации несет черты как геосинклинального, так и платформенного типов.

Литература

Абдулкабирова М. А., Анкинович О. С., Гришин В. М. и др. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.

Глоба В. А. Геотектоническое положение золотого оруденения северо-западной части Центрального Казахстана.— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений золота Казахстана. Алма-Ата, 1973.

Есенов Ш. Е., Каюпов А. К., Ли В. Г., Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А. Основные черты металлогении Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. «Наука», 1970.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. Изд-во МГУ, 1961.
Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. «Наука», 1970.
Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1951, 1952, вып. 14, 15.
Михайлов Н. П., Тащинина М. В., Перекалина Т. В. Принципы классификации магматических формаций Казахстана.— В кн.: Магматизм и метаморфические образования Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1968.
Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана.— В кн.: Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата, 1959.
Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. «Недра», 1965.
Тектоника Евразии. «Наука», 1966.
Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Изд-во Томск. ун-та, 1972.
Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.
Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии. «Наука», 1964.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.
Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970.

Н. Я. Ященко, В. И. Серых

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Позднегерцинские интрузивы, расположенные в консолидированных каледонских структурах, обычно вытянуты в виде цепочек, образуя узкие линейные зоны. Выделяются пять зон (см. фигуру): Баянаул-Кызылтауская (интрузивы: Баянаульский, Жаманаульский, Найзатасский, Желтауский, Беркутинский, Восточно-Кызылтауский, Тузский), Тлеумбетская (Тлеумбетский и др.), Койтасская (Большой Койтас и др.), Кызылтас-Таятханская (Аиртас, Кызылтас-4, Таятхан, Шунак и др.) и Южно-Чингизская (Сарышокы, Каракойтас и др.).

Первые три зоны приурочены к району, где герцинские складчатые сооружения Иртыш-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской геосинклиналей разделены минимальной по ширине полосой каледонид, последние две — к западной и северо-восточной периферии Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Возможно, что к Кызылтас-Таятханской зоне принадлежат также массивы Караоба и Куу, но противоречивость данных об их возрасте пока не позволяет решить этот вопрос.

Интрузивы указанных зон ранее относились к девону, карбону, частично к перми и обычно связывались с поздним этапом развития каледонской или герцинской геосинклинали. Однако результаты работ последних лет и, в первую очередь, данные абсолютной геохронологии свидетельствуют о том, что все они близки по возрасту (конец перми, пермо-триас), а от интрузивов позднего этапа герцинид существенно отличаются в петрогеохимическом и металлогеническом отношениях. Формирование интрузивов происходило в каледонских структурах, нередко на значительном

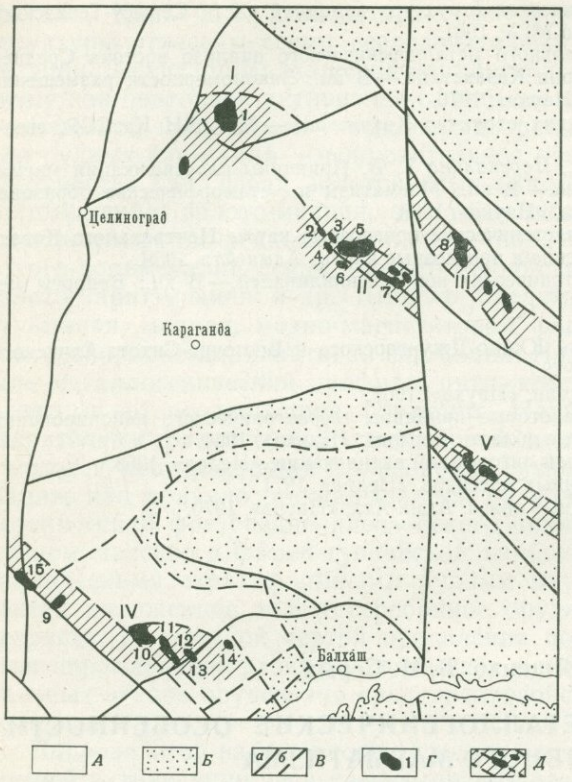


Схема размещения позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана

А — область распространения каледонид;
Б — герцинские геосинклинальные зоны;
В — глубинные разломы:
а — первого порядка,
б — второго и третьего порядка;
Г — интрузивные массивы:
1 — Большой Койтас,
2 — Беркутинский,
3 — Желтауский,
4 — Найзатасский,
5 — Баянаул-Жаманаульский,
6 — Тузский,
7 — Восточно-Кызылтауский,
8 — Тлеумбетский,
9 — Косшокы,
10 — Таятхан,
11 — Шунак,
12 — Кызылтас-4,
13 — Аиртас,
14 — Сарыоба,
15 — Куу;
Д — зоны активизации:
I — Койтасская,
II — Баянаул-Кызылтауская,
III — Треумбетская,
IV — Кызылтас-Таятханская,
V — Южно-Чингизская

удалении от герцинид. К этому моменту каледониды прошли геосинклинальную, орогенную и посторогенную стадии и уже, начиная с франа, вступили в платформенное развитие, фиксируемое накоплением в наложенных мульдах маломощных отложений, вначале карбонатно-терригенных (фран), затем — карбонатных и углисто-кремнистых (фамен — нижний карбон), фациально весьма выдержанных по всей площади каледонид Центрального Казахстана.

Все эти особенности рассматриваемых интрузивов свидетельствуют о том, что их становление связано с самостоятельными расплавами, генерирующимися в недрах активизированной эпикаледонской платформы. Судя по определениям абсолютного возраста, активизация каледонид в Казахстане близка по времени к концу нового геосинклинального цикла. В данном случае она, вероятно, связана с субсеквентным периодом герцинского цикла.

Области активизации в виде линейно вытянутых зон проявлялись в тектоническом отношении глубинными расколами II и III порядков (гравитационные ступени, затухающие в «базальтовом» и «гранито-метаморфических» слоях). Они являются оперяющими к глубинным разломам I порядка: Баянаул-Кызылтауская, Южно-Чингизская (и, вероятно, Тлеумбетская) — к Центрально-Казахстанскому, Кызылтас-Таятханская — к Бектауатинскому. Разломы контролируют форму интрузивов. Они, как правило, вытянуты вдоль зон и имеют повышенные глубины залегания нижней кромки (5—11 *км*, максимальная глубина характерна для Жаманаул-Баянаульского плутона).

Абсолютный возраст интрузивных пород из зон активизации, особенно из Баянаул-Кызылтауской зоны (табл. 1), охватывает конец перми —

Таблица 1

Абсолютный возраст биотитов гранитоидов некоторых интрузивов позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана (Ar—K метод)

Интрузив	Абсолютный возраст, млн. лет	Литературный источник
Баянаульский	236, 244	А. И. Иванов, 1967
	256, 260, 264, 266, 266	Н. Ф. Аникеева и др., 1970
	238, 243, 244,244, 246, 248, 258, 262, 263, 264, 265, 266	Н. Я. Ященко, А. А. Ляпичева
Жаманаульский	223, 223, 250	А. И. Иванов, 1967;
	252, 268	Н. Ф. Аникеева и др., 1970
	238, 241, 249	Н. Я. Ященко, А. А. Ляпи-
	255, 257, 260	чева
Найзатасский	246, 250, 252, 263	Там же
Желтауский	254, 270	»
Большой Қойтас	250 *	»
Қызылтас-4	240 *	С. В. Ефремова, 1962
Таятхан	280 *	»
Шунак	252 *	»
Сарыоба **	240, 248, 268	»

* Определения по калиевому полевому шпату.
** Пробы В. И. Серых, определения Я. С. Волкова.

начало триаса (Ященко, Ляпичева, 1971). Видимо, этим интервалом и следует датировать интрузивы зон активизации, хотя не исключается их верхнепермский возраст.

Большинство интрузивов — многофазные сложно дифференцированные образования (Баянаул-Жаманаульский плутон, Тлеумбет, Таятхан, Қызылтас-4, Аиртас и др.). Ранние фазы обычно представлены субщелочными и щелочными гранитоидами — сиенит-диоритами, граносиенитами, щелочными гранитами. В Баянаул-Жаманаульском плутоне к ранним образованиям относятся также нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и нордмаркиты, образующие в северо-западной части плутона небольшие изометричные или дайкообразные тела. В поздние фазы формируются субщелочные граниты, щелочные аляскиты и аляскиты.

Количественно-минеральный состав (табл. 2), соотношение альбитовой и ортоклазовой составляющей калишпатов (табл. 3) позволяют относить породы к субщелочным и щелочным гранитоидам, формировавшимся из высокотемпературных расплавов. Отличительной особенностью их, по сравнению с орогенными гранитоидами каледонид и герцинид, являются высокие содержания калишпат-пертита, низкие — плагиоклаза, присутствие щелочных амфиболов и пироксенов. Щелочные сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты и аляскиты, содержащие один полевой шпат — калишпат-перит с 40—60% альбита — можно отнести к группе «гиперсольвус» гранитов (Tuttle, Bowen, 1958), кристаллизующихся при температурах выше 660°. Субщелочные граниты — двуполевошпатовые, но с небольшим количеством плагиоклаза (меньше 15%), пертит в них содержит 40—50% альбита, что позволяет относить их к высокотемпературным «субсольвус» гранитам. В граносиенитах и сиенит-диоритах альбитовая составляющая калишпатов — около 35—40%, что также указывает на высокую температуру кристаллизации (в гранодиоритах и лейкократовых гранитах орогенной формации калишпаты содержат около 15—25% альбита).

Таблица 2

Количественно-минеральный состав гранитоидов позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана (в объемн. %)

Массив	Число шлифов	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Рибекит (эгирин)
			Щелочные сиениты, нордмаркиты				
Беркутинский	15	—	90,9	2,9	—	—	6,2**
			Щелочные граниты				
Тлеумбетский *	9	3,8	68,8	23,8	—	—	3,6
»		14,0	44,3	33,6	—	—	8,1
			Граносиениты, сиенит-диориты				
Жаманаульский	27	28,2	44,2	24,1	2,9	0,6	—
Найзатасский	25	40,6	33,5	20,2	5,2	0,5	—
Желтауский	9	32,0	43,8	20,0	3,2	1,0	—
Тузский	6	37,0	39,6	19,0	3,5	0 9	—
			Субщелочные граниты				
Баянаульский	16	12,4	63,0	23,3	1,3	2,0	—
Сарыоба	27	8,9	61,4	28,9	0,8	—	—
			Щелочные аляскиты				
Шунак	35	0,1	65,4	33,4	—	—	1,1
Таятхан ***	5	—	64,7	35,0	—	—	0,3
Косшоки	5	2,6	64,6	31,6	—	—	1,2
Кызылтас-4	5	—	62,9	36,6	0,2	—	0,3
Аиртас	3	—	65,7	33,3	—	—	1,0
Большой Койтас	8	—	58,6	40,6	—	—	0,8
Восточно-Кызылтауский	9	—	64,0	35,3	0,2	—	0,5
Тлеумбетский	6	—	62,7	36,6	0,2	—	0,8

* Данные В. И. Казарина, В. М. Серегина (1969).

** Гастингсит.

*** Количественные минеральные подсчеты и химические анализы (см. табл. 4) по интрузивам Таятхан, Кызылтас-4, Аиртас предоставлены авторам М. В. Минцем.

Таким образом, гранитоиды зон активизации формировались из высокотемпературных расплавов несколько повышенной щелочности (индекс Пикока 44), причем наряду с натрием заметную роль играет калий, особенно в сравнении с гранитоидами орогенных и посторогенной формаций каледонид (табл. 4). K_2O в сиенит-диоритах 4,1—5%, в граносиенитах — 4,7—5,3%, в субщелочных гранитах 4,7—5,4%, в щелочных гранитах — 4,8—5,5%, в щелочных сиенитах — 5—6%. Наиболее калиевыми являются самые молодые породы — дайки щелочных аляскит-порфиров, прорывающие субщелочные граниты Баянаульского массива; они содержат 6—8% K_2O при 3—3,5% Na_2O. Только в щелочных аляскитах некоторых массивов Кызылтас-Таятханской зоны заметно выше содержания натрия по сравнению с субщелочными гранитами этой зоны (массивы Шунак, Таятхан, Кызылтас-4, Аиртас): Na_2O — в щелочных аляскитах — 4—4,5%, в субщелочных гранитах — 3,5—3,8%, при этом содержания K_2O сохраняются на уровне 4,3—4,8% (исключение составляет массив Шунак).

Можно отметить некоторые особенности в распределении других петрогенных элементов. К ним относятся высокая железистость гранитоидов, повышенные содержания титана (по сравнению с близкими по содержаниям SiO_2 гранитоидами орогенных формаций) и связанные с этим

Таблица 3

Состав кали-натровых полевых шпатов гранитоидов позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана

Массив	Данные химического анализа		Рентгеноструктурный анализ			
	Or	*Ab*	*Or*	*Ab+An*	*Mf*	Δp
Нордмаркиты						
Беркутинский	46	54	38	62	40	0,69
»	56	44	54	46	40	0,68
»	51	49	—	—	—	—
Субщелочные граниты						
Баянаульский	54	46	56	44	50	0,69
»	56	44	—	—	—	—
»	62	38	60	40	50	0,75
»	49	51	—	—	—	—
Жаманаульский	58	42	56	44	50	0,72
Сарыоба	46	52	45	55	45	0,85
»	50	48	52	48	100	
»	45	51	46	54	50	0,8
»	51	47	52	48	100	
Щелочные аляскиты						
Шунак	40	58	41	59	35	0,8
»	42	56	48	52	20	0,8
»	39	60	46	54	30	0,95
»	44	55	—	—	—	—
Граносиениты						
Жаманаульский	61	39	62	38	100	0
»	66	34	—	—	—	—
Сиенит-диориты						
»	65	35	64	36	50	0,83
»	61	39	—	—	—	—
Найзатасский	60	40	60	40	50	0,5
»	68	32	—	—	—	—
Орогенные гранитоиды						
Лейкократовые граниты	76	24	—	—	30—50	0,7—0,9
Гранодиориты	79	21	—	—	50—100	0,7—0,9

Примечание. *Mf* — моноклинная фаза калиевой фазы, отн. %; Δp — степень триклинности. Определения выполнены в Центральной химической лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления.

высокие содержания сфена (табл. 5). Высокая железистость гранитоидов обусловлена как относительно низкими содержаниями магния, так и несколько более высокими содержаниями железа, при этом заметную роль играет окисное железо; в среднем окисного и закисного железа примерно поровну, иногда окисное преобладает. Исключение составляют щелочные аляскиты Кызылтас-Таятханской зоны, отличающиеся низкими содержаниями титана и заметным преобладанием закисного железа над окисным.

В тесной связи с петрохимическими особенностями состава находится концентрация ряда редких элементов, в частности циркония, ниобия, тантала, церия, лантана, иттрия, иттербия, бериллия. Эти элементы

Таблица 4

Химический состав гранитоидов позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана (в вес. %)

Массив	Число анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	Сумма
Щелочные сиениты, нордмаркиты														
Беркутинский	3	64,26	0,56	15,62	2,45	3,15	0,13	0,47	1,27	5,81	5,64	0,058	0,27	99,69
Найзатасский	2	65,44	0,75	16,37	2,06	1,53	0,11	0,41	1,72	5,00	5,85	0,160	0,11	99,52
Щелочные граниты														
Тлеумбетский*	4	69,0	0,46	15,27	2,30	1,20	0,25	0,40	1,10	5,00	5,15	0,088	—	100,22
»	7	73,0	0,38	13,30	2,03	1,26	0,23	0,21	0,89	4 60	4.90	0,045	—	100,84
Граносиениты, сиенит-диориты														
Жаманаульский	9	69,18	0,53	14,36	2,21	1,73	0,063	0,66	1,82	3,91	4,68	0,164	—	99,30
Найзатасский	8	66,52	0,83	15,04	2,17	2,20	0,08	1,08	1,94	4,13	4,67	0,240	0,67	99,57
Желтауский	3	67,90	0,62	14,89	1,98	2,25	0,05	0,71	1,99	4,23	4,60	0,190	—	99,41
Тузский	2	65,66	0,75	15,19	2,90	1,72	0,11	1,48	2,48	3,90	4,60	—	0,95	99,74
Субщелочные граниты														
Баянаульский	6	72,84	0,33	13,69	1,41	1,43	0,06	0,37	1,01	3,75	4,90	0,046	0,05	99,89
Жаманаульский	1	73,22	0,35	13,82	1,24	0,79	0,05	0,46	0,82	3,90	5,05	0,060	0,17	99,93
Сарыоба	9	72,59	0,26	14,30	1,12	1,28	0,05	0,48	0,72	3,76	4,80	0,041	0,19	99,59
Щелочные аляскиты														
Шунак	14	75,91	0,11	12,16	0,91	1,67	0,04	0,14	0,44	4,46	3,83	0,012	0,15	99,83
Таятхан	3	77,26	0,02	11,58	0,12	1,22	сл.	0,08	0,46	4,30	4,36	—	0,05	99,45
Косшоки	4	76,45	0,06	12,03	0,75	1,79	0,04	0,12	0,43	3,90	4,42	0,025	—	100,01
Кызылтас-4	1	75,74	0,12	11,19	0,54	1,87	0,06	0,19	0,58	4,10	4,70	—	0,13	99,22
Аиртас	1	76,49	0,15	11,37	0,54	1,51	0,07	0,38	0,58	4,30	4,30	—	0,18	99,87
Большой Койтас	5	75,76	0,34	12,11	1,81	1,02	0,05	0,27	0,39	3,72	4,56	—	0,14	100,17
Восточно-Кызылтауский	3	75,01	0,25	12,05	2,01	0,82	0,05	0,18	0,32	3,91	4,78	—	0,13	99,51

* Данные В. И. Казарина, В. М. Серегина (1969). Анализы выполнены в Центральной лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления.

9 Заказ № 4351

Таблица 5

Содержания акцессорных минералов в гранитоидах позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана (в *г/т*)

Массив	Число проб	Апатит	Магнетит	Сфен	Ильменит	Циркон	Малакон	Торит	Ортит	Флюорит	Гематит	Пирит
					Щелочные сиениты, нордмаркиты							
Беркутинский	5	23	3672	85,7	7300	2490	+	0—140	0—25	60,0	0—510	0—4,7
					Граносиениты, сиенит-диориты							
Жаманаульский	4	253	16700	7787	0—39	144	—	0—43	—	53,0	63—340	—
Найзатасский	8	589	20351	14448	—	260	—	0—152	—	51,7	0—13100	0—278
Желтауский	3	275	13700	3674	—	272	—	—	—	—	—	0—69
					Субщелочные граниты							
Баянаульский	4	50	8220	4270	—	69—201	—	31	60	685	0—930	0,5—13
Сарыоба	9	177	6270	2978	733	272	2	11	2	809	798	1
					Щелочные аляскиты							
Шунак	9	3	1921	28	5	75	572	13	3	231	856	2

В отдельных пробах присутствуют в весовых количествах и в знаках; рутил, барит, вульфенит, гранат, галенит, корунд, лейкоксен, анатаз, бастнезит, монацит, лимонит, малахит, муассанит, сфалерит, сидерит, топаз, халькопирит, цералит, эвксенит, ярозит, колумбит, молибденит, висмутин, касситерит, турмалин, ксенотим, паризит, окислы марганца.

Таблица 6

Средние содержания редких элементов в гранитоидах позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана, *г/т*
(данные химического и полуколичественного спектрального анализа)

Массив	Число проб	Rb	Pb	Th	U	Mo	Be	Nb	Li	F	Zr	La	Ce	Y	Yb
Щелочные сиениты, нордмаркиты															
Беркутинский	6	165	18,4	17,9	1,1	1,9	13,5(27)	105(46)	—	—	460(19)	76—178(46)	294(27)	123(46)	13,5(46)
Граносиениты, сиенит-диориты															
Найзатасский	8	107	19,5	12,6	0,9	1,4	1,3(23)	14(19)	—	—	440(23)	122(23)	100—240(23)	49(23)	4,9(23)
Жаманаульский	9	180	20,0	13,0	1,5	1,9	2,4(32)	37(32)	—	—	150(32)	103.4(32)	136(32)	48,1(32)	5,7(32)
Желтауский	3	114	28,3	12,5	1,2	1,7	1,5(20)	28(20)	—	—	230(20)	105(20)	153(20)	55(20)	5,7(20)
Субщелочные граниты															
Баянаульский	6	159	18,0	14,7	1,7	1,9	3,7(30)	39(30)	—	—	148(30)	70(30)	122(30)	39,2(30)	4,7(30)
Сарыоба	9	253	30,7	3,1	1,7	1,7	4,9	34	17	600	—	—	—	—	—
Щелочные аляскиты															
Шунак, I фаза	10	154	21	16,5	1,6	1,3	3,5	24	11	630	—	—	—	—	—
Шунак, II фаза	10	209	20	—	—	2,1	4,3	32	24	1245	—	—	—	—	—
Восточно-Кызылтауский	3	147	34	11	1,8	1,8	3,7(50)	234(50)	—	—	336(50)	48,5(50)	79(50)	38(50)	3,8(50)
Тлеумбетский	2	161	50	30	3,2	1,1	3,3(24)	120—240(24)	—	—	380(24)	100—260(24)	158—360(29)	39(29)	4,3—7,2(29)
Гранитоиды орогенной формации															
Гранодиориты	20	92	21	15	0,8	1,4	1,0	<0,6(39)	—	—	80(39)	31(39)	<10	13,8(39)	1,5(39)
Лейкократовые граниты	14	196	17	21,6	1,7	1,6	1,0	10,1(84)	—	—	52,9(84)	49,8(84)	<10	14,7(34)	1,9(84)

Примечание. Цифры перед скобками — данные полуколичественного спектрального анализа, в скобках — число проб; анализы выполнены в Центральной лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления.

содержатся в повышенных количествах в гранитоидах зон активизации (табл. 6). Сразу подчеркнем, что это не специализация в широко принятом понимании (повышенные содержания редких элементов в одних породах по сравнению с аналогичными по химическому составу другими породами). Это вполне объяснимые взаимосвязанные явления — поведение редких элементов в значительной степени обусловлено поведением петрогенных элементов (и в магматическую стадию, и в постмагматическую). Остановимся несколько подробнее на этих взаимосвязях и геохимических особенностях пород в целом.

Все члены формации отличаются высокими содержаниями циркония (см. табл. 6), но его распределение является достаточно сложным, обнаруживая зависимость от многих особенностей состава пород. Так, в сиенит-диоритах циркония больше, чем в граносиенитах (440 и 230 *г/т*), в щелочных гранитах больше, чем в щелочных аляскитах, а в последних больше, чем в гранитах (740, 380, 148 *г/т*). В сиенит-гранодиоритах, щелочных гранитах цирконий связан прямой корреляционной зависимостью, близкой к линейной, с трехвалентным железом ($r_{Zr-Fe_2O_3}=0{,}70:0{,}87$) [1], с кальцием или анортитовой составляющей плагиоклаза ($r_{Zr-CaO}=0{,}55$), обратной — с алюминием ($r_{Zr-Al_2O_3}=-0{,}74$) и прямой — с коэффициентом агпаитности ($r_{Zr-Ka}=0{,}69$). В субщелочных гранитах содержания циркония зависят от содержаний кремнезема ($r_{Zr-SiO_2}=0{,}89$), алюминия ($r_{Zr-Al_2O_3}=-0{,}91$).

Содержания ниобия определяются сочетанием таких особенностей химического состава пород, как кислотность и щелочность. В щелочных аляскитах ниобия больше, чем в щелочных сиенитах (Тлеумбетский и Беркутинский массивы), в последних больше ниобия, чем в субщелочных гранитах (Баянаульский массив)[2]. В щелочных гранитах содержания ниобия и циркония связаны между собой прямой корреляционной зависимостью ($r_{Zr-Nb}=0{,}84$); так же как и для циркония, для ниобия характерна прямая связь, близкая к линейной, с трехвалентным железом ($r_{Nb-Fe_2O_3}=0{,}95$), с коэффициентом агпаитности ($r_{Nb-Ka}=0{,}81$), обратная — с алюминием ($r_{Nb-Al_2O_3}=-0{,}82$). Во многом сходно с ниобием поведение тантала ($r_{Ta-Nb}=0{,}78$, $r_{Ta-Fe_2O_3}=0{,}81$, $r_{Ta-Ka}=0{,}77$, $r_{Ta-Al_2O_3}=-0{,}90$).

Повышенные содержания редкоземельных элементов — одна из наиболее ярковыраженных особенностй гранитоидов зон активизации (см. табл. 6), при этом наиболее высокие концентрации редких земель характерны для гранитоидов с максимальными содержаниями кальция и в некоторой степени калия — это сиенит-диориты (2% CaO, 4,6% K_2O) и щелочные сиениты (1,3% CaO и 5,6% K_2O). В граносиенитах содержания церия связаны прямой корреляционной зависимостью с содержаниями кальция, двух- и трехвалентного железа, в субщелочных гранитах церий связан прямой зависимостью с кальцием, характеристиками C и α (анортитовая составляющая плагиоклаза) — $r_{Ce-CaO}=0{,}69$, $r_{Ce-C}=0{,}83$, $r_{Ce-\alpha}=0{,}80$. Поведение других лантаноидов и натрия в общих чертах близко к поведению церия.

Несколько слов о бериллии. Содержания его повышаются в ряду сиенит-диорит — граносиенит — субщелочной гранит — щелочной аляскит — щелочной гранит — нордмаркит. При камерной дифференциации нордмаркитов содержание бериллия примерно в 2 раза повышается в жильных нордмаркитах и в 4 раза — в пегматитах.

[1] Здесь и во всех последующих случаях вычислялись оценки коэффициентов корреляции редких элементов со всеми петрогенными элементами. В статье приводятся только статистически значимые оценки.

[2] Сравнение проводится только по результатам полуколичественного спектрального анализа, так как эти цифры являются преобладающими (см. табл. 6).

С субщелочными гранитами известны пегматиты и грейзены. В западном экзоконтакте Баянаульского массива в пегматитовых телах отмечаются значительные концентрации ниобия, тантала, редких земель (цериевая группа), представленные пирохлором, колумбитом, ортитом, в грейзенах обнаружен фергюсонит.

Таким образом, геохимические и металлогенические особенности гранитоидов — взаимосвязанные явления. Наиболее высокие концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель связаны с позднемагматическим и постмагматическим этапами становления щелочных и субщелочных гранитоидов. Объем собственно щелочных гранитоидов невелик. В свое время В. К. Монич (1957) объяснял генезис щелочных сиенитов Баянаульского района дифференциацией щелочно-гранитной магмы, наиболее резко проявляющейся «по периферии крупных магматических очагов», и взаимодействием этой магмы с «вмещающими порфиритами и известковистыми песчаниками». По нашим представлениям, основным процессом является дифференциация гранитоидных расплавов несколько повышенной щелочности, при этом ведущую роль играет «плагиоклазовый эффект» Бауэна (Шинкарев, 1970), при котором в результате отсадки кальциевых силикатов и алюмосиликатов остаточный расплав резко обогащается щелочами.

Литература

Аникеева Н. Ф., Бескин С. М., Смертенко В. М. К вопросу о возрасте Баянаульского, Жаманаульского и Каркаралинского гранитоидных массивов в Центральном Казахстане.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. «Наука», 1970.

Ефремова С. В. Об интрузивах щелочных (рибекитовых) гранитов Бетпакдала (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.

Иванов А. И. Абсолютный возраст гранитоидов Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 5.

Казарин В. И., Серегин В. М. О связи бериллиевой минерализации со щелочными гранитами.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.

Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. «Недра», 1970.

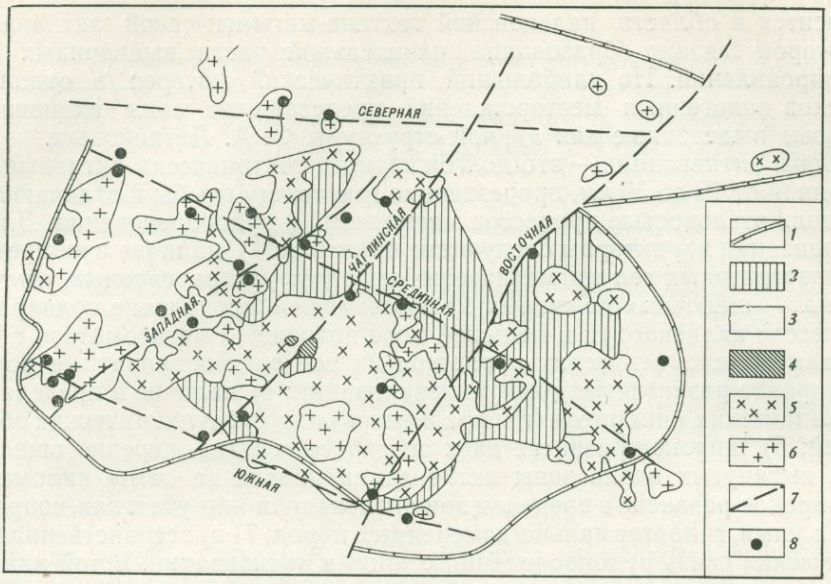
Ященко Н. Я., Ляпичева А. А. Датирование гранитоидных комплексов Баянаульского района по данным геохронологических и геологических исследований.— В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O.— Geol. Soc. Amer., Memoir 74, 1958.

Ф. А. Летников, Ю. М. Зорин, А. А. Заячковский

РОЛЬ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЕ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Кокчетавская глыба представляет собой субплатформенную докембрийскую структуру среди обрамляющих ее завершенных и незавершенных каледонид, интрудирована аномально большими массами гранитоидов и отчетливо ограничена глубинными разломами. Поверхность мантии опущена до глубин 48—50 *км* при значительно увеличенной мощности



Фиг. 1. Схема размещения рудопроявлений на площади Кокчетавской глыбы

1 — границы глыбы;
2 — породы амфиболовой фации;
3 — породы фации зеленых сланцев;
4 — кварцевые сиениты средних глубин;
5 — гранодиориты, биотитовые граниты;
6 — лейкократовые и колумбитоносные граниты;
7 — зоны активизации;
8 — рудопроявления

«базальтового» слоя, достигающей максимальной для Казахстана величины порядка 35 *км*. Мощность «гранитного» слоя 15 *км* (Андреев и др., 1966).

Глыба сложена докембрийскими метаморфическими породами, которые отчетливо разделяются на две толщи. Наиболее мощной является нижняя, представленная раннедокембрийскими метаморфическими породами амфиболитовой и реже, ретроградно измененной, гранулитовой фацией, среди них широко развиты эклогиты. По схеме О. М. Розена (1969) эта толща относится к зерендинской серии, породы которой занимают центральную часть глыбы с асимметричным смещением к ее восточной и южной частям (фиг. 1). Верхняя толща сложена позднедокембрийскими породами фации зеленых сланцев (и более низких ступеней метаморфизма) и, по представлениям авторов, относится к субплатформенным отложениям верхнего структурного яруса, образовавшимся, по всей вероятности, в рифейское время. Об этом свидетельствуют следующие факты: незональный характер метаморфизма, разновозрастность пород нижнего и верхнего ярусов (Розен, 1969), резко выраженное отличие в фациальном облике пород и др. Более того, как было показано ранее (Летников, 1975), для этих толщ характерна различная геохимическая специализация в отношении широкой гаммы рудных элементов.

Из магматических пород на глыбе наиболее развиты гранитоиды, которые разделяются на пять комплексов: боксинский (ордовик) — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; зерендинский (ордовик — силур) — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; балакшинский (девон) — биотитовые граниты, аляскиты; золотоношский (девон) — биотитовые граниты, аляскиты; еленовский (верхний девон (?)) — кварцевые сиениты и граносиениты. Потенциально рудоносны только гранитоиды еленовского и золотоношского комплексов. Кокчетавская глыба

относится к области каледонской тектоно-магматической активизации, с которой связано образование значительной части выявленных здесь рудопроявлений. Но наибольший практический интерес в отношении поисков эндогенных месторождений представляют зоны активизации, впервые выделенные для данной структуры Ф. А. Летниковым.

Зоны активизации — это долгоживущие, тектонически активные зоны шириной от 10 до 30 *км*, прорезающие всю толщу глыбы и отличающиеся продолжительностью процессов магматизма и рудообразования. Для зон активизации характерны следующие признаки: 1) наличие в их пределах разновозрастных тел магматических пород от ультраосновных, ультраосновных — щелочных до кислых; 2) повсеместное проявление полихронных процессов калиевого (и в меньшей мере натрового) метасоматоза с наложением метасоматических процессов на все алюмосиликатные породы; 3) широкое развитие фторной минерализации; 4) наличие в пределах зон вулканических аппаратов (их фрагментов) или субвулканических образований; 5) широкое развитие даек основного состава, нередко ощелоченных, вытянутых вдоль зоны активизации иногда на сотни километров; 6) широкое развитие в пределах зон активизации или участках, сопряженных с ними, гидротермально измененных пород; 7) пространственная и генетическая связь рудопроявлений с зонами активизации. В той или иной мере все перечисленные черты присущи всем зонам активизации на глыбе, но в некоторых случаях отдельные признаки проявлены четче, а другие затушевываются, что определяется особенностями заложения и существования зоны, эрозионным срезом и т. д. Роль зоны активизации при формировании рудопроявлений определяется ее длительным существованием, что предопределило стабильность потока растворов, имеющих более глубинный источник (трансмагматические растворы по Д. С. Коржинскому), а также теплового потока по зоне, создавших условия термостатирования, благоприятные для широкого развития метасоматических процессов, с которыми связано появление большинства рудопроявлений. Стабильность теплового потока и реализация режима термостатирования в зоне активизации имеет решающее значение для возникновения и закономерного развития потенциально рудоносных гидротермальных систем (Летников, Нарсеев, 1971). Каждая такая система в благоприятных квазистатических условиях, существовавших весьма долго, реализуется в виде конкретного рудопроявления, приуроченного к зоне активизации. В этом отношении зоны активизации играют главную роль.

Выделяемые нами зоны активизации фиксируются главным образом на основании региональных петролого-геохимических исследований, поскольку они не являются глубинными разломами в общепринятом понимании этого термина, а границы зон отбиваются по степени проявления метасоматических процессов. Более того, из имеющихся геологических данных следует, что фиксируемые в пределах зон активизации разломы с сопровождавшими их милонитами и бластомилонитами зачастую являются более поздними по отношению к эндогенным процессам, протекавшим в этих зонах. Это относится и к подавляющей части даек основного состава, которые формировались на самых заключительных этапах, после массового проявления калиевого метасоматоза и локального палингенеза (табл. 1). Иными словами, создается впечатление, что широкое развитие метасоматических процессов в пределах зоны активизации, при ее существенной гетерогенности по составу, приводит к снижению прочности такой линейной структуры в целом и обусловливает развитие сетки разрывных нарушений в метасоматически переработанных породах. Вследствие этого разломы и разрывные нарушения в пределах зон активизации зачастую не несут рудной минерализации, поскольку формиру-

Таблица 1

Характер эндогенных процессов в зонах активизации

	Глубинная часть зоны активизации (по *P—T* условиям амфиболитовая или эпидот-амфиболовая фации)	Приповерхностная часть зоны активизации (по *P—T* условиям зеленосланцевая фация)
Метасоматические процессы (в порядке проявления)	Калишпатизация, биотитизация (амфиболизация), мусковитизация	Серицитизация, хлоритизация, окварцевание
Магматические образования	Ультраосновные — щелочные породы, карбонатиты, палингенные аляскиты и лейкократовые граниты, пегматиты	Дайки пород основного состава (нередко ощелоченных), граносиениты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, магматические апограниты
Рудопроявления	Зоны высокотемпературных калишпат-биотитовых метасоматитов с редкометальной минерализацией; карбонатиты с апатитом, флогопитом и редкометальной минерализацией	Золотые и полиметаллические рудопроявления в зонах метасоматитов; оловянная и редкометальная минерализация в апогранитах, гранитоидах и эффузивных комагматах

ются после метасоматического этапа, который знаменуется перераспределением больших масс рудного вещества.

Наиболее характерной чертой эндогенных процессов в зонах активизации является превалирующее значение флюидного режима такой зоны в формировании пород и руд. Метасоматическому воздействию подвергаются все алюмосиликатные породы, когда независимо от исходного состава конечные продукты преобразования идентичны. Так, в срединной зоне активизации (см. фиг. 1) на расстоянии около 60 *км* и ширине полосы в несколько километров от оз. Кумды-Куль до оз. Кулет все алюмосиликатные породы подверглись интенсивной мусковитизации вплоть до формирования почти мономинеральных мусковитовых пород. При этом если гнейсы и сланцы переработаны нацело без сохранения реликтов, то тела эклогитов, гранулитов и амфиболитов сохраняются в виде реликтов. Особенно отчетливо прослеживаются стадии преобразования эклогитов (табл. 2).

Таблица 2

Парагенезисы метасоматического замещения эклогитов

Парагенезисы	*Пир* + *Гр* (эклогит)	*Би*(± *Амф*) + *Гр* (биотит-гранатовый сланец)	*Мус* + *Би* + *Гр* (мусковит-биотит-гранатовый сланец)	*Мус* + *Гр* (мусковит-гранатовый сланец)
Реакционные замещения в парагенезисе	*Би*→*Пир* *Амф*→*Пир*	*Би*→*Амф* *Мус*→*Би*	*Мус*→*Би* *Мус*→*Гр*	*Мус*→*Гр*

Примечание. *Пир*—пироксены, *Гр*—гранат, *Би*—биотит, *Амф*—амфибол, *Мус*—мусковит.

Конечный продукт метасоматического замещения эклогитов — мусковит-альмандиновый сланец, в то время как гнейсы и сланцы превращаются в почти мономинеральные мусковитовые сланцы, которые ранее ошибочно относили к жолдыбайской свите. Поскольку исходный эклогит подвергается глубокому преобразованию, это приводит к появлению в метасоматитах жил магнетита, обогащенного хромом, с прожилками актинолита и эпидота, которые иногда замещаются хлоритом, что характерно для всей зоны активизации (Перчук, Летников и др., 1969).

Как известно, эклогиты Кокчетавской глыбы алмазоносны. До сих пор отмечалось несоответствие между сравнительно небольшими объемами

алмазоносных эклогитов в зонах активизации и обилием алмазов в рыхлых отложениях, окаймлявших область сноса. Если же учесть, что в настоящее время мы наблюдаем реликты некогда мощных эклогитовых тел, размеры которых можем реставрировать по границам развития мусковит-альмандиновых сланцев, то вполне правомерна постановка работ по ревизии этих сланцев на наличие алмазов, поскольку последние вполне устойчивы в условиях калиевого метасоматоза. В этом плане область сноса алмазов возрастает многократно, увеличивая перспективы данной территории.

Интенсивное метасоматическое изменение пород в зоне активизации приводит к мобилизации и переотложению больших масс рудного вещества, что, в частности, проявляется в формировании золотых рудопроявлений в породах фации зеленых сланцев на периферических частях зоны активизации (вкрест ее простирания).

Еще в большей мере сказывается влияние флюидного режима зоны активизации на характер метасоматических процессов в магматических телах, эволюционирующих в зонах активизации. Независимо от возраста и состояния этих тел в них фиксируется единый тип метасоматических процессов, хотя в одних случаях происходило преобразование твердых пород, а в других — гранитизация гранитоидных расплавов (Летников, 1975). Если сравнить расположенные в Срединной зоне активизации Барчинский и Красномайский массивы ультраосновных — щелочных пород, с одной стороны, и гранитоидные — с другой, то очевидна синхронность проявления в них метасоматических процессов (табл. 3), тем более,

Таблица 3

Характер проявления метасоматических процессов в ультраосновных — щелочных и гранитоидных массивах

Процессы	Ультраосновные—щелочные	Гранитоидные
Калиевый метасоматоз	Флогопитизация	Калишпатизация I
	Биотитизация ± калишпатизация	Калишпатизация II
Натровый метасоматоз	Нефелинизация	Альбитизация I
Калиевый метасоматоз	Калишпатизация	Калишпатизация III
Натровый метасоматоз	Нефелинизация, эгиринизация, альбитизация	Альбитизация II

что они расположены на расстоянии не более нескольких километров один от другого.

Общность черт проявления процессов в обоих типах пород (см. табл. 3) подчеркивает и поведение рудных компонентов, когда в обоих случаях конечные стадии наиболее продуктивны в отношении целой гаммы редких элементов при сопоставимых количествах фтора, связываемого в минералах пород. Весьма характерна своеобразная специализация зон в отношении появления определенных процессов и гаммы элементов в составе рудопроявлений. Так, например, к Срединной зоне активизации приурочены рудопроявления ниобия, редких земель и олова, а к Западной — вольфрама, висмута, серебра и золота. На пересечении таких зон активизации образуются смешанные рудопроявления, несущие геохимические черты обоих структур. Наблюдается и своеобразная дифференциация рудопроявлений по простиранию зон, зависящая от того, в каких породах она проходит. Так, если рассматривать Срединную зону от пере-

сечения ее с Восточной (см. фиг. 1), то по мере продвижения на северо-запад зона активизации переходит в породы все более низких ступеней метаморфизма, что существенно отражается на типах и составе рудопроявлений. В породах амфиболитовой фации рудопроявления TR+Ta+Nb размещаются среди гранитизированных метаморфических пород с широким развитием процессов окварцевания без отчетливой связи с гранитами. На границе амфиболитовой и зеленосланцевой фации расположен массив кварцевых сиенитов с зонами альбитизации и окварцевания с колумбитом. Далее по зоне среди пород фации зеленых сланцев отмечаются массивы гранитов с участками развития кварц-слюдяных грейзенов с касситеритом и хорошо сохранившиеся некки, сложенные кислыми эффузивами и их туфами, для которых характерна низкотемпературная TR минерализация при слабом развитии метасоматических процессов. На окончании Срединной зоны активизации в зоне экзоконтакта гранитного массива с кварц-хлоритовыми сланцами размещаются полиметаллические рудопроявления с повышенными содержаниями бериллия и отмечаются кварцевые жилы с золотом. Изложенные выше факты хорошо иллюстрируют положение о соответствии фаций глубинности гранитоидного магматизма, метасоматоза и оруденения в пределах зон активизации.

Для выяснения вопроса о взаимосвязи распределения редких элементов в породах на современном эрозионном уровне с глубинным строением Кокчетавской глыбы проведено сопоставление средних содержаний тантала, ниобия, олова, бериллия, рубидия, лития и урана (всего более 5000 определений) по линии от Золотоношского до Боровского массива (линия *А — В*, см. фиг. 2) общей протяженностью ~250 *км*. При построении разреза мы оперировали геофизическими материалами О. Д. Иванова и Н. Я. Костюковой (Северо-Казахстанская геофизическая экспедиция) и другими литературными источниками (Андреев и др., 1966). Детальными геологическими исследованиями подтверждается гнейсово-купольная природа гранитных массивов (Розен, 1969), нижние кромки таких массивов проведены на основании геофизических данных. Породы «гранитного» слоя рассматриваются как преимущественно породы амфиболитовой фации метаморфизма, что следует из геологических данных, а «диоритового» — как преимущественно гранулитовой фации. Ниже поверхности «базальтового» слоя залегают породы гранулитовой и эклогитовой фаций с предполагаемым участием пород верхней мантии. Такая схема не противоречит петрологическим и геологическим данным, особенно сверху до поверхности Конрада.

По мере продвижения с запада на восток суммарная мощность амфиболитовой и гранулитовой фаций уменьшается на 4—5 *км* за счет соответственного возрастания мощности «базальтового» слоя. Вследствие этого самый западный Золотоношский массив занимает наиболее высокое положение относительно поверхности Конрада и на современном эрозионном срезе залегает в породах фации зеленых сланцев, которые фиксируются в нем в виде ксенолитов.

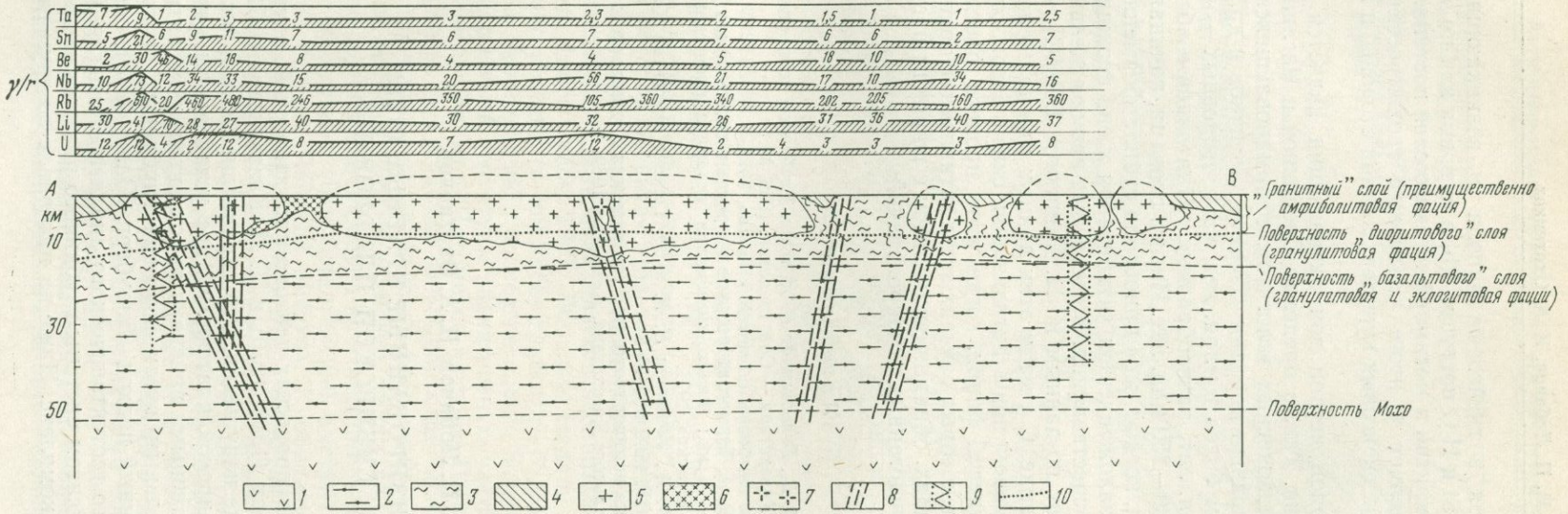
Если учесть сводовый характер Кокчетавской глыбы, то Золотоношский массив является самым малоглубинным на данном разрезе. Промежуточное положение занимают на востоке Боровской и Жукейский массивы, которые размещаются в породах амфиболитовой и частично зеленосланцевой фаций. В центре глыбы находится наиболее глубинный изофациальный Зерендинский массив. Толща пород прорезается региональными зонами активизации и выделенными О. Д. Ивановым зонами гравитационных минимумов, интерпретируемыми им как глубинные зоны полихронного формирования крупных гранитоидных интрузий. На этих

зонах размещались гнейсовые купола, и их можно рассматривать как подводящие каналы, по которым с более глубоких частей коры поступали гранитизирующие компоненты.

Сравнение геохимической специализации зон разуплотнения (гранитизации) и зон активизации однозначно подчеркивает их различие в отношении всех рассматриваемых элементов (фиг. 2). Так, содержания всех семи элементов в Боровском массиве, размещавшемся в зоне гранитизации, почти ничем не отличаются от содержаний в аналогичных гранитах Зерендинского массива, залегающих вдали от обоих типов структур, в то время как граниты Золотоношского массива в пределах зоны активизации характеризуются аномальными содержаниями всех перечисленных элементов. Следовательно, роль этих двух типов структур в транспортировке редких элементов далеко не равнозначна.

Не исключено, что флюидный режим этих двух типов структур был качественно и количественно различным. Возможно, это объясняется различной глубиной их заложения, когда, например, зоны активизации доходили до верхней мантии, а зоны гранитизации затухали в коре в пределах «базальтового» слоя. Это предположение подтверждается широким развитием вдоль зон активизации массивов ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами, ультраосновных и основных пород и даек аналогичного состава, которые в зонах разуплотнения не отмечаются. Если это так, то можно прийти к выводу, что формирование гнейсовых куполов и последующее выплавление гранитов обусловлены процессами метаморфизма в коре, а обогащение гранитоидных расплавов рудными компонентами в пределах зон активизации — привносом их флюидами из нижних частей земной коры или из верхней мантии. Но независимо от интерпретации выявленной зависимости роль этих двух типов структур в транспортировке редких элементов не равноценна и их разделение довольно однозначно.

Для всех рудных элементов максимальные значения характерны для пород Золотоношского массива в пределах зоны активизации. При этом те граниты, которые в эту зону не попадают, отличаются более низкими содержаниями редких элементов, поэтому можно утверждать, что глубинными флюидами в магматическую камеру Золотоношского массива привнесены Ta, Nb, Be, Sn, Rb, Li и проблематично U. Породы фации зеленых сланцев, попадающие в зону активизации, также характеризуются высокими содержаниями Be (46 $\gamma/г$) и Li (70 $\gamma/г$). Не исключено, что такие геохимические аномалии обусловлены в какой-то мере и нахождением их в зоне активизации. Судя по полученным данным, максимальное обогащение редкими элементами характерно для верхних частей магматических камер, эволюционирующих в пределах зон активизации. Так, например, в Золотоношском массиве фиксируется две зоны активизации: наиболее мощная Южная (крайняя слева на фиг. 1, 2) и Западная. Первая из них пересекает массив вдоль контакта вблизи его кровли, и в ее пределах содержания всех редких элементов максимальны, в то время как граниты Западной зоны характеризуют центральную часть массива, расположенную на 1,5—2 *км* ниже относительно кровли, и соответственно здесь устанавливаются значительно более низкие содержания редких элементов. Сравнивая по линии разреза серию пород гранитных массивов, выплавлявшихся из гнейсовых куполов на региональных зонах гранитизации: гнейс — гранодиорит — гранит, довольно определенно можно говорить о привносе Rb и U, количество других элементов существенно не меняется, а в некоторых случаях лития и бериллия в гнейсах и гранодиоритах больше по сравнению с гранитами. Следовательно, можно полагать, что по зонам гранитизации из нижних частей



Фиг. 2. Разрез через Кокчетавскую глыбу

1 — породы верхней мантии;
2 — породы «базальтового» слоя;
3 — породы амфиболитовой и гранулитовой фаций;
4 — породы фаций зеленых сланцев;
5 — граниты;
6 — гранодиориты;
7 — граносиениты, кварцевые сиениты;
8 — зоны активизации;
9 — зоны региональной гранитизации (зоны гравитационных минимумов);
10 — поверхность «диоритового» слоя (гранулитовая фация)

метаморфического слоя в гнейсовые купола и возникающие в них расплавы наряду с K, Si и H_2O поступал Rb, в то время как по зонам активизации из верхней мантии и метаморфического слоя поступали Ta, Sn, Nb, Rb, Li. Это определяет в итоге различный геохимический облик гранитоидов в пределах гнейсовых куполов, с одной стороны, и зон активизации — с другой.

Наиболее характерной чертой зон активизации является длительность их существования. Так, в пределах Срединной и Чаглинской зон установлены тела алмазоносных эклогитов, сформировавшихся по магматическим ультраосновным породам (Перчук, Летников и др., 1969), с абсолютным возрастом более 1 млрд. лет, ультраосновных — щелочных пород — около 550 млн. лет, разнообразных гранитоидов с абсолютным возрастом от 470 до 300—250 млн. лет. Иными словами, начиная со среднего — верхнего рифея, когда глыба приобрела субплатформенные черты развития, произошло заложение зон активизации и они функционировали на всех этапах ее существования. В настоящее время отдельные фрагменты зон активизации, по данным И. Н. Яницкого (ВИМС), трассируются при гелиевой съемке. С учетом этих данных можно сделать вывод об отмирании со временем зоны активизации снизу вверх, от верхней мантии до зеленосланцевой фации, когда этот процесс растянулся на 800—900 млн. лет. В некоторых случаях зоны активизации трассируются и в молодых каледонидах, обрамляющих глыбу с широким проявлением низкотемпературных эндогенных рудопроявлений.

Литература

Андреев А. А., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана.— Сов. геология, 1966, № 6.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. «Наука», 1975.

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. «Наука», 1971.

Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2.

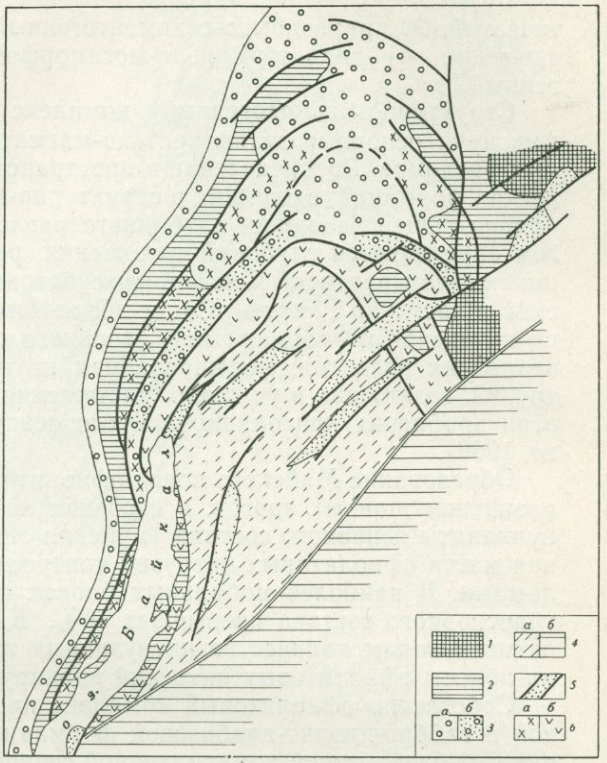
Розен О. М. Основные черты истории геологического развития Кокчетавского массива.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1969.

М. П. Лобанов, И. А. Охотников

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ КРАЕВЫЕ ШВЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Важнейшую роль в процессах тектоно-магматической активизации, согласно А. Д. Щеглову (1968, 1970) и В. И. Казанскому (1972_2), играют крупные разрывные нарушения. Это справедливо и для южного горного обрамления Сибирской платформы, где установлены наложенные рудные пояса с характерными признаками зон автономной активизации.

Наиболее рациональным путем изучения глубинных разломов нам представляется системный подход (Блауберг, Юдин, 1973), основанный на принципе объемного геотектонического анализа (Косыгин, Соловьев, 1969). Основным элементом системы глубинного разлома служит структурно-формационный комплекс. Ниже на материале по двум глубинным



Фиг. 1. Схема размещения Байкало-Муйского и Мамско-Даванского глубинных разломов и сопряженных с ними метаморфических поясов в Байкальской горной стране

Краевая зона юга Сибирской платформы.

1—2 — фундамент рифейской платформы:

1 — архейское кристаллическое основание протоплатформы,

2 — протерозойский орогенный комплекс протоплатформы в пределах выступов фундамента и в перикратонных зонах;

3 — чехол рифейской платформы:

а — перикратонные опускания,

б — линейные прогибы шовных зон.

Геосинклинально-складчатые системы неогея:

4 — рифеиды (*а*), каледониды (*б*);

5 — рифтогенные впадины байкальского типа;

6 — глубинные разломы и сопряженные с ними метаморфические пояса: Мамско-Даванский (*а*), Байкало-Муйский (*б*)

разломам северной части Байкальской горной области — Байкало-Муйскому и Мамско-Даванскому—предпринята попытка выделить и проанализировать конкретные структурно-формационные комплексы, проследить их взаимосвязи, восстановить основные этапы продолжительной и сложной истории развития этих зон глубинных разломов (фиг. 1).

Положение этих разломов в Байкало-Саянской горной стране различными исследователями показывается неоднозначно (Замараев, 1965; Буряк и др., 1966; Салоп, 1967; Лобанов, Педяш, 1971; Хренов, 1971). Анализ геологических (в том числе глубокого бурения) и геофизических материалов, проведенный в последнее время, позволяет считать в качестве платформенной структуры значительную часть Саяно-Байкальской горной области (Байкало-Патомское нагорье, Присаянье и т. д.) и тем самым относить ее к краевой зоне Сибирской платформы с архейско-протерозойским цоколем и рифейским осадочным чехлом.

Выступы дорифейского фундамента, таким образом, не ограничиваются выходами древнейших пород протогеосинклинального этапа в Юго-Восточном Присаянье (Шарыжалгайский выступ) и в Олекмо-Витимской горной стране (Чарский выступ). К образованиям дорифейского фундамента протоплатформенного этапа развития следует относить также нижне- и среднепротерозойские комплексы, выполняющие ядра Байкальского, Чуйского, Тонодского, Лангдорского, Бирюсинского и других антиклинориев, ранее относимые к складчатому обрамлению Сибирской платформы. Сопредельные складчатые сооружения представлены геосинклинально-складчатыми системами рифеид и ранних каледонид, сочленяющимися с платформенными структурами посредством глубинных разломов, уподобленных краевым швам.

Структурно-вещественные комплексы глубинных разломов могут быть предварительно подразделены на пять типов: 1) структурно-магма-

тический, 2) приразломно-седиментогенный, 3) дислокационно-метаморфический, 4) гидротермально-метаморфогенный, 5) аркогенно-рифтогенный.

Структурно-магматогенный комплекс проявляется неоднократно, фиксируя основные этапы тектоно-магматической активизации глубинных разломов. Распределение в пространстве и времени рядов магматических формаций, входящих в структурно-магматогенный комплекс, подчинено общей эволюции глубинного разлома. Тип магматизма во многом определяется глубиной заложения разлома, его масштабами, общим стилем развития и исходным субстратом. Например, Байкало-Муйский и частично Главный Саянский глубинные разломы характеризуются интенсивным магматизмом основного состава, особенно на первых этапах их развития, формированием крупных поясов офиолитовых интрузий, возникших в условиях растяжения земной коры и знаменующих этап дробления консолидированного основания протоплатформы (Пейве, 1969).

Образование Майского пояса офиолитовых интрузий сопровождалось развитием шовных трогов, в строении которых ведущую роль играли вулканиты основного состава (муйская серия, по Л. И. Салопу). Основная масса офиолитовых интрузий контролируется внутритроговыми разломами. В наиболее мобильных блоках объем пород основного и ультраосновного состава превышает 70%. К периферическим и тыловым шовным зонам количество интрузивных тел резко уменьшается. Ширина полосы офиолитовых интрузий варьирует от 10—15 до 45—50 *км*.

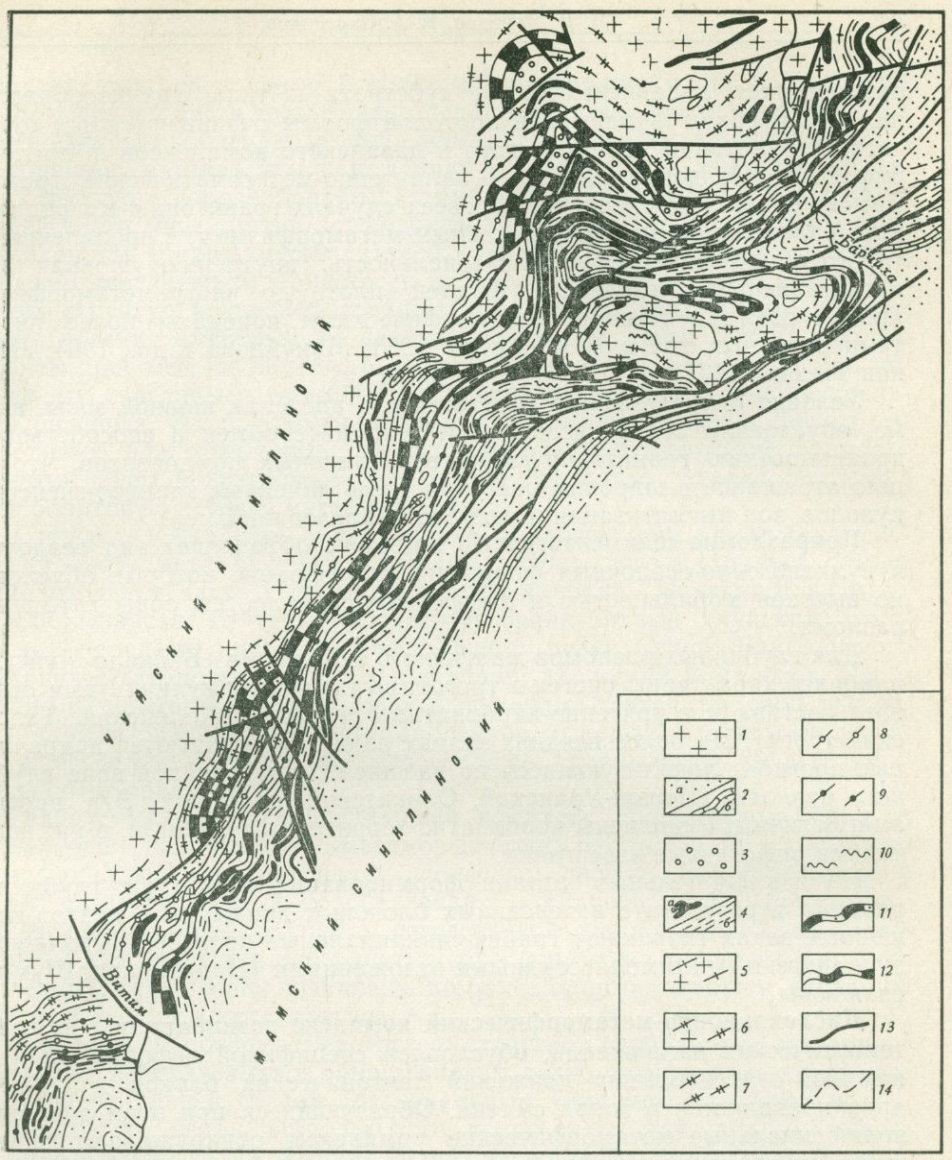
Собственно офиолитовый комплекс представлен габбро-перидотитовой и габбро-диорит-диабазовой формациями и сопряженной с ними андезит-базальтовой комагматичной серией. Не вызывает сомнений мантийный характер разломов, развивающихся в период формирования офиолитового комплекса в условиях растяжения земной коры.

На этапе консолидации троговых структур режим растяжения сменяется режимом сжатия. В этих условиях в активизированных внутритроговых разломах путем селективного плавления и метасоматической гранитизации формировались палингенные и регенерированные магмы, давшие начало породам мигматит-плагиогранитовой формации. Гранитоиды нередко имеют весьма пестрый состав — от лейкократовых гранитов, мигматитов до гранодиоритов и монцонитов. Широко распространены плагиомикроклиновые граниты, сопровождающиеся зонами порфиробластеза. Продукты регенерированной магмы преимущественно натриевые, неравномерно насыщены полевошпатовой известью, богаты кремнекислотой. Все эти признаки отличают их от собственно щелочноземельной ассоциации офиолитового комплекса.

В наиболее мобильных блоках и особенно в зонах высокого давления (Северо-Муйский и Ольхонский блоки) по офиолитовому комплексу развиваются чарнокит-мигматиты и эклогит-амфиболиты, сопряженные по времени с мигматит-плагиогранитами.

Структурно-магматогенный комплекс Мамско-Даванского и Бирюсинского разломов имеет четко выраженный сиалический профиль на всех этапах развития этих структур. При этом Мамско-Даванский глубинный разлом, подобно известным Иртышскому и Успенскому разломам (Ажгирей, Иванкин, 1952), проявляется в верхней части земной коры как сложная зона смятия горст-антиклинального типа с формированием зоны раздвига в осевой части и широким развитием разнонаправленных надвигов в периферических частях (фиг. 2).

Магматические формации Мамско-Даванской зоны представлены исключительно гранитоидными образованиями, генетические типы которых



Фиг. 2. Дислокационно-метаморфический и гидротермально-метаморфогенный комплексы в Мамско-Даванском разломе (на примере Чуйской тектонитовой зоны)

1 — среднепротерозойские крупнозернистые, порфировидные граниты (чуйско-кодарский комплекс) в фундаменте Сибирской платформы;

2—4 — осадочный рифейский чехол в перикратонной зоне:

2 — терригенные (*а*) и карбонатные (*б*) отложения,

3 — аркозовая кора выветривания чуйских гранитов (верхнедозоринская свита),

4 — перикратонный вулканогенный комплекс:

а — диабазы и диабазовые порфириты (туюканский комплекс),

б — метаморфизованные терригенно-вулканогенные образования (в составе медвежевской свиты);

5—10 — дислокационно-метаморфический комплекс:

5 — катаклазиты и милониты по чуйским гранитам, местами переходящие в листоватые сланцы и порфироиды,

6 — бластомилониты по гранитам мелкозернистые, слюдистые, переходящие в гранатсодержащие мелкоочковые разновидности,

7 — низкотемпературные тектониты нередко плойчатой текстуры с линзами порфироидов,

8 — порфиробластические сланцевые и биотит-амфиболовые очковые и очково-полосчатые бластомилониты, нередко с гнейсоидами и микроклинитами,

9 — гранито-гнейсы, мигматиты и амфиболиты,

10 — залежи и жилы реоморфических гранитов и пегматитов (угольканский комплекс);

11—12 — гидротермально-метаморфогенный комплекс:

11 — региональные метасоматиты кварц-серицитового (мусковитового) типа кислотного выщелачивания (слюдистые и железистые кварциты, кварцито-сланцы обычно с хлоритоидом), возникшие по низкотемпературным тектонитам,

12 — региональные метасоматиты кварц-дистенового типа кислотного выщелачивания (железистые и кварцит-двуслюдяные сланцы с гранатом, дистеном и ставролитом), возникшие по высокотемпературным тектонитам;

13 — тектонические нарушения, нередко выраженные в рельефе;

14 — структурные контуры

размещаются в зависимости от субстрата и типа гранитообразования. По породам фундамента протоплатформы развиваются реоморфические гранитоиды угольканского и даванского комплексов, в пределах рифейского осадочного чехла — палингенно-метасоматические граниты мамско-оронского комплекса. Во всех случаях гранитоиды изофациальны с наложенным динамотермальным метаморфизмом, в проявлении которого обнаруживается четкая зональность: внутренняя шовная зона представлена амфиболитовой фацией вплоть до ультраметаморфизма; крылья разлома сложны метаморфическими породами более низких температурных ступеней (Лобанов, 1963; Мануйлова и др., 1964; Лобанов, Педяш, 1971).

Условия относительного растяжения в пределах шовной зоны, видимо, обусловили более интенсивный тепломассообмен и способствовали проникновению гранитизирующих вещественных компонентов, что нашло отражение в широком развитии здесь линейных гранито-гнейсовых куполов, зон мигматизации и пегматитообразования.

Приразломно-седиментогенный комплекс объединяет ряд осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, образование которых обусловлено высокой мобильностью и дифференцированностью зоны глубинного разлома.

Для глубинных разломов мантийного заложения (Байкало-Муйский) наиболее характерны системы трогов, выполненных вулканитами основного состава и терригенно-карбонатным флишем (Келянский, Талоинский троги). На более поздних этапах развития образуются приразломные прогибы, локализующиеся во внешней, периферийной зоне глубинного разлома (Делюн-Уранский, Олокитский прогибы). Эти прогибы амагматичны, выполнены карбонатно-терригенным флишем, в них встречаются рифогенные известняки.

На заключительных этапах формирования структуры глубинного разлома в результате интенсивных блоковых движений в центральных шовных зонах возникают грабен-синклинальные прогибы, выполненные вулканогенными и молассоидными отложениями (Падринская, Шумнинская зоны).

Дислокационно-метаморфический комплекс возникает под влиянием тектонических напряжений, обусловлен спецификой деформаций и динамикой относительных движений тектонических блоков и особенно ярко проявляется в зонах смятия. Образующиеся при этом зональные полифациальные метаморфические комплексы обнаруживают зависимость от интенсивности переработки, состава исходного субстрата, стиля развития разрывной структуры и морфологии конкретных нарушений. Дислокационно-метаморфические породы (тектониты) образуют линейные пояса, конформные с общим структурным планом наиболее крупных разрывов. Продукты дислокационного метаморфизма очень широко развиты в зонах смятия Байкало-Муйского глубинного разлома, в Юрловско-Талоинской, Парамо-Токсиминской, Келянской зонах и представлены катаклазитами, милонитами, ультрамилонитами, в меньшей мере бластомилонитами и гнейсоидами.

В участках максимальных тектонических напряжений образуется серпентинитовый и карбонатный меланж с протрузиями гипербазитов и габбро-амфиболитами в структурах будинажа. В пределах Мамско-Даванского глубинного разлома зональные полифациальные тектониты, развивающиеся по гранитоидам и вулканитам Северо-Байкальской вулкано-плутонической ассоциации, образуют известную Даванскую зону смятия.

Степень проявления дислокационного метаморфизма неравномерна

и подчиняется основным особенностям структурного плана зоны разлома. Во внешней части зоны смятия породы вулкано-плутонической серии подвергаются дроблению и без перекристаллизации превращаются в порфироиды, катаклазиты и милониты с сохранением реликтов исходных структур и породообразующих минералов. По направлению к внутренней части зоны смятия порфироиды и катаклазиты переходят в бластомилониты эпидот-амфиболитовой ступени метаморфизма. Переход выражен увеличением зернистости пород, появлением кристаллобластических структур и новообразованных минералов (микроклин, биотит, кварц, нередко амфибол). В центральной части зоны смятия широко развиты процессы глубинного высокотемпературного метаморфизма, по-видимому, связанные с повышенным тепловым потоком в зоне центрального раздвига. Здесь наблюдаются порфирокластические и биотит-амфиболовые бластомилониты, гнейсоиды бластомилонитовой природы, гранито-гнейсы и гранитные селективные выплавки, характеризующие амфиболитовую ступень метаморфизма.

В пределах Чуйского антиклинория аналогичными процессами дислокационного метаморфизма охвачены породы юго-восточного крыла и значительная часть сопредельного синклинория. Исходный субстрат их в большинстве случаев представлен гранитоидами (чуйский комплекс) и породами интрузивно-эффузивной серии Северо-Байкальского вулканического пояса (акитканская серия, ирельский комплекс). Необходимо отметить, что в этом районе различные тектониты, особенно перекристаллизованные до бластомилонитов, очковых и очково-полосчатых гнейсоидов, многими исследователями принимаются за стратифицированные образования.

Гидротермально-метаморфогенный комплекс сформирован вслед за проявлением дислокационно-метаморфических процессов. По отношению к изофациальным гранитоидам — конечным продуктам амфиболитовой фации метаморфических преобразований — гидротермально-метаморфогенный процесс представляется регрессивной стадией. Наиболее благоприятны для процессов переработки сбросы и взбросо-надвиги, как подновленные, так и вновь возникшие по ранее сформированным линейным зонам милонитов и катаклазитов.

Процессы гидротермально-метасоматической переработки тектонитов протекают избирательно и обнаруживают резко выраженные кислотные свойства на ранней стадии (региональные зоны метасоматитов кварц-мусковитового, кварц-фибролитового, кварц-дистенового типов) и более щелочные свойства на поздних этапах (локальные зоны редкометальных щелочных и полевошпатовых метасоматитов апогранитового и апогнейсового типов).

В. И. Казанским ($1972_{1,2}$) для активизированных разломов в фундаменте древних платформ установлена определенная связь между минеральными ассоциациями рудоносных метасоматитов и близких к ним по возрасту тектонитов. В краевых швах юга Сибирской платформы типы региональных и локальных метасоматитов также зависят от состава продуктов дислокационного метаморфизма (см. таблицу).

Региональный кислотный метасоматоз хорошо изучен в Мамско-Даванском разломе (Мануйлова и др., 1964; Лобанов, 1970), где он наиболее широко развит в Чуйской, Укучиктинской и Кодаро-Нечерской тектонических зонах. Избирательность процессов кислотного выщелачивания нередко придает тектонитам мигматитовый облик (так называемая мигматитовая пачка в составах чуйской и чукчинской толщ). Крупные зоны выщелачивания по разнотемпературным перекристаллизованным тектонитам гранитового состава представлены в разрезе по р. Витим

Соотношения метасоматитов и продуктов дислокационного метаморфизма в краевых швах юга Сибирской платформы (Прибайкалье и Присаянье)

Дислокационно-метаморфический комплекс	Гидротермально-метаморфогенный комплекс
Зеленокаменные тектониты а) образованные путем катаклаза и перетирания исходных пород;	Продукты сольфатарной (?) аргиллизации сернокислого и кремнекислого метасоматоза углеродовысокоуглистых глинистых сланцев; золото-колчеданная, золото-сульфидная, ртутная и медная минерализация
б) образованные путем катаклаза и милонитизации (порфироиды, порфиритоиды, милониты, ультрамилониты);	Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, нередко с клиноцоизитом и цоизитом, слюдистые кварциты, нередко с гематитом и другие метасоматиты с полиметаллической, золото-сульфидной арсенопиритовой минерализацией
в) образованные в результате катаклаза, милонитизации и частичного бластеза (бластомилониты, сланцы различного состава с четко выраженной перекристаллизацией, гранофиры, бластопорфиры и т. д.)	Гематит-мусковит-хлорит-микроклиновые метасоматиты с медной, оловянной, золотой минерализацией
Тектониты, отвечающие эпидот-амфиболитовой ступени, образованные на стадии рассланцевания и перекристаллизации (биотитовые, биотит-амфиболовые, нередко порфиробластические бластомилониты, бластопорфировые гнейсоиды, кристаллосланцы и др.)	Продукты кремнещелочного и фторно-кремниевого метасоматоза: полевошпатовые, мусковит-турмалин-полевошпатовые метасоматиты, протолитионит-альбит-кварцевые, фенгит-альбит-кварцевые, топаз-мусковит-кварцевые грейзены с акцессорной бериллиевой, тантало-ниобиевой, висмутовой минерализацией
Тектониты (в том числе диафториты), формирующиеся в условиях перехода к амфиболитовой ступени и частичного палингенеза (очковые гнейсоиды, гранито-гнейсы, мигматиты, лейкократовые граниты, аплиты)	Продукты щелочного метасоматоза: а) микроклиниты, пегматоиды с акцессорной тантало-ниобиево-редкоземельной минерализацией; б) альбититы с акцессорной вольфрамовой, ториевой и тантало-ниобиево-редкоземельной минерализацией
Гранито-гнейсы, граниты, аплиты, пегматиты, орто- и парагнейсы	Метаморфогенные и замещенные пегматиты

зоной кварцитов, кварцито-сланцев, слюдистых сланцев и кварц-высокоглиноземистых сланцев (дистен- и старолитсодержащих) с линзами магнетитовых кварцитов и горизонтами амфиболитов. Иногда эти метасоматические образования, локализующиеся в шовных зонах разломов и возникшие в результате кислотного выщелачивания и сопряженного с ним железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, некоторыми исследователями считаются осадочными отложениями (чукчинская, даннинская свиты) и принимаются за древние коры выветривания (Головенок, 1964). В изученных разрезах не вызывает сомнения, что полосы развития региональных метасоматитов описываемого типа состоят из двух зон: а) зоны последовательно разрастающегося метасоматоза, сложенной продуктами стадии выщелачивания; б) зоны осаждения выщелоченных кальциевых и железисто-магнезиальных компонентов.

В случае кислотного выщелачивания тектонитов по основным породам в зоне осаждения метасоматической колонки, кроме высокоглиноземистых гранатсодержащих пород, возникают специфические кварцито-железистые образования. По составу их можно подразделить на кварц-магнетитовые и амфибол-гранат-магнетитовые. Рудный минерал чаще не образует крупных залежей, а выделяется в виде линзовидных прожилков, гнезд, агрегатных скоплений неправильной формы либо обусловливает пятнистый штокверково-вкрапленный тип оруденения.

В Укучиктинской тектонической зоне продукты стадии выщелачивания также представлены двуслюдяными полевошпатовыми сланцами, слюдистыми кварцито-сланцами и анхиминеральными кварцитами. Несколько иные минеральные ассоциации наблюдаются в зонах осаждения, в которых вместо дистена и ставролита обычно присутствуют силлиманит (фибролит), кордиерит и флогопит. Это свидетельствует о различных

типах кислотного выщелачивания, что имеет важное значение для сопряженного рудоотложения. К кварц-фибролитовому типу кислотного выщелачивания в Укучиктинской и Даванской зонах тяготеют редкометальные полевошпатовые метасоматиты (Лобанов, 1970). Появление этого типа выщелачивания в более основной среде нередко приводит к формированию локальных щелочных метасоматитов (Западное Прибайкалье).

При кварц-дистеновом типе кислотного выщелачивания (Мамско-Чуйская зона) в сопряженных зонах осаждения накапливаются некоторые выщелоченные рудные (титан, железо) и петрогенные элементы (алюминий), достигающие промышленных концентраций.

Процесс выщелачивания диафторитов по пара- и ортогнейсам в Мамской слюдоносной провинции протекает с уменьшением содержания щелочей, особенно калия, и некоторой десиликацией, что, очевидно, связано с переотложением в виде кварц-мусковитового комплекса части кремнекислоты и окиси калия как в метасоматически переработанных диафторитах (сланцах), так и в полостях отслоения в пегматитах, встречающихся в пределах тектонических зон.

Аркогенно-рифтогенный комплекс определяется новейшими глыбово-сводовыми (аркогенными) движениями земной коры, процессами континентального рифтообразования. Основными элементами рассматриваемого комплекса можно считать резко контрастный рельеф, характер и распределение рыхлых отложений, современную морфологию зоны глубинного разлома, выявляющегося при геологическом картировании. При геофизических исследованиях в рифтогенных разрывных структурах обнаруживаются слоисто-блоковое строение коры и значительная неоднородность верхних ее частей.

Таким образом, в качестве основных элементов активизированных глубинных разломов предлагается рассматривать структурно-вещественные комплексы, отражающие эволюцию этих разломов как самостоятельных геологических систем. На примере Саяно-Байкальской горной области в структурах ограничения древних платформ устанавливаются по крайней мере два типа сопряженных систем глубинных разломов (краевых швов) и ассоциирующих с ними метаморфических поясов — мантийные и коровые.

Литература

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения Иртышской зоны смятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 3.

Блауберг И. В., Юдин Э. Г. Становление и сущность системного подхода. «Наука», 1973.

Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. Роль глубинных разломов в формировании докембрийской эндогенной минерализации в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1966, **167**, № 7.

Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия.— Труды ВСЕГЕИ, 1964, **97**.

Замараев С. М. Структуры ограничения южной части Сибирской платформы в докембрии.— В кн.: Тектоника докембрия Восточной Сибири. «Наука», 1965.

Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. «Наука», 1972_1.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. «Недра», 1972_2.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.— Геол. и геофиз., 1961, № 10.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.

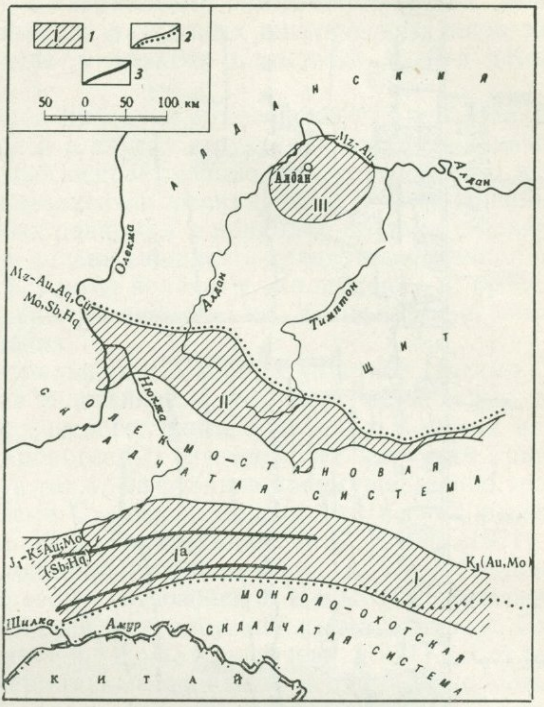
Лобанов М. П. Явление динамометаморфизма и метасоматоза в Даванской зоне смятия.— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1963.
Лобанов М. П. О генезисе редкометальных метасоматитов Прибайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
Лобанов М. П., Педяш Г. М. О гидротермально-метаморфогенном рудообразовании в зонах смятия краевого шва юга Сибирской платформы в связи с диафторезом и процессами кислотного выщелачивания.— Геол. и геофиз., 1971, № 4.
Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. «Наука», 1964.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. «Недра», 1967.
Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение». «Наука», 1971.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.—Сов. геология, 1970, № 3.

Н. К. Булин, М. И. Ициксон

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА И МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

В статье анализируются соотношения металлогенических зон этапа мезозойской тектоно-магматической активизации и приведены особенности глубинного строения, установленные по геолого-геофизическим данным вдоль Амуро-Якутской магистрали (АЯМ) на участке от пос. Джалинда до пос. Улу. Рассматриваемый профиль (фиг. 1, 2) пересекает три крупных разнородных геотектонических единицы (с севера на юг): 1) Сибирскую платформу и Алданский щит; 2) Становую область своеобразной тектонической природы, трактуемую в последнее время как элемент окраины Алданского щита (Билибина, 1966); 3) центральную часть Монголо-Охотской складчатой области, представляющую геосинклинально-складчатую область длительного развития. Вся эта огромная территория, начиная со средней юры, явилась ареной интенсивнейших внегеосинклинальных (террагенальных) процессов тихоокеанской активизации, имевших крупное металлогеническое значение. Анализ этих процессов позволил М. И. Ициксону и Л. И. Красному (1970) обосновать идею о весьма протяженном (около 2500 *км*) Монголо-Байкало-Южноякутском палеорифтовом поясе унаследованного развития, почти совпадающем с современным Монголо-Байкало-Охотским сейсмическим поясом, выделенным В. П. Солоненко (1968). В металлогеническом отношении это золотоносная провинция является элементом трансрегиональной металлогенической структуры Главного золотоносного пояса Приамурья, прослеживающегося от Прибайкалья до Охотского побережья. Кроме золота, здесь известны концентрации молибдена, ртути, сурьмы, флюорита, полиметаллических руд и других полезных ископаемых.

Распределение металлогенических зон в створе АЯМ дано нами по опубликованным картам и схемам Т. В. Билибиной, В. Г. Грушевого,

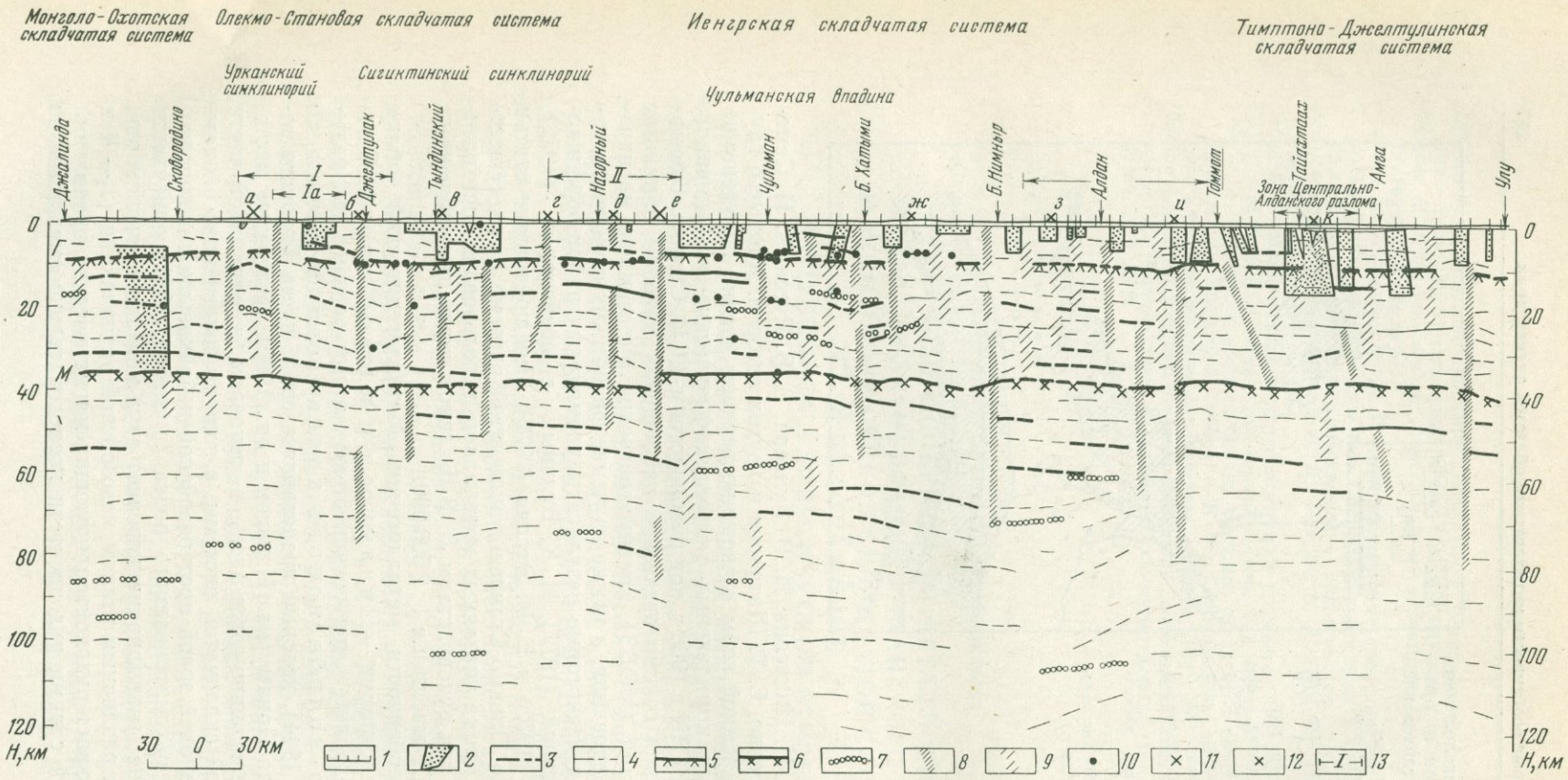


Фиг. 1. Схема расположения металлогенических зон и профиля глубинных исследований

1 — металлогенические зоны:
1 — золото-молибденовый пояс Приамурья,
1а — его Забайкальская ветвь (металлогеническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, 1967);
II — Северо-Становая зона (по З. В. Сидоренко и др., 1972);
III — Центрально-Алданская зона (по А. И. Семенову, Ю. Г. Старицкому, А. Т. Шаталову, 1967);
2 — границы структурных элементов;
3 — профиль глубинных исследований (ВСЕГЕИ, 1968 г.)

К. Б. Ильина, М. И. Иициксона, И. В. Кунаева, В. В. Русса, А. И. Семенова, З. В. Сидоренко, Е. Т. Шаталова и других авторов. Данные о глубинном строении земной коры и частично верхней мантии получены на основе детальных комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных ВСЕГЕИ в 1968 г. под руководством Ю. И. Сытина. В комплекс работ входили сейсмологические наблюдения методом обменных волн землетрясений (МОВЗ), гравиметрические и наземные магнитометрические исследования, а также изучение физических свойств образцов горных пород. Некоторые результаты упомянутых работ опубликованы Т. А. Аргутиной (1972), Н. К. Булиным с соавторами (1972), Ю. И. Сытиным (1972) и Е. И. Эрглис (1972). При подготовке статьи данные МОВЗ по Олекмо-Становой складчатой системе были существенно уточнены. Кроме указанных материалов, использована составленная во ВСЕГЕИ под руководством Л. В. Булиной карта намагниченных образований СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Некоторые особенности металлогении. Металлогенический облик южной части территории — Приамурья и южной части Становика — определяется приуроченностью к этому региону так называемого золото-молибденового пояса (молибден-золотого, по С. С. Смирнову, 1944), который представляет собой часть Главного золотоносного пояса Приамурья (Иициксон и др., 1960). Известные месторождения золота группируются здесь в основном в окраинной части Монголо-Охотской складчатой системы, в зоне ее сочленения со смежной к северу Становой зоной протерозойской и байкальской складчатости. В пределах рассматриваемого пояса (в створе АЯМ) отмечается сложное сочетание (взаимопроникновение) двух металлогенических зон, соответствующих различным этапам мезозойской активизации (J_1 — К и K_1), при этом возраст рудоконтролирующих магматических проявлений и ассоциирующей с ними рудоносности последовательно смещается во



Фиг. 2. Глубинный геолого-геофизический разрез вдоль Амуро-Якутской магистрали. Составил Н. К. Булин с использованием материалов Т. А. Аргутиной, Е. А. Проняевой и Е. И. Эрглис; геологическое районирование по Е. П. Миронюку

1 — пункты наблюдений землетрясений и взрывов;
2 — контуры намагниченных тел по Т. А. Аргутиной (1972);
3 — границы интенсивных обменов сейсмических волн;
4 — прочие преломляющие границы (границы обмена);
5 — горизонт *Г* в гранитно-метаморфическом слое;
6 — поверхность Мохоровичича (*М*);
7 — аномальные границы обмена (по обменным волнам аномальной полярности), соответствующие в ряде случаев кровле зон пониженной скорости сейсмических волн;
8 — *9* — близвертикальные и наклонные глубинные зоны по границам разнородных блоков коры и верхней мантии:
8 — большой протяженности (вероятно, глубинные разломы),
9 — относительно локальные;
10 — гипоцентры землетрясений, спроектированные на линию профиля (по Е. И. Эрглис, 1972);
11 — *12* — зоны региональных разрывных нарушений по геологическим наблюдениям:
11 — краевые швы:
а — Монголо-Охотский,
е — Становой,
12 — разломы:
б — Джелтулакский (Тукурингский),
в — Тындинский,
г — Лапрейский,
д — Южно-Алданский,
ж — Савгель-Эвотинский,
з — Юхтинский,
и — Якокитский,
к — Центрально-Алданский;
13 — металлогенические зоны:
I, Ia — золото-молибденовый пояс,
II — Северо-Становая зона,
III — Центрально-Алданская зона

времени («омолаживается») в направлении с запада на восток. Аналогичные тенденции в распределении различных генетических типов золоторудных проявлений отмечены в области Станового хребта (Коген, 1968; Ялынычев, 1971 и др.).

Эндогенная металлогения в пределах мезозойского золото-молибденового пояса Приамурья, как и в других структурах восточно-азиатского типа развития, имеет в своей основе тектоно-метаморфическую мобилизацию рудообразующих компонентов ювенильными и возрожденными растворами в зонах глубинных разломов и причинно связана с перераспределением металлов, ранее содержавшихся в гранитно-осадочной оболочке (Ициксон, 1966 и др.). Кроме золота и молибдена, в пределах пояса развиты гидротермальные флюоритовые, мышьяково-сурьмяно-ртутные и другие месторождения.

В оценке перспектив центральных и северных участков Олекмо-Становой складчатой системы на эндогенное, в том числе мезозойское, оруденение остается еще много неясного. Нами показано (Ициксон и др., 1967), что зоны развития анорогенных мезозойских интрузий гранит-гранодиоритовой формации, а также эффузивов преимущественно трахиандезитового состава в системе Станового линеамента весьма перспективны на золото и молибден. М. З. Глуховский и В. С. Коген (1971) отмечают, что проявления эндогенной минерализации в зоне Станового хребта связаны главным образом с мезозойской и в меньшей степени с архейской и нижнепротерозойской металлогеническими эпохами. Сходные представления развивает и Е. В. Ялынычев (1971). Согласно В. С. Когену (1968), гидротермальные процессы, ведущие к концентрации или перераспределению золота, связаны преимущественно с эпохой мезозойской активизации в зоне Станового разлома. Вместе с тем при весьма высокой вероятности мезозойского возраста золотоносности существование самостоятельной протерозойской эпохи золотого оруденения доказывается совершенно однозначно (Ициксон, Ильин, 1968). Об этом свидетельствуют находки знаков золота в цементе конгломератов в юрских угленосных отложениях Тонкинской, а также Верхне-Зейской впадин. Необходимо допустить очень длительное, если не перманентное, полихронное формирование коренных источников золота Становой зоны. Эволюционирует при этом лишь их формационный тип — от высокотемпературных жильных зон и линз (Золотая Гора) и вкрапленных зон в диафторитах и примесей в колчеданных рудах до средне- и низкотемпературных жильных месторождений с теллуридами, самородным висмутом и другими минералами (Кировское месторождение), а также диафторизованных зон с признаками низкотемпературной минерализации.

В качестве основной металлогенической зоны в северной части Олекмо-Становой складчатой системы нами рассматривается Северо-Становая зона, которая совпадает с одноименной минерагенической зоной мезозойского сводово-глыбового развития.

В ее пределах установлены месторождения золото-серебряной, золото-сульфидной, медно(медно-молибденовой)-порфировой рудных формаций. Контуры этой зоны (см. фиг. 1) почти совпадают с контурами Становой зоны, перспективной на сурьмяно-ртутное оруденение (Сидоренко и др., 1972).

Третья металлогеническая зона, расположенная в створе АЯМ — Центрально-Алданский рудный район (см. фиг. 2, III), характеризующийся месторождениями рудного золота (Лебединое, Самодумовское и другие рудные поля), связанными с алданским вулканогенно-интрузивным комплексом щелочных и щелочноземельных пород периода мезозойской (J_1—K_2) тектоно-магматической активизации.

Золоту сопутствуют свинец, медь, висмут, серебро. Подчиненное значение имеют месторождения железа, молибдена, свинца, цинка и нерудных полезных ископаемых — флюорита, горного хрусталя и др. Большинство месторождений и рудопроявлений относятся к гидротермальному и гидротермально-метасоматическому типам и сформировались в завершающие фазы тектоно-магматического процесса (Билибина, 1966). Образования мезозойского (алданского) вулканогенно-интрузивного комплекса развиты в весьма специфических купольно-блоковых поднятиях докембрийского фундамента. Существенной особенностью металлогении Алданского щита является отчетливо проявленная унаследованность в процессах рудообразования (Билибина, Терентьев, 1968). Этот тезис полностью согласуется с нашими представлениями, развитыми ранее применительно к золото-молибденовому поясу Приамурья (Ициксон, 1966 и др.).

Соотношение металлогенических и глубинных зон. При решении этой проблемы возникает вопрос, какие особенности глубинной структуры наиболее информативны применительно к запросам металлогенической практики. Существует мнение, что самым общим (синтетическим) количественным показателем направленного развития земной коры является ее мощность (Щерба, 1965). В некоторых работах при металлогеническом анализе, кроме сведений о мощности земной коры, используются также данные о толщине слагающих ее слоев, полученные в основном из гравитационных наблюдений (Бекжанов и др., 1965; Менакер, 1971 и др.). Однако и этот подход не приводит к существенному повышению информативности региональных геофизических данных, поскольку надежность количественных расчетов по данным гравиметрии остается невысокой и поскольку достоверные и общепринятые критерии разделения земной коры на отдельные слои до настоящего времени не разработаны (даже по сейсмическим и сейсмологическим материалам). В связи с отмеченными обстоятельствами в качестве основных параметров глубинного строения мы рассматривали характер расслоенности земной коры и частично верхней мантии в вертикальном направлении и по латерали (т. е. степень расчлененности разреза, рельеф сейсмических границ, характеристику блокового строения), особенности распределения в разрезе намагниченных тел, величину намагниченности пород, данные по современной сейсмической активности и другие геолого-геофизические показатели.

Рассмотрим соотношение металлогенических зон и особенностей глубинного строения. Основным принципиальным положением, вытекающим из проведенных исследований, является то, что по толщине современной коры, достигающей 40—42 *км*, металлогенические зоны мезозойской активизации не обнаруживают существенной специфики. Земная кора под этими зонами скорее несколько утолщена, чем сокращена, как представлялось ранее по гравиметрическим наблюдениям для активизированных структур Забайкалья (Щеглов, 1968; Михайлов, Щеглов, 1972 и др.).

Золото-молибденовый пояс Приамурья.

1. Осевая часть этого пояса, соответствующая металлогенической зоне нижнеюрско-мелового возраста, в глубинном разрезе проявляется как зона моноклинального залегания сейсмических границ, падающих в северном направлении под углами 3—7°. Моноклинальный характер сейсмических горизонтов отмечен в широком интервале глубин — от 6 до 60 *км*. Северная и южная границы металлогенической зоны *Iа* примерно соответствуют глубинным разломам, прослеженным, по данным МОВЗ, до глубины 40—70 *км* и отвечающим по местоположению Ки-

ровскому и Джелтулакскому грабенам. Важно подчеркнуть, что указанная зона моноклинального залегания сейсмических границ по масштабам проявления уникальна на всем протяжении исследованного профиля. Возникает предположение, что именно «моноклинальность», а не общая мощность земной коры и ее слоистая модель является одним из наиболее информативных признаков для определения локализации рудоносных региональных структур.

2. Намагниченные образования (в основном гранитоиды мезозойского возраста) пользуются сравнительно небольшим распространением и известны главным образом в пределах Урканского синклинория. Их намагниченность не превышает $500—600\times10^{-6}$ СГС, а нижние ограничения тел находятся на глубинах до 6—7 *км* (Аргутина, 1972). Золото-молибденовый пояс Приамурья почти на всем протяжении отличается пониженными величинами средней намагниченности образований фундамента ($In_{ср}\leqslant400\times10^{-6}$ СГС). В центральных районах Олекмо-Становой складчатой системы (осевая часть Сигиктинского синклинория), уже за пределами золото-молибденового пояса, намагниченные образования верхнеюрско-нижнемелового возраста развиты более широко, величина $In_{ср}$ достигает здесь $(1000—1500)\times10^{-6}$ СГС, а нижние кромки находятся местами на глубине 10 *км* (Аргутина, 1972).

3. Современная сейсмическая активность в пределах пояса достаточно низкая. Лишь в зоне Джелтулакского грабена (Тукурингрский разлом) отмечаются более значительные скопления гипоцентров, один из которых находится на глубине около 30 *км*.

4. Характерной особенностью земной коры, установленной как в пределах рассматриваемого пояса, так и в смежных районах Монголо-Охотской и Олекмо-Становой складчатых систем, является наличие на всем отрезке профиля от р. Амур до пос. Тында в низах «базальтового» слоя, в 4—6 *км* выше поверхности Мохоровичича, регионально прослеживаемого четкого сейсмического горизонта, который представляет, как правило, более резкую границу, чем подошва земной коры. Как указывалось, рассматриваемая граница обмена прослеживается только к югу от Тындинского разлома. Не исключено, что этот горизонт представляет своеобразный индикатор распространенности и интенсивности процессов мезозойской активизации в смежных с Монголо-Охотским поясом областях протерозойской и каледонской (рифейской) складчатости.

Северо-Становая металлогеническая зона.

1. Строение земной коры, устанавливаемое МОВЗ, достаточно сложно и разнородно и во многом определяется наличием двух близвертикальных глубинных зон, одна из которых, расположенная в осевой части Главного диафторитового пояса, может быть протрассирована, с известной долей вероятности, до глубины около 80 *км*. В пределах блока шириной ~30 *км*, ограниченного указанными глубинными зонами, фиксируется моноклинальное залегание большинства сейсмических границ в интервале глубин от 15 до 90 *км*. Наклон сейсмических горизонтов в северном направлении достигает 10°. В зоне Станового разлома (~5 *км* севернее пос. Золотинка) отчетливо фиксируется разрыв сейсмических границ с амплитудой вертикальных перемещений 2—4 *км*.

2. Метаморфические толщи архея, развитые в рассматриваемой зоне, характеризуются низкой намагниченностью ($In_{ср}\leqslant200\times10^{-6}$ СГС). Таким образом, и здесь проявляется та же тенденция — эндогенная металлогения (Au, Ag, Mo, Cu) «стремится избегать» толщ высокой намагниченности.

3. В пределах зоны известны проявления сейсмической активности, однако, как указывает Б. М. Козьмин (1972), наибольшее количество

эпицентров землетрясений группируется в западной части Становой сейсмоактивной зоны, а по мере движения на восток (т. е. как раз в створе АЯМ) наблюдается существенное уменьшение их плотности и энергии.

Центрально-Алданская зона обнаруживает следующие особенности глубинного строения.

1. Земная кора отличается высокой степенью дифференциации по упругим свойствам в вертикальном направлении. Залегание сейсмических границ практически горизонтальное; в районе Якокитского разлома фиксируются вертикальные смещения границ с амплитудой до 3 *км*. Граница земная кора — верхняя мантия исключительно резкая; широко развиты близвертикальные глубинные зоны, которыми земная кора разбита на большое число блоков.

2. При общей высокой средней намагниченности метаморфических толщ иенгрской серии ($In_{ср} \leqslant 3500 \times 10^{-6}$ СГС) район развития золоторудных месторождений отличается существенным уменьшением величины $In_{ср}$, местами до 200×10^{-6} СГС и менее. Более того, на общем фоне уменьшения $In_{ср}$ во всей Центрально-Алданской зоне для некоторых месторождений фиксируются отчетливые локальные минимумы. Сходная характеристика золоторудных месторождений установлена в Горном Алтае (Бакшт, 1970).

3. Как по данным наблюдений 1968 г. (Эрглис, 1972), так и в течение более продолжительного периода (Козьмин, 1972) Центрально-Алданская зона представляется практически асейсмичной.

Как известно, одной из общих особенностей областей автономной активизации является их высокая современная сейсмичность (Михайлов, Щеглов, 1972 и др.). Однако, как показано на примере Приамурского пояса и Центрально-Алданской зоны, эта особенность справедлива лишь в общем виде, если рассматривать достаточно крупные структуры активизации, например в ранге складчатых систем. Действительно, как показано Б. М. Козьминым, структуры мезозойской активизации Алданского щита и Становика и в настоящее время проявляют достаточно высокую сейсмическую активность. В пределах рассматриваемого региона им выделены следующие сейсмоактивные районы: Становой хребет, Алданское нагорье и район, расположенный южнее Станового хребта. Особый интерес вызывает зона Алданского нагорья (Южно-Якутская зона, по Е. И. Эрглис, 1972). Здесь даже за непродолжительный период наблюдений 1968 г. зарегистрировано значительное число землетрясений, причем очаги некоторых из них достигают глубины 30—40 *км*, что не характерно для смежных участков. Южно-Якутская зона генетически связывается с зоной Байкальского рифта, являясь ее восточным продолжением. Через область Становика-Джугджура эта зона протягивается на восток к Охотскому морю (Солоненко, 1968). В целом рассматриваемая зона высокой сейсмичности и интенсивной активизации, начавшая свое развитие в юрское время, является элементом трансрегионального материкового Монголо-Байкало-Якутского рифтового пояса, обоснованного М. И. Ициксоном и Л. И. Красным в 1970 г. Осевая часть этой уникальной сейсмогенной структуры в створе АЯМ приходится на район Чульманской впадины. Специфичность строения Чульманской впадины подчеркивается приуроченностью к глубинам 18—22, реже 22—25 *км* так называемых аномальных границ обмена (соответствуют обменным волнам обратной полярности), которые с известной долей вероятности могут рассматриваться как кровли зон пониженной скорости сейсмических волн. Характерно, что в более западных отрезках Байкало-Якутского рифта (Баргузинская впадина) «слой» по-

ниженной скорости (5,9—6,0 *км/сек* против 6,2—6,4 *км/сек* выше и ниже по разрезу), по данным ГСЗ (Б. П. Мишенькин и др.), фиксируется в близком указанному интервале глубин (14—18 *км*). Не исключено, что выявленные по данным МОВЗ аномальные границы обмена соответствуют мощному проводящему слою с сопротивлением несколько *ом/м*, установленному на глубинах 17—20 *км*, по данным МТЗ, в северных районах Амгинской антеклизы (Бердичевский и др., 1969).

Таким образом, имеются некоторые специфические характеристики глубинного строения, общие для металлогенических зон этапа мезозойской активизации золото-молибденового пояса Приамурья и Центрально-Алданского района, а также частично и для Северо-Становой зоны. В первую очередь, это относительно пониженная намагниченность образований, слагающих кристаллический фундамент, и почти полное отсутствие проявлений современной сейсмической активности. По особенностям расслоения земной коры в вертикальном направлении Центрально-Алданская зона в целом мало отличается от прилегающих участков Алданского щита. Гораздо более контрастно проявлен в глубинном разрезе золото-молибденовый пояс, которому соответствует зона моноклинального залегания преломляющих горизонтов в коре и самой верхней части мантии. Сходные с этим поясом элементы расслоенности коры наблюдаются и в Северо-Становой зоне. Необходимо отметить, что зоны моноклинального залегания сейсмических границ зафиксированы и в других районах СССР. Так, на профиле Арысь — Балхаш совершенно аналогичная глубинная структура, проявленная в гранитно-метаморфическом слое до глубины ~25 *км*, установлена, по данным ГСЗ, в пределах хребта Каратау, где она соответствует ареалу развития свинцово-цинковых месторождений. Больше данных имеется по территории Центрального и Западного Забайкалья, где работами МОВЗ установлено 10 зон аномального глубинного строения, восемь из которых расположены в Селенгино-Яблоновой складчатой системе. Поперечные размеры большинства указанных зон порядка 20—50 *км*, самые большие углы наклона границ (до 10°) фиксируются обычно в толще гранитно-метаморфического слоя. Значительная часть зон аномального глубинного строения в Забайкалье может быть приведена в соответствие с конкретными рудными районами (Еравнинский узел свинцово-цинковых, железорудных и редкометальных месторождений, Кличкинская свинцово-цинковая рудная зона, Сулхаринская и Бичурская зоны эпитермального оруденения). Природа «моноклинальных» зон во многом остается неясной. В частности, не известно, отражают ли они исключительно элементы наложенных структур сравнительно позднего времени формирования или реликты древней структуры. Во всяком случае судя по имеющимся главным образом сейсмологическим материалам, рассматриваемые зоны относятся к участкам более напряженной (контрастной) структуры, чем смежные зоны сравнительно «простого» строения, где сейсмическое расслоение земной коры практически горизонтальное. Можно предполагать, что зоны напряженной структуры в среднем более перспективны на комплекс эндогенных полезных ископаемых, чем участки более «простого» строения, хотя последние, например в Забайкалье, и несут промышленное редкометальное оруденение (Джидинская, Турка-Кыджимитская и другие зоны).

Необходимо отметить, что именно золото-молибденовый пояс Приамурья (и отчасти Северо-Становая зона), а не другие районы Олекмо-Становой системы проявился как зона моноклинального строения. В свете приведенных данных мы приходим к выводу, что золото-молибденовый пояс и, вероятно, Главный Приамурский золотоносный пояс в целом

сохраняют свое значение как основная рудолокализующая структура на золоте и другие виды эндогенного оруденения (в том числе эпитермальное) в пределах рассматриваемой части Приамурья и южного обрамления Алданского щита. Таким образом, результаты наших исследований дают некоторый новый материал, подкрепляющий металлогеническое районирование этапа мезозойской активизации, показанное на Металлогенической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1967).

Некоторые практические рекомендации. Вопросы, поставленные в статье, могут представить интерес в оценке перспектив обширной Становой области, в пределах которой проблема поисков коренных месторождений золота и иных металлов приобретает важное значение. Имеются общие геологические предпосылки для успешного решения этой проблемы. В их основу положены две общие идеи.

1. Крупным массивам мезозойких активизационных (телеорогенных, по Л. И. Красному) гранитоидов удского комплекса, образующих протяженную цепь от Джугджура до истоков Олекмы, предшествуют дайки основного и среднего состава. Эти дайки слагают огромные поля и свиты даек, с которыми нередко связаны верхние части россыпей. К дайкам и вмещающим их кристаллосланцевым комплексам приурочены зоны сульфидизации. Немногочисленные анализы показали существенную золотоносность этих образований. Подобные образования были установлены Г. В. Грушевым и Ю. М. Владимирским в 1950 г. в истоках Зеи, Е. П. Гуровой и Е. П. Гуровым (1966) в системе р. Сутам, В. С. Когеном (1968) в системе р. Нюкжа. Таким образом, здесь усматривается определенная аналогия с «диоритовым» золотоносным дайковым поясом Индигиро-Колымского края.

2. Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс не имеет продолжения в районы Нижнего Амура, а некогда поворачивал на запад вдоль Станового линеамента, обрамляя с юга Сибирскую платформу. В результате воздыманий Становика этот пояс был здесь значительно эродирован. Сохранились лишь многочисленные вулканогенные поля и некковые постройки. В связи с идеей о преемственности их от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса вопрос об оценке их на золото-серебряное близповерхностное оруденение охотско-чукотского типа представляется крайне актуальным.

ВЫВОДЫ

1. Намечены элементы связи между металлогенической зональностью, соответствующей этапу мезозойской активизации, и глубинным строением отдельных блоков земной коры с поперечными размерами в несколько десятков километров. Наиболее контрастно проявлен золото-молибденовый пояс, приуроченный к зоне моноклинального залегания сейсмических горизонтов и являющийся участком напряженной глубинной структуры.

2. На примере Алданского щита, Северо-Становой зоны и золото-молибденового пояса Приамурья можно сделать вывод, что в ряде регионов процессы мезозойской тектоно-магматической активизации приводят к существенному уменьшению избыточной намагниченности пород, возникшей на более ранних этапах геологического развития. Необходимо проверить степень общности этого признака для других зон активизации на территории СССР.

3. Наряду с применяемыми традиционными геофизическими методами, основанными на анализе главным образом интенсивности и градиентности физических полей, для металлогенического прогнозирования

большой интерес может представить геометрия (нарушенность элементов залегания) глубинных сейсмических разделов. Необходимо повысить внимание к разработке этого нового направления как для прогнозирования региональных минерагенических зон, так и, возможно, в целях локализации конкретных рудных узлов.

4. Проведенные сопоставления металлогенической зональности и глубинного строения указывают на целесообразность продолжения подобных работ на базе более обширных материалов. При этом для получения статистически значимых количественных показателей глубинного строения, которые могли бы быть использованы для металлогенического прогноза, необходимо: а) определить наиболее информативные геолого-геофизические признаки глубинного строения; б) использовать при анализе, как правило, однородные признаки, установленные на одной и той же методологической основе для достаточно крупных и разнородных регионов; в) провести многомерный корреляционный анализ геолого-геофизических параметров глубинного строения и металлогенических признаков.

5. При использовании данных глубинной геофизики для металлогенического районирования и прогнозирования необходимо соблюдать большую осторожность, поскольку эндогенная минерагения древних этапов формирования, по-видимому, в известной мере не зависит от современной структуры глубоких участков земной коры. Связь минерагении с современным глубинным строением проявляется, в частности, через различные тектонические формы, генезис и время формирования которых еще нуждается в длительном изучении.

Литература

Аргутина Т. А. Использование магнитометрических исследований для изучения глубинного геологического разреза вдоль Амуро-Якутской магистрали.— Геол. и геофиз., 1972, № 6.

Бакшт Ф. Б. О зонах пониженного магнитного поля над золоторудными месторождениями Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1970, № 3.

Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Цареградский В. А. Связь эндогенных рудных месторождений Казахстана с глубинными разломами, интрузивным магматизмом и строением земной коры.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1965, № 5.

Бердичевский М. Н., Борисова В. П., Бубнов В. П., Ваньян Л. Л., Фельдман И. С., Яковлев И. А. Аномалия электропроводности земной коры в Якутии.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1969, № 10.

Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Наука», 1966.

Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогения Алданского щита.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. «Недра», 1968.

Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным.— Сов. геология, 1972, № 10.

Глуховский М. З., Коген В. С. Основы прогнозирования эндогенного оруденения в областях тектоно-магматической активизации (на примере Станового хребта).— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Гурова Е. П., Гуров Е. П. Мезозойские малые интрузии западной части Станового хребта.— Геол. и геофиз., 1966, № 2.

Иициксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геология, 1966, № 1.

Иициксон М. И., Ильин К. Б. Металлогения Приамурья и Приморья.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. «Недра», 1968.

Иициксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2.

Иициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ними минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного

пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука, 1967.
Иициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
Коген В. С. Главнейшие типы золотого оруденения центральной части Станового хребта.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1968, вып. 3(5).
Козьмин Б. М. Основные сейсмоактивные районы Якутии.—В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. 2. Новосибирск, 1972.
Менакер Г. И. Соотношение мощностей основных слоев земной коры, как фактор региональной рудной зональности в Центральном и Восточном Забайкалье— Изв. Забайкальск. фил. Географ. об-ва СССР, 1971, 7, вып. 5.
Металлогеническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. «Недра», 1967.
Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм областей тектонической активизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. «Наука», 1972.
Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
Сидоренко З. В., Бергер В. И., Попович Н. И. Методика составления прогнозно-металлогенической карты на ртуть и сурьму.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1972, **176**.
Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
Солоненко В. П. Живая тектоника, вулканы и сейсмология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. «Наука», 1968.
Сытин Ю. И. Проблемы изучения глубинного строения областей завершенной складчатости.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1972, **178**.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щерба Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1965, № 5.
Эрглис Е. И. Сейсмичность Южной Якутии и Амурской области в июне — сентябре 1968 г.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. 2. Новосибирск, 1972.
Ялынычев Е. В. О перспективности различных генетических типов золоторудных проявлений в центральной части Станового хребта.— В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.

В. С. Малых

МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПРОТЕРОЗОЯ

Прогнозная оценка регионов на выявление полезных ископаемых во многом зависит от уровня развития общих теоретических вопросов в геологии, в частности в металлогении как науке о закономерностях размещения полезных ископаемых. Автором почти в течение 20 лет изучалась металлогения Байкальской складчатой области, главным образом в пределах Байкало-Патомского нагорья, Западного Прибайкалья и частично Северо-Восточного Забайкалья.

Первоначальные исследования базировались на представлениях Ю. А. Билибина, в результате чего к началу 60-х годов автором был сделан вывод, что ведущим в металлогении Байкальской складчатой области является завершающий этап развития протерозойской геосинклинали, охватывающий, по представлениям того времени, нижний палеозой. Дальнейшие исследования автора, проведенные совместно с А. Л. Александровым, Т. С. Михайловой, З. П. Макарочкиной и други-

ми исследователями, были направлены на изучение металлогении послепротерозойского периода развития Байкальской складчатой области. На основании новых представлений в металлогении, наиболее полно отображенных в обстоятельных трудах А. Д. Щеглова (1967, 1968), были пересмотрены существующие положения о геологическом строении Байкальской складчатой области и выявлены характерные признаки тектоно-магматической активизации в мезозое по зонам разломов древнего заложения субмеридиональной системы, а затем дано обоснование сопровождающей этот процесс магматической деятельности.

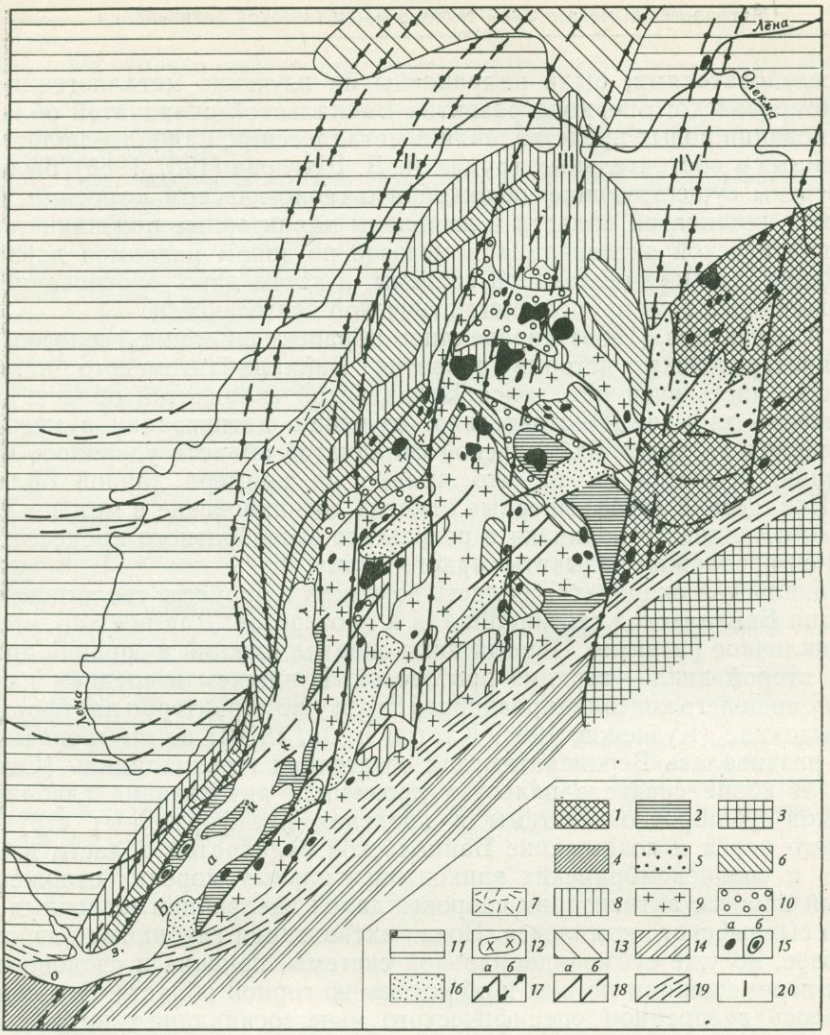
Г. А. Кузнецов (1966) справедливо обращал внимание геологов, что послепротерозойская история развития Байкало-Патомского нагорья (большая часть внешнего пояса Байкальской складчатой области) незаслуженно забыта. Действительно, изучению активизации в мезозойский период развития Байкальской складчатой области уделялось мало внимания, несмотря на то, что именно на примере данной области Е. В. Павловский (1948) впервые отметил возникновение в мезозое Байкальского сводового поднятия в результате своеобразного процесса, который он предложил называть «аркогенезом».

Байкальская складчатая область возникла в процессе геологического развития Байкальской геосинклинали в протерозое. Для нее характерно двухцикличное развитие. Первый цикл охватил нижний и средний протерозой, второй цикл — верхний протерозой. В нижнем и среднем палеозое для внешнего консолидированного пояса уже характерно платформенное состояние (Кузнецов, 1966; Клитин и др., 1970); во внутреннем же поясе развивалась Верхневитимская остаточная геосинклиналь (Салоп, 1964). В конце среднего палеозоя произошла активизация глубинных разломов субширотной системы в пределах платформенных структур внешнего пояса и воздымание Байкальской складчатой области из-под нижне- и среднекембрийских эпиконтинентальных морских отложений. Данный процесс активизации сопровождался внедрением щелочных интрузий сыннырского комплекса. Новая активизация глубинных разломов в мезозое, но уже субмеридиональной системы, привела к сводово-глыбовым перемещениям по ним и образованию горной области. Это сопровождалось внедрением специфического «внегеосинклинального» комплекса трещинных интрузий кислого состава (фиг. 1).

Изучение автором металлогении Байкальской складчатой области показало, что распределение магматических комплексов и соответствующих им рудных формаций находится в строгой зависимости от условий первичного заложения глубинных разломов, т. е. от их генетической природы. При изучении глубинных разломов как магмо- и рудоподводящих каналов нами была применена структурно-генетическая классификация В. А. Апродова (1964), который для неогея выделяет разломы геосинклинальные и платформенные с дальнейшим более дробным делением. Оказалось вполне возможным применение данной классификации и к более древним структурам.

Известно, что заложение Байкальской геосинклинали в нижнем протерозое обусловлено раздроблением и погружением края архейской платформы (Салоп, 1964). Отсюда следует сделать вывод, что расчленение на крупные блоки древней платформы произошло в конце архея и по своей природе эти разломы следует относить к платформенным разломам.

Расположение геосинклинали на опущенном крае древней платформы свидетельствует о том, что эти разломы были краевыми; относительно простирания края платформы они подразделяются на продольные и поперечные (Малых, 1973_{1-3}). Следует отметить, что система краевых



Фиг. 1. Схематическая геолого-структурная карта Байкальской горной области

1 — архейский складчатый комплекс Алданского щита;
2 — внутригеосинклинальные глыбы архейского кристаллического основания Байкальской складчатой области протерозоя;
3 — архейско-протерозойский складчатый комплекс Станового хребта;
4 — то же, Восточного Саяна;
5 — нижнепротерозойский складчатый комплекс Удоканского прогиба;
6 — краевые и срединные геоантиклинальные поднятия нижнепротерозойского структурного этажа (образования первого геосинклинального цикла развития);
7 — среднепротерозойский структурный ярус — вулканогенные и интрузивные образования орогенного этапа развития первого геосинклинального цикла;
8 — верхнепротерозойский структурный этаж (образования второго геосинклинального цикла развития);
9 — верхнепротерозойские интрузивные образования (баргузинский и тельмамский комплексы) инверсионного этапа второго цикла развития;
10 — нижнепалеозойские образования эпиконтинентального морского бассейна, сохранившиеся в тектонических блоках;
11 — платформенный чехол Сибирской платформы;
12 — массивы щелочных пород сыннырского комплекса платформенной активизации в конце среднего палеозоя;
13 — мезозойские отложения Вилюйской синеклизы;
14 — Западно-Забайкальская область мезозойской активизации каледонского складчатого комплекса;
15 — трещинные интрузии гранитоидов, отвечающие мезозойской сводово-глыбовой активизации Алданского щита и Байкальской горной области (*а*); в пределах Прибайкальского разлома условно показан как мезозойский даванский комплекс (*б*);
16 — кайнозойские отложения во впадинах Байкальской рифтовой системы;
17 — глубинные разломы поперечной системы (субмеридионального направления) в пределах внутреннего пояса Байкальской области, проникающие во внешний пояс и за его пределы на платформе (*а*), скрытые под отложениями верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя (*б*);
18 — глубинные разломы продольной системы (субширотного направления), проникающие в структурах байкалид и Алдана (*а*) и скрытые под чехлом Сибирской платформы (*б*);
19 — Саяно-Становой краевой пограничный шов;
20 — глубинные разломы поперечной системы:
I — Прибайкальский,
II — Баргузинский,
III — Западный и Восточный Уринские,
IV — Ничатский

продольных разломов относительно края древней платформы имеет некоторое отклонение в сторону Уринского входящего угла байкалид. На западе разломы ориентированы в восток-северо-восточном направлении, а на востоке отклоняются на запад-северо-запад. Это свидетельствует о влиянии на раздробленный Байкальский мегаблок основания сдавливающих сил более массивных смежных блоков — Алданского на востоке и Ангарского на западе.

При анализе размещения интрузивных комплексов в историческом развитии Байкальской геосинклинали, а затем в постгеосинклинальный период ее развития установлено, что для продольных разломов характерны только интрузии основного, ультраосновного и щелочного состава, тогда как для поперечных разломов (Ничатский, Западный и Восточный Уринские, Баргузинский и Прибайкальский) — интрузии только кислого состава.

Для обеих систем разломов наблюдается очередность во времени проявления по ним магматизма: магматическая активизация разломов одной системы исключает магматическую активизацию другой системы (см. таблицу). Продольные разломы в протерозое разграничивали структурно-фациальные зоны геосинклиналей, а поперечные разломы играли роль барьеров или фациальных коридоров, по Н. И. Томсону (1967), что было подробно показано на примере Уринских разломов (Малых, 1971_3). Взаимопересечение разломов продольной (субширотной) и поперечной (субмеридиональной) систем создало блоковое строение фундамента.

Переход по простиранию краевых поперечных разломов на севере за пределами Байкальской складчатой области в срединноплатформенные разломы Вилюйско-Полоусной системы (Штех, 1965; Мокшанцев и др., 1968) позволил автору рассматривать данную систему разломов как единое целое и предложить называть Байкало-Верхоянским поясом сквозных глубинных разломов (Малых, 1970_1). Этот пояс, пересекая платформу, связывает в ходе исторического развития две различные по возрасту геосинклинальные области — Байкальскую на юге и Верхоянскую на северо-востоке. Автономная активизация разломов данного пояса (в понимании А. Д. Щеглова, 1968) в Верхоянской складчатой области проявлена в верхнем мелу. Для этого периода характерно внедрение малых трещинных интрузий омсукчанского комплекса — гранитоидов пестрого состава, сопровождающихся редкометальной минерализацией. Активизация могла захватить весь пояс в целом, включая и Байкальскую складчатую область. Подтверждается это развитием по Ничатскому разлому (разграничивающему Байкальскую складчатую область и Алданский щит) гранитоидных интрузий алданского комплекса послеверхнеюрского возраста (Салоп, 1967), а также интрузий биотитовых гранитов, цепочкообразно располагающихся по Уринским разломам, со специфической редкометальной минерализацией, абсолютный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, 180—76 млн. лет.

Другим подтверждением широкого развития процессов активизации является наличие к югу от Байкальской горной страны Западно-Забайкальской области мезозойской активизации складчатых структур каледонид (Комаров и др., 1964; Щеглов, 1967, 1968; Комаров, 1967).

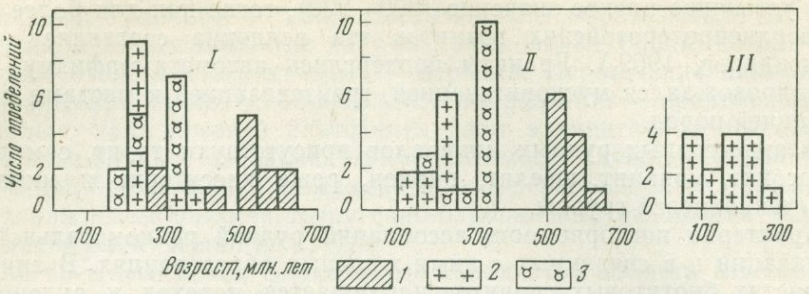
Ю. В. Комаров для завершающего этапа внегеосинклинального магматизма Западного Забайкалья выделяет куналейский интрузивный комплекс биотитовых гранитов и гранит-порфиров, несущих также редкометальную минерализацию. Возраст данного комплекса определяется как верхнеюрский.

Схема размещения магматических комплексов в историческом развитии глубинных разломов Байкальской складчатой области

Эра, период		Тектоно-магматический цикл и этап развития Байкальского мегаблока		Системы разломов и присущие им магматические комплексы	
				субширотные разломы	субмеридиональные разломы
Кайнозой	Четвертичная эпоха	Дробление рифта		—	Термальные воды
	Третичная эпоха	Образование рифта		Базальты, щелочные базальты	—
Мезозой		Сводово-глыбовая активизация		—	Алданский, верхнеангарский, джегдокарский комплексы — граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры
Средний — верхний палеозой		Платформенная активизация		Сыннырский комплекс—щелочные и нефелиновые сиениты	—
Поздний — нижний палеозой		II цикл развития эпиплатформенной геосинклинали	Конечный этап *	—	Витимканский комплекс — граниты, граносиениты, монциониты, гранодиориты
Ранний — нижний палеозой			Поздний этап	Бирамьинский комплекс — габбро-диабазы	—
Поздний — верхний протерозой			Средний этап		Баргузинский, тельмамский комплексы — граниты
Ранний — верхний протерозой			Начальный этап	Довыренский, икатский комплексы — габброиды и гипербазиты	—
Поздний — средний протерозой		Платформенное состояние		—	—
Ранний — средний протерозой		I цикл развития эпиплатформенной геосинклинали	Поздний этап	—	Витимский, амандракский, ирельский, приморский комплексы — гнейсо-граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диориты; кислые эффузивы
Нижний протерозой			Ранний этап	Каларский, муйский, кочериковский комплексы—габброиды, гипербазиты, плагиограниты, кварцевые диориты, основные эффузивы	—
Поздний архей		Платформенная активизация; заложение глубинных разломов		Краевые разломы, продольные относительно края протоплатформы	Краевые разломы, поперечные относительно края протоплатформы, переходящие на север в срединноплатформенные разломы

* Проявлен только в Верхневитимской остаточной геосинклинали.

Существование волновой миграции магматических процессов данного периода развития позволяет предположить, что возраст выделяемых нами для Байкальской области мезозойской активизации рудоносных биотитовых гранитов, завершающих магматическую деятельность, может быть определен как средний между омсукчанским (верхнемеловым) на севере и куналейским (верхнеюрским) комплексами на юге,



Фиг. 2. Гистограммы калий-аргоновых возрастных значений послепротерозойских комплексов пород по данным: *I* — из каталога М. М. Мануйловой и др. (1968); *II* — Л. И. Салопа (1967); *III* — автора и сотрудников ВостСибНИИГГиМС

1—3 — породы: *1* — осадочные, *2* — изверженные кислые, *3* — изверженные щелочные

что закономерно согласуется с возрастом алданского послеверхнеюрского (нижнемелового) комплекса. Проявление же мезозойского магматизма Байкальской области, вероятно, было растянуто во времени от триаса до нижнего мела включительно, что видно из гистограмм возрастных абсолютных значений послепротерозойских изверженных пород (фиг. 2).

Проявление мезозойской и предшествующей ей активизации в конце среднего палеозоя фиксируется по локальному омоложению архейских и протерозойских пород (Салоп, 1967; Геохронология..., 1968).

Все это позволяет нам с достаточной уверенностью считать, что интрузии биотитовых аляскитовых гранитов в пределах структур внешнего пояса Байкальской складчатой области, ранее относимых к витимканскому комплексу нижнего протерозоя (Салоп, 1967), обусловлены мезозойской активизацией, и выделить их в самостоятельный джегдокарский комплекс по Уринской зоне глубинных разломов и верхнеангарский — по Баргузинскому разлому. В пределах Прибайкальского глубинного разлома развиты подобные интрузии кислого состава, выделяемые М. П. Лобановым в даванский комплекс, датируемый им протерозоем — палеозоем. Изучение подобных гранитов на южном окончании этого разлома (в центральной части Западного Прибайкалья), проведенное Т. С. Михайловой совместно с автором, дает возможность сопоставлять их с биотитовыми гранитами Уринской зоны глубинных разломов (Михайлова, 1968).

Наиболее полно изучены гранитоиды джегдокарского комплекса. В их составе в равной мере встречаются как породы, пересыщенные алюминием, так и породы нормального ряда. По А. Н. Заварицкому, они могут быть отнесены к классу *2* ($45>Q>15$). Среди указанных гранитов имеются сильно пересыщенные или богатые щелочами. Для них характерны близкие значения отношения калия к натрию при устойчивом преобладании содержания калия над натрием. Содержание фемических компонентов невелико, что в целом характеризует лейкократовый состав гранитов. Одной из общих особенностей состава гранитов служит пониженное содержание трехвалентного железа.

Данные интрузии характеризуются следующими геохимическими признаками: повышенным на порядок средним содержанием рубидия (0,0218%) по сравнению с более древними верхнепротерозойскими гранитами мамско-оронского и тельмамского комплексов (0,0112%); повышенным на порядок средним содержанием лития (0,004%) по сравнению с теми же (0,024%) гранитами протеозоя. Отношение калия к рубидию

имеет устойчиво низкое значение (200—220), тогда как для более древних верхнепротерозойских гранитов эта величина составляет ~300 (Александров, 1969_2). Граниты подверглись автометаморфизму, который сопровождался мусковитизацией, грейзенизацией и местами амазонитизацией пород.

Из акцессорных рудных минералов присутствуют торит, самарскит, фергюсонит, монацит, шеелит, циркон, реже касситерит и минералы тантало-ниобиевой группы.

Характерна повторяемость ассоциаций рудной редкометальной минерализации и в связанных с ними жильных образованиях. В апикальных частях биотитовых гранитов наблюдается переход к рудоносным измененным гранитам. Постояннное присутствие флюорита в измененных гранитах и в жильных образованиях свидетельствует о богатстве магмы летучими компонентами.

По геофизическим данным, как установлено З. П. Макарочкиной, массивы биотитовых гранитов джегдокарского комплекса приурочены к гравитационным ступеням, к линейным, резко дифференцированным магнитным, а также к линейным и площадным радиоактивным аномалиям, сопровождающим межблоковые разломы в фундаменте складчатых структур верхнепротерозойского осадочного комплекса.

Малые и умеренные глубины формирования интрузий определяются по ряду геологических признаков: наличию мелкозернистых зон закалки, присутствию миароловых пустот, амфибол-пироксеновых фаций контактового метаморфизма, явлениям поверхностного гибридизма (Джегдокарский, Опорогский, Константиновский массивы).

С гранитами джегдокарского комплекса связаны широко распространенные в районе даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров, пространственно тяготеющих к выходам неглубоко эродированных штоков, подчиненных в своем распространении единому структурно-тектоническому плану, к зонам повышенной трещиноватости в породах верхнего структурного этажа, отражающих субмеридиональные глубинные разломы в фундаменте.

Необходимо также отметить, что эрозионный срез отдельных массивов достигает значительных глубин (Синьский массив), тогда как в большинстве массивов местами сохраняются провесы кровли (Джегдокарский массив, Константиновский шток), а местами выражены на поверхности только зоны контактово-измененных вмещающих пород (участки Кадали, Бутуя, Вандяхский и др.).

Оценка температур формирования биотитовых гранитов джегдокарского комплекса как основного фактора условий становления массивов проведена для двух интрузивных массивов — Константиновского и Джегдокарского по двухполевошпатовому геотермометру Барта. Средние температуры по производному пересчету составляют: 560±27° С для Константиновского и 568±15° С для Джегдокарского массива (Александров, 1969_1).

Для интрузий биотитовых гранитов установлена генетическая связь редкометальной (Ta, Nb, Mo, W, Sn) минерализации, а на примере Бодайбинского района парагенетическая связь с золотом.

Байкало-Верхоянский пояс глубинных разломов по совокупности геологических признаков может быть отнесен, по классификации И. Н. Томсона и М. А. Фаворской (1969), к структурам «сквозного» типа, а Байкальская область активизации — к структурам III порядка как поперечное звено — сводово-глыбовое поднятие в системе пояса, ограниченное Ничатским и Прибайкальским глубинными разломами с востока и запада. Внутренние же разломы данной системы (Восточный

и Западный Уринские, а также Баргузинский) образовывали структурные швы, делящие поднятие на узкие продольные блоки, которые следует уже отнести к структурам IV порядка. Пересечения данных блоков разломами иного (субширотного) направления — продольными относительно края древней платформы дают элементарные тектоно-магматические блоки VI порядка. Примерами могут служить Бодайбинский и Мамский блоки, блок Тельмамского узла пересечения, ряд блоков, несущих нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения (Средне-Витимский блок) и многие другие.

Для внешнего пояса Байкальской складчатой области известны два горнопромышленных района — Мамский слюдоносный район, целиком вписывающийся в блок VI порядка, т. е. в Мамский элементарный тектоно-магматический блок, и Ленский (собственно Бодайбинский) золотоносный район, приуроченный к Бодайбинскому элементарному блоку. Кроме того, известно Келянское ртутное месторождение, приуроченное к Средне-Витимскому блоку, выполненному кембрийскими осадочными образованиями, а также полиметаллические месторождения. Обилие же рудопроявлений других эндогенных полезных ископаемых указывает на существование других рудоносных элементарных блоков, в пределах которых могут быть обнаружены месторождения олова, вольфрама, молибдена, меди, полиметаллов и прочих полезных ископаемых, оценка которых фактически до сих пор не проведена, главным образом из-за существующего представления о связи эндогенной рудной минерализации с протерозойскими тектоно-магматическими процессами.

По данным А. Д. Щеглова (1968, 1973), развитие областей активизации протекает в две стадии, каждая из которых характеризуется соответствующим набором рудных месторождений. Первая стадия сопровождается внедрением по глубинным разломам магматических пород, и в зависимости от их состава образуются определенные комплексы рудных месторождений. В условиях, когда активизация сопровождается внедрением кислых гипабиссальных пород (гранитов и гранит-порфиров), возникают месторождения олова, вольфрама и молибдена, а также золота, полиметаллов, меди, часто в сопровождении кобальта и никеля. Именно данный тип рудной минерализации характерен для Байкальской области (внешнего пояса). В пределах региона широко развиты рудопроявления Sn, W, Mo (в пегматитах, грейзенах, высокотемпературных кварцевых жилах и в зонах сульфидной минерализации).

Известны золоторудные месторождения кварцево-жильного типа, сопровождающиеся интенсивной золотосодержащей сульфидной минерализацией вмещающих пород (Бодайбинский район). Существуют также месторождения полиметаллов в комплексе с флюоритом (Таборное месторождение в Западном Прибайкалье и Холоднинское на Северо-Байкальском нагорье). Для Западного Прибайкалья весьма характерны проявления полиметаллов с кобальтом и никелем. Причем интересно, что они локализуются в силикатных породах, тогда как полиметаллическая минерализация без указанных полезных компонентов (месторождение Таборное и др.) приурочена к карбонатным породам верхнего протерозоя. По А. Д. Щеглову, проявления кобальта и никеля в полиметаллических рудах весьма характерны для металлогении первой стадии активизации.

Во вторую стадию активизации формируются месторождения эпитермального типа, представленные флюоритом, баритом, полиметаллами, золотом, ртутью и марганцем. Из этого набора полезных ископаемых отчетливо проявлена ртутная минерализация (Келянское месторождение) в тектонических блоках, выполненных кембрийскими отложениями.

Признаки низкотемпертурной золоторудной минерализации балейского типа отмечаются в тех блоках, где присутствует ртуть.

Широко развита в пределах структур внешнего пояса Байкальской области флюоритовая, баритовая и сурьмяная минерализация, но масштабы ее еще не установлены. Известно, что полиметаллические месторождения региона сопровождаются флюоритовой минерализацией промышленного значения. На периферии Байкальской области в Ангаро-Ленском передовом прогибе с прошлого столетия известны стратиформные месторождения полиметаллов, получившие общее название «ленских медистых песчаников».

Краткий обзор рудной минерализации, проявленной в пределах активизированных структур внешнего пояса Байкальской складчатой области, позволяет увидеть сходство металлогении данной области с металлогенией более изученных областей активизации. Первоочередной оценки промышленных перспектив требует оловорудная минерализация зоны Прибайкальского глубинного разлома, локализующаяся как в породах нижнего структурного этажа (в эффузивах среднего протерозоя), так и в осадочных породах верхнего протерозоя и кембрия верхнего структурного этажа.

Обоснование проявления мезозойской активизации и связанной с ней металлогении в пределах внешних структур Байкальской складчатой области и следующих из этого перспектив на выявление месторождений Sn, W, Mo, Co, Cu, Pb, Zn, Au, Hg, Sb и других полезных ископаемых, по мнению автора, наиболее важный итог ее многолетних исследований металлогений данной территории.

Литература

Александров А. Л. Петрохимические методы в двухполевошпатовой геотермометрии.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969_1.

Александров А. Л. Статистическая оценка параметров распределения калия, натрия, рубидия и лития в гранитоидах Байкалид и их прикладное значение.— Геохимия, 1969_2, № 4.

Апродов В. А. Структурно-генетическая классификация глубинных разломов.— В кн.: Глубинные разломы. «Недра», 1964.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. «Наука», 1968.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. «Наука», 1970.

Комаров Ю. В. Волновая миграция тектоно-магматических процессов в Западном Забайкалье.— Материалы к геол. конф., посвящ. 50-летию советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967.

Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя на примере внутренних районов Азии.— В кн.: Деформация пород и тектоника. «Недра», 1964.

Кузнецов Г. А. К вопросу о послепротерозойской истории геологического развития Байкало-Патомской горной страны.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966.

Малых В. С. Некоторые особенности металлогении Байкальской горной области.— В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Малых В. С. О мезозойской активизации Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1970, **194**, № 1.

Малых В. С. Байкало-Верхсянский пояс глубинных разломов и его металлогения.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971_1.

Малых В. С. Перспективы внешних структур Байкальской горной области на выявление месторождений олова.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971_2.

Малых В. С. Уринская зона скрытых глубинных разломов Байкальской горной области.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей Восточной Сибири. Иркутск, 1971_3.

Малых В. С. Две системы глубинных разломов Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973.
Михайлова Т. С. Крестовская металлогеническая зона редкометальной минерализации.— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников ВостСибНИИГГИМС. Иркутск, 1968.
Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. «Наука», 1968.
Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 31.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. «Недра», 1964.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. «Недра», 1967.
Томсон И. Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения.— В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. «Недра», 1967.
Томсон И. Н., Фаворская М. А. Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 1. «Наука», 1969.
Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. «Наука», 1965.
Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Г. В. Андреев

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И НА ВИТИМСКОМ ПЛОСКОГОРЬЕ

Наряду с областями тектоно-магматической активизации, представляющими, по мнению ряда исследователей, третий структурный элемент земной коры, необходимо выделять зоны тектоно-магматической активизации. Последние отличаются меньшими размерами, развитием щелочного интрузивного магматизма и специфической металлогенией. Металлогеническое значение таких зон весьма велико. В связи с этим они заслуживают самого пристального внимания и всестороннего изучения. В качестве примера мы приводим характеристику двух зон тектоно-магматической активизации, расположенных на территории Байкальской горной области. Особенности размещения этих зон в структуре Западного Забайкалья отражены на схеме (см. фигуру).

Зона тектоно-магматической активизации в Северном Прибайкалье прослеживается от северной оконечности оз. Байкал до р. Мамы на расстоянии 400 *км*, ширина ее до 30 *км*. Она контролируется субпараллельными глубинными разломами северо-восточного простирания. Последние представляют главный структурный элемент зоны.

В пределах рассматриваемой структуры выделяется сыннырский интрузивный комплекс, в состав которого входят девять массивов. Размеры последних колеблются от 0,5 до 564 *км*^{2}. Интрузивные тела сложены нефелиновыми сиенитами, псевдолейцитовыми сиенитами, щелочными

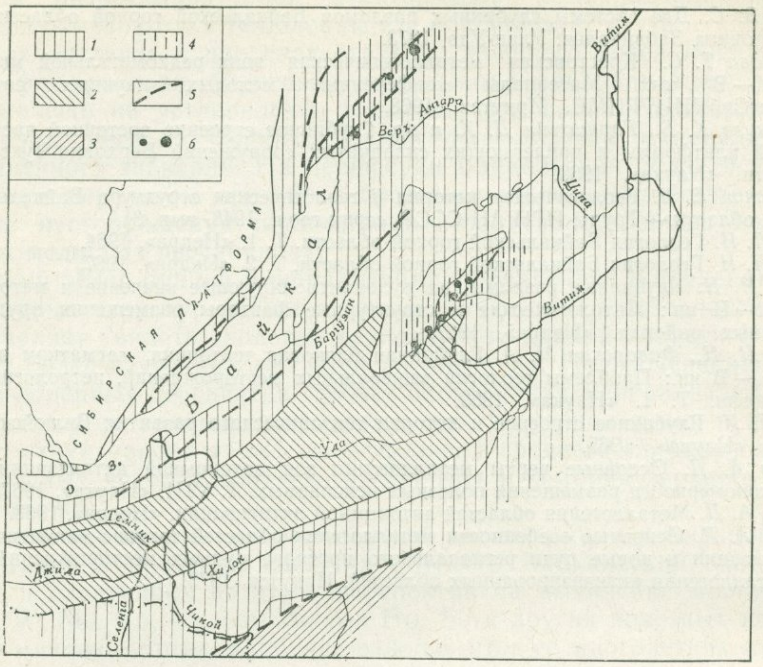


Схема размещения верхнепалеозойских зон тектоно-магматической активизации в Западном Забайкалье

1 — область байкальской складчатости, представлявшая в раннекаледонскую эпоху геоантиклинальное поднятие;
2 — эвгеосинклинальная зона раннекаледонской складчатости;
3 — область герцинской складчатости;
4 — зоны верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации;
5 — главнейшие разломы;
6 — массивы щелочных пород

сиенитами, сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами. Щелочные массивы сыннырского комплекса подробно описаны в работах многих исследователей (Жидков, 1962; Андреев, 1965; Архангельская и др., 1968; Зак и др., 1969; Тихоненкова и др., 1971).

Самый крупный, Сыннырский массив расположен в центральной части зоны. Площадь его 564 *км*², поперечные размеры 23—26 *км*. Строение плутона концентрически-зональное. В центральной части обнажаются щелочные сиениты, слагающие эллипсоидальное в плане тело. Оси его равны 16 и 6,5 *км*. Большая часть массива сложена нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, образующими кольцевую интрузию шириной от 3,5 *км* на западе до 12 *км* на востоке. Псевдолейцитовые сиениты обнажаются в основном во внутренней зоне кольцевой интрузии, контактирующей с щелочными сиенитами. Ширина полосы этих пород колеблется от 750 *м* до 3,5 *км*. Псевдолейцитовые сиениты отличаются высокими содержаниями калия, алюминия и представляют комплексное сырье для получения калийных удобрений, поташа, глинозема, керамических изделий, огнеупоров.

В пределах массива установлен ряд рудопроявлений апатита метасоматического генезиса. Наиболее крупное из них рудопроявление Высотное, расположенное в северо-восточной части массива. Ориентировочные запасы руд составляют 2 млн. *т* при содержании пятиокиси фосфора 7—8%.

Вмещающие массив породы представлены кембрийскими терригенными и карбонатными отложениями и верхнепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями.

На восточном и юго-восточном контактах массива с вмещающими доломитами обнажаются зоны магнезиальных скарнов с акцессорным торианитом. Торианит отчетливо ассоциирует с флогопитом, образовавшимся в постмагматическую стадию.

Следующий крупный массив сыннырского комплекса — плутон Бурпала. В плане он имеет форму эллипса, длинная ось его ориентирована с северо-запада на юго-восток. Поперечные размеры массива колеблются от 12 до 19 *км*. Плутон Бурпала характеризуется сложным строением. По периферии его в приконтактовой полосе шириной до 3,5 *км* обнажаются сиениты, граносиениты и кварцевые сиениты массивного сложения; центральная, бóльшая часть массива сложена трахитоидными щелочными сиенитами. Среди последних в северо-западном квадрате расположено несколько линзообразных тел фойяитов; в центре массива — небольшое тело мелкозернистых сиенитов, имеющее неправильные очертания.

В пределах массива в его экзоконтакте установлено несколько проявлений с акцессорной редкометальной и редкоземельной минерализацией. Наиболее интересное из них — в западном экзоконтакте массива, представленное двумя зонами метасоматических пород, прослеживающимися в север — северо-восточном направлении.

Падение зон крутое, 70—80° на северо-запад. Характеризуемые зоны сложены метасоматитами различного состава. По минеральному составу среди последних выделяются эгирин-калишпатовые, эгирин-альбитовые, биотит-альбитовые, биотит-калишпатовые породы, альбититы, эгиринiты, ортоклазиты. Главные породообразующие минералы — альбит, ортоклаз, эгирин, биотит, нефелин, арфведсонит, рибекит; второстепенные — флюорит, апатит, сфен, кварц, катаплеит, ринкит, эвколит, цеолит; в качестве акцессорных — лопарит, циркон, цезийсодержащий астрофиллит.

Другое проявление установлено в центральной части массива, в верховье руч. Левый Верхний, оно состоит из нескольких зон метасоматических пород — альбититов, эгирин-альбитов и микроклинитов. Полезная минерализация представлена торитом, чевкинитом, лопаритом, встречающимися в акцессорных количествах. В центральной части массива по правому борту руч. Правый Верхний проявление с акцессорной редкоземельной минерализацией представлено двумя телами метасоматических пород, сложенными полевым шпатом, пироксеном, сфеном, магненитом, биотитом; акцессорные минералы — бритолит и циркон.

На юго-западном фланге зоны тектоно-магматической активизации расположен Акитский массив площадью 4,5 *км*^{2}, сложенный в основном пироксен-роговообманковыми сиенитами. Среди последних в центральной части массива наблюдается подковообразное тело мелкозернистых эгирин-авгитовых гранитов и граносиенитов. В северной части массива и в его экзоконтакте обнажаются дайкообразные тела нефелиновых сиенитов. Наиболее крупное из них прослеживается по простиранию на 550 *м*.

Полезная минерализация концентрируется в пяти зонах метасоматических пород. Две из них расположены в пределах массива, остальные — во вмещающих породах. Все зоны субмеридионального простирания; сложены микроклином альбитом, флюоритом, эгирином, баритом и анкеритом. Второстепенные минералы — сфалерит, галенит, пирит и гематит; акцессорные — монацит, ксенотим, циркон, торит и паризит.

Вторая зона тектоно-магматической активизации, расположенная на Витимском плоскогорье, прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии 180 *км* при ширине до 30 *км*. В ее пределах изучены девять массивов ультраосновных — щелочных пород, объединяемых в сайженский интрузивный комплекс, который подробно охарактеризован в работах А. А. Конева (1962, 1964) и Г. В. Андреева и др. (1969). Размеры массивов от 0,3×0,25 до 3,0×7,5 *км*, форма их плито- и штокообразная. Главные разновидности пород сайженского комплекса — перидотиты, габбро-пироксениты, габбро, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты. Перечисленные породы в отдельных массивах имеют неодинаковое распространение, все они встречаются лишь в Сайженском плутоне. В металлогеническом отношении некоторые массивы сайженского комплекса представляют интерес в качестве месторождений алюминиевого сырья. Наиболее представительным в этом отношении является Нижне-Бурульзайский массив. Он образует плитообразное тело, ориентированное длинной стороной в субмеридиональном направлении, с размерами 2,2×0,2—0,5 *км*. Массив зонального строения. Большая часть массива сложена ийолитами. В эндоконтактовых участках в южной части массива полосами шириной до 30—40 *м* обнажаются мельтейгиты и якупирангиты. В осевой части интрузива среди ийолитов установлены три эллипсоидальных тела уртитов. Средние содержания окиси алюминия в ийолитах и уртитах соответственно равны 22,5 и 26,22%, т. е. они отвечают требованиям, предъявляемым к алюминиевому сырью.

Возраст сыннырского и сайженского комплексов, по геологическим данным, устанавливается как послекембрийский. Абсолютный возраст калий-аргоновым и ураново-свинцовым методами определен для сыннырского комплекса в 349—304 млн. лет (Жидков и др., 1963) и 348—330 млн. лет для сайженского комплекса (Андреев, Шаракшинов, 1967), что соответствует карбону.

Геосинклинальное развитие рассматриваемого региона завершилось в кембрии. В верхнепалеозойское время он представлял консолидированную область завершенной складчатости.

Верхнепалеозойский возраст щелочных пород сыннырского и сайженского комплексов позволяет сделать вывод, что в верхнепалеозойское время в регионе проявилась тектоно-магматическая активизация. Особенности распространения массивов щелочных пород, их морфология, а также взаимоотношения между различными свитами вмещающих пород свидетельствуют о происходивших в этот период мощных блоковых движениях в пределах относительно узких зон северо-восточного простирания. Блоковые движения сопровождались внедрением магм щелочного состава в Северном Прибайкалье и ультраосновного — щелочного состава на Витимском плоскогорье.

Наиболее интенсивно щелочной магматизм проявился в центральной части зоны в Северном Прибайкалье, где обнажаются плутоны Сынныр и Бурпала.

Для рассмотренных зон тектоно-магматической активизации характерны многие признаки, присущие областям тектоно-магматической активизации и подмеченные А. Д. Щегловым (1968). К ним относятся: 1) развитие на консолидированном складчатом сооружении; 2) значительная оторванность во времени процессов активизации от завершения формирования складчатого основания; 3) теснейшая связь с разрывными нарушениями, континентальные условия формирования и относительно короткое время их образования; 4) проявление процессов активизации на значительном удалении от одновозрастных геосинкли-

налей; 5) интрузивные тела представляют трещинные субвулканические образования.

Вместе с тем отмечаются следующие отличия зон тектоно-магматической активизации от областей тектоно-магматической активизации: 1) значительно меньшие их масштабы; 2) отсутствие в пределах зон сингенетичных осадочных и вулканогенных образований; 3) исключительно щелочной состав интрузивных пород; 4) ограниченный спектр полезных ископаемых.

Литература

Андреев Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, 1965.

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О. Новые данные о возрасте ультраосновных щелочных пород на Витимском плоскогорье.— Докл. АН СССР, 1967, **174**, № 4.

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., 1969.

Архангельская В. В., Андреев Г. В., Гинзбург А. И., Портнов А. М. Некоторые редкометальные комплексы Восточной Сибири.— Геол. месторожд. редких элементов, 1968, вып. 32.

Жидков А. Я. Сложная сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.

Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья.— Докл. АН СССР, 1963, **149**, № 1.

Зак С. И., Пак А. С., Горстка В. Н. и др. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. «Наука», 1969.

Конев А. А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных пород Сайженского и Гулхенского плутона (Витимское плоскогорье).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 11.

Конев А. А. Комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород Витимского плоскогорья.— В кн.: Геология СССР. Т. 34, ч. 1. М., 1964.

Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. «Наука», 1971.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

В. В. Еловских

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОБЛАСТЕЙ АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЯКУТИИ

Один из наиболее сложных вопросов геологической науки, касающийся происхождения и металлогенической специфики активизированных областей, а также соотношения их с платформами и орогенными областями, возникающими на месте геосинклинальных складчатых поясов, может и должен решаться на основе структурно-формационного анализа.

На территории Якутии нами выделяются два типа структурно-формационных комплексов и соответственно два типа континентальных впадин прогибов и покровов, являющихся аккумулятивными (седиментационными) структурами активизированных областей,— койлогены и вулканогены.

Койлогены — это терригенные угленосные лимнические или слабо угленосные континентальные молассовые, предгорные и межгорные

прогибы, впадины и покровы (Спижарский, 1970). Ранняя стадия развития некоторых прогибов характеризуется паралимнической формацией и присутствием остатков морской фауны в самых нижних горизонтах угленосного континентального разреза.

Данный факт проливает свет на тектоническую природу структур активизированных областей, которые возникают благодаря восходящему движению континента и поднятию его выше уровня моря в обстановке господствующего растяжения и опускания блоков земной коры по глубинным разломам.

Структуры активизации расположены обычно по окраинам орогенных или гомологичных им филократонных платформенных областей, испытывающих в это время более быстрое сводовое воздымание относительно континентальных впадин на фоне общего поднятия континента. К области тектонической активизации относятся угленосные бассейны Сибирской платформы и срединных массивов Верхояно-Колымской складчатой области.

Вторая разновидность аккумулятивных структур и областей активизациия — вулканогены, они образуются в аналогичной с койлогенами тектонической обстановке, но только с той существенной разницей, что степень расчленения разрывными нарушениями и тектоническая активность территории впадин более значительны, а по глубинным разломам происходят массовые излияния лав. Это континентальные вулканогенные пояса восточных окраин Верхояно-Колымской складчатой области андезит-дацит-липаритового состава, формирующиеся на срединных массивах, а также эффузивные траппы Сибирской платформы.

Вулканогены — области тектоно-магматической активизации с широким развитием вулкано-плутонических ассоциаций. «Плутонические» тела вулканогенных поясов и впадин, несмотря на сходство их состава с интрузивными массивами соседних орогенных складчатых областей и одинаковую формационную принадлежность, существенно отличаются от последних относительно небольшой мощностью и отсутствием протяжения на глубину. Обладая нередко батолитовыми размерами, описываемые «плутоны» являются относительно слабо наклонными, а иногда горизонтально залегающими телами. Это хорошо устанавливается в настоящее время по геофизическим, главным образом гравиметрическим данным и в частности по отсутствию вблизи них локальных минимумов силы тяжести. «Плутонические» тела образуются синхронно с вулканитами в условиях господствующих погружений, представляя собой открытые системы. В отличие от интрузивных образований соседних орогенных или филократонных областей они не сопровождаются оруденением. К подобного рода «плутонам» относятся гранитоидные тела вулканогенных поясов Восточной Якутии, крупные тела недифференцированных или слабо дифференцированных траппов Сибирской платформы, вулкано-плутонические кольцевые постройки щелочных пород на Алданском щите и др.

Главная металлогеническая особенность вулканогенов заключается в том, что промышленное оруденение связано не с эффузивными формациями или вулкано-плутоническими ассоциациями, а с малыми, наиболее поздними субвулканическими или гипабиссальными телами, которые расположены обычно в приподнятых блоках внутри вулканогенных структур или по их окраинам. Оруденение отличается от синхронного мезотермального или гипотермального оруденения орогенных складчатых областей развитием эпитермальных и близповерхностных рудных формаций.

Следует отметить, что койлогены и вулканогены проявляются на территории Якутии либо раздельно, обусловливая пространственное разобщение угленосных бассейнов и областей тектоно-магматической активизации, либо совместно, в одних и тех же прогибах, но в различной последовательности. Описываемые структуры являются моноциклличными, стадийно развивающимися системами или моностадийными образованиями. В койлогенах первая стадия — каменноугольная, вторая — буроугольная, а третья — лигнитовая. В вулканогенных поясах Северо-Востока СССР первая стадия андезит-дацит-липаритовая, вторая — трахитоидная, а третья, имеющая небольшое распространение, толеит-базальтовая (платобазальтовая), аналогичная траппам Сибирской платформы.

Отмеченные выше особенности эволюции койлогенов и вулканогенов, устанавливаемые на основе структурно-формационного анализа, служат хорошим доказательством связи и общности происхождения двух описываемых типов активизированных областей.

Они не обнаруживают какой-либо зависимости от геосинклиналей, а образуются по своим собственным тектоническим законам, в связи с чем к ним вполне приложим термин А. Д. Щеглова (1968) — областей «автономной» активизации, употребляемый в смысле независимости образования их от геосинклинального развития.

Структуры и области автономной активизации выражают процессы перестройки земной коры (нижней части осадочной оболочки и консолидированной коры), которая началась на территории Якутии с позднего палеозоя и продолжалась на протяжении мезозойского и кайнозойского периодов. Древнейшие структуры протоактивизированных областей, возникшие в ранне-среднепротерозойское время, в данной статье не рассматриваются.

Следует особо отметить, что наряду с областями автономной активизации на территории Якутии проявились синхронные, но противоположные им формы перестройки земной коры. Это регенерированные геосинклинали и платформенные перикратонные (пригеосинклинальные) погружения, связанные с опусканием континента ниже уровня моря и последующим тангенциальным сжатием. К ним относятся Верхояно-Колымская, Таймырская, Анюйско-Чукотская и Новосибирская позднепалеозойские и мезозойские эпикратонные геосинклинали и одновременные с ними Вилюйская синеклиза, краевые прогибы Сибирской платформы и осадочные чехлы срединных массивов, являющиеся зонами пригеосинклинальных погружений.

Особую форму регенерированных структур представляют собой возрожденные орогенические пояса — дейтероорогены, или вторичные орогены (Боголепов, 1968), а также приподнятые по разломам блоки, разделяющие койлогенные и вулканогенные впадины и прогибы. Эти пояса и блоки сопровождаются интрузивными и рудными формациями, свойственными орогенным и филократонным областям. Последние обязаны своим происхождением тектоническому режиму сводовых поднятий, сменяющему во времени процессы активизации, причем оба типа областей развиваются на месте древних орогенов (областей завершенной складчатости) или филократонов. Возрожденные орогенические пояса получили название «эпиплатформенных» (Хаин, 1965).

В результате совместного проявления на одних и тех же территориях процессов активизации и орогенеза возникают переходные (промежуточные) области, в которых сочетаются тектонические и металлогенические особенности обоих типов областей и вулкано-плутонические ассоциации чередуются во времени с рудно-интрузивными комплексами

орогенов или филократонов. Примером могут служить зона Становика — Джугджура и Алданский щит.

Другой тип переходных областей — зоны сочленения первичных орогенов (протоорогенов, по В. К. Боголепову) и синхронных им вулканогенных поясов и впадин. В пределах этих зон одновременно проявляются вулканиты и рудно-интрузивные комплексы орогенов или филократонов. Примером такого типа переходных областей служат зоны сочленения Охотско-Чукотского и Ляховско-Олойского вулканогенных поясов с Верхояно-Колымской и Анюйско-Чукотской орогенными областями, а также Тунгусской впадины с Анабарской антеклизой на Сибирской платформе. Из двух типов структур активизации, выделенных И. Н. Томсоном в 1972 г.— обращенных и необращенных впадин — первые относятся к указанным выше переходным зонам.

Особого рассмотрения требуют области так называемой отраженной (резонансной, по В. Т. Матвеенко) активизации: проявления магматизма и оруденения в рамах геосинклиналей, которые образуются, как принято считать, под воздействием геосинклиналей на пограничные консолидированные структуры. На территории Якутии к ним относится Омулевско-Селенняхская зона палеозоид — внешняя зона обрамления Колымского срединного массива, в которой проявляются рудно-интрузивные комплексы главных, по В. И. Смирнову (1962), фаз складчатости (инверсионной стадии) Верхояно-Колымской геосинклинали: золото-кварцевая рудная формация в связи с позднеюрским интрузивным комплексом существенно диоритового состава и золото-редкометальная, касситерит-кварцевая, оловоносных скарнов, связанные с двуслюдяными высокоглиноземистыми гранитами раннемелового батолитового комплекса.

Следует отметить, что имеются данные, заставляющие сомневаться в целесообразности и правомочности выделения областей отраженной активизации и объяснении их возникновения под воздействием геосинклинали на обрамляющие жесткие рамы. Омулевско-Селенняхская зона, например, является в тектоническом отношении выступом основания Верхояно-Колымской геосинклинали. Однотипные рудно-интрузивные комплексы, проявляющиеся в его пределах, равно как и в покровных складчатых структурах мезозоид, связаны с тектоническим режимом инверсионной стадии геосинклинального развития и тангенциальным сжатием, а не с режимом активизированных областей. Верхояно-Колымская геосинклиналь является, как указывалось выше, регенерированной, следовательно, и зоны отраженной активизации представляют собой в действительности области регенерации геосинклинального (инверсионного) режима, хотя мы и оставляем за ними на схеме общепринятое прежнее название. Закономерности пространственного размещения и последовательность образования областей автономной активизации Якутии показаны на схеме (см. фигуру).

Наиболее ранние из них — Тунгусская впадина и Северо-Анабарский (Молодо-Попигайский) прогиб на Сибирской платформе, сложенные позднепалеозойским лимническим (каменноугольным) структурно-формационным комплексом, который в начале мезозойского цикла (в раннем триасе) сменился вулканогенным толеит-базальтовым траповым комплексом, наложенным на лимнический. Последний сопровождается субвулканическими телами трахидолеритов, с которыми связаны типичные для вулканогенов эпитермальная формация исландского шпата и цеолитовая минерализация.

В конце триаса и в начале ранней юры возникла новая генерация структур автономной активизации — Ангаро-Вилюйский и Укугутский

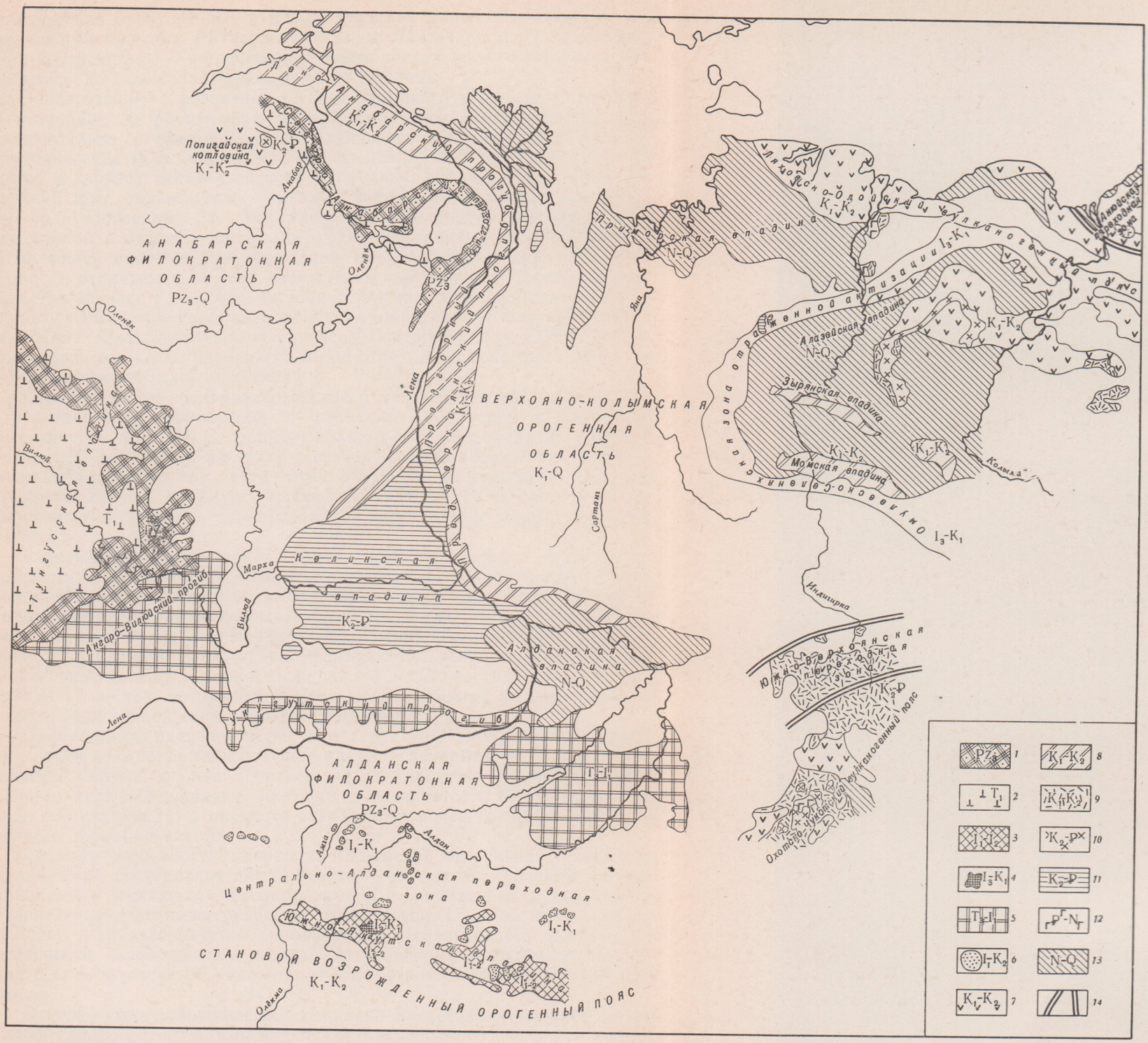


Схема размещения структур автономной активизации Якутии

Генетические типы структур автономной активизации.

Позднепалеозойский цикл:

1 — паралимнические каменноугольные;

2 — *6* — мезозойский цикл:

2 — вулканогенные толеит-базальтовые,

3 — паралимнические каменноугольные,

4 — лимнические каменноугольные,

5 — лимнические буроугольные,

6 — вулкано-плутонические лейцит-монцонит-сиенитовые;

7—*13* — мезокайнозойский цикл:

7 — вулканогенные андезитовые,

8 — лимнические каменноугольные,

9 — вулканогенные дацит-липаритовые (игнимбритовые),

10 — вулканогенные базальт-андезит-липаритовые грахитоидные,

11 — лимнические буроугольные,

12 — вулканогенные платобазальтовые,

13 — лимнические лигнитовые;

14 — границы переходных зон орогенных к областям автономной активизации

Заказ № 4351

лимнические буроугольные и Южно-Якутский паралимнический каменноугольный прогибы. Размеры последнего благодаря продолжающемуся в позднеюрское — раннемеловое время восхождению континента сократились до размеров Нерюнгринской впадины.

Одновременно с развитием Южно-Якутского угленосного прогиба, в интервале от ранней юры до валанжинского яруса раннего мела включительно, в северной части Алданского щита возникли вулканоплутонические тела щелочных пород лейцитовой формации. В то же время в древней складчатой зоне Становика, обрамляющей с юга Алданский щит, образовались крупные внегеосинклинальные гранитоидные тела. Последние по формационной принадлежности относятся к синхронной с ними диорит-гранит-гранодиоритовой раннеинверсионной интрузивной золотоносной формации Верхояно-Колымской геосинклинали, но отличаются от нее отсутствием оруденения. Данное обстоятельство связано с тем, что плутонические тела Становой зоны по морфологическим особенностям и условиям образования близки к плутоническим телам вулканогенных поясов Северо-Востока СССР, а Становая зона в течение указанного выше отрезка времени была областью тектоно-магматической активизации.

Перечисленные позднепалеозойские и мезозойские области автономной активизации обрамляют и разделют Анабарскую и Алданскую филократонные (по Н. С. Маличу) области сводовых поднятий и коробразования, возникшие на месте рифейско-среднепалеозойской стабилизированной платформы. При этом структуры активизации оказались приуроченными к наиболее подвижным тектоническим элементам Сибирской платформы — перикратонным прогибам и зонам глубинных разломов.

Активизированные области развивались синхронно с позднепалеозойскими и мезозойскими пригеосинклинальными погружениями и краевыми прогибами Сибирской платформы, а также с раннегеосинклинальными, позднегеосинклинальными (флишоидными) и остаточными (молассоидными) прогибами Верхояно-Колымской геосинклинали. Устанавливается, таким образом, закономерный зональный ряд структур, расположенных в перечисленной выше последовательности в направлении с запада на восток, который отражает единый процесс фундаментальной перестройки земной коры в пределах Якутии.

Наибольшего расцвета области и структуры автономной активизации достигли в мезо-кайнозойском цикле, в интервале от конца валанжинского яруса до неоген-четвертичного времени. Причем в начале раннего мела завершилась инверсия и складчатость Верхояно-Колымской геосинклинали, а на месте складчатого пояса возникла обширная область горообразования.

Главные особенности Верхояно-Колымской орогенной (постгеосинклинальной, постскладчатой) области — отсутствие процессов осадконакопления (исключая делювиальные и аллювиальные отложения) и развитие двух рудно-интрузивных комплексов. Один из них — позднемеловой — характеризуется проявлением гранитоидов повышенной основности, относящихся к янскому интрузивному комплексу, и связанной с этим комплексом касситерит-силикатно-сульфидной рудной формации.

Второй — дат-палеогеновый комплекс представлен малыми интрузиями габбро-диорит-лампрофирового трахитоидного состава и связанными с этим комплексом серебро-галенит-сфалеритовой, кварц-антимонитовой и киноварной мезотермальными рудными формациями. Отмеченные выше рудно-интрузивные комплексы должны быть отнесены,

согласно схеме стадийной эволюции геосинклиналей Ю. А. Билибина, к поздним и конечным этапам развития Верхояно-Колымской геосинклинали.

Обрамляющие Верхояно-Колымскую орогенную область структуры автономной активизации расположены по ее окраинам — на срединных массивах или на платформе, т. е. на более стабилизированных структурах. Этим они отличаются от структур, обрамляющих филократонные области, которые приурочены, как указывалось выше, к более подвижным элементам Сибирской платформы.

В целом можно сделать вполне обоснованный вывод, что структуры автономной активизации во всех случаях закладываются на тектонических элементах типа подвижной платформы — перикратонных и пригеосинклинальных погружениях, включая чехлы срединных массивов, и в зонах глубинных разломов на стабилизированном основании платформенного типа, в том числе в областях завершенной складчатости. Соответственно они отличаются от орогенных и филократонных областей промежуточным типом строения земной коры, ее сокращенной мощностью и преобладанием в глубинном разрезе базальтового слоя. Примером служит Алданский щит, где мощность земной коры составляет в угленосных впадинах 37 *км*, в обрамляющих блоках филократона — 42—43 *км*, а мощность гранитного слоя является сокращенной относительно мощности базальтового слоя.

Обрамляющие Верхояно-Колымскую орогенную область структуры автономной активизации развиваются в общем синхронно с ней и ее двумя рудно-интрузивными комплексами. К первой стадии (подстадии) погружений относятся ранне-позднемеловые (поставаланжинские) Предверхоянский, Лено-Анабарский предгорные прогибы, Момская и Зырянская впадины, а также Ляховско-Олойский и Охотско-Чукотский вулканогенные пояса андезит-дацит-липаритового состава. Вулканоплутонические ассоциации указанных поясов, синхронные первому рудно-интрузивному комплексу орогенной области (позднего этапа, по Ю. А. Билибину), не сопровождаются оруденением. Касситерит-силикатно-сульфидная рудная формация, связанная с янским комплексом и его аналогами, устанавливаемая в Южно-Верхоянской, Анюйской (Западно-Чукотской), а за пределами Якутии — в Омсукчанской и, вероятно, в Мяо-Чанской, Хингано-Олонойской и других впадинах, является образованием переходных зон и не связана с процессами активизации.

На территории Алданского щита синхронно с ранним комплексом Верхояно-Колымского орогена проявился рудно-интрузивный комплекс, представленный малыми интрузиями — дайками щелочных и щелочноземельных пород монцонитовой формации и парагенетически связанной с ними золото-сульфидной формацией. Широкое распространение золото-сульфидной формации в связи со среднепалеозойским и раннетриасовым габбро-диабазовыми интрузивными комплексами отмечается соответственно на обширных территориях Алданского филократона и Верхоянского мегантиклинория (орогена), что может служить доказательством принадлежности рудно-интрузивных комплексов к орогенным или филократонным областям, а не к областям автономной активизации. Следовательно, Алданский щит в позднемезозойское время служил областью регенерации филократонного (орогенного) тектонического режима, пришедшего на смену процессам активизации.

То же следует сказать и в отношении Становой зоны, где в ранне-позднемеловое время наблюдается развитие золото-кварцевой рудной формации, аналогичной золото-кварцевой формации Верхояно-Колым-

ской геосинклинали, также связанной с дайковым комплексом существенно диоритового состава. Описываемый рудно-интрузивный комплекс, хотя и аналогичен по своим формационным особенностям раннеинверсионному комплексу Верхояно-Колымской геосинклинали, но проявляется в форме послебатолитовых малых интрузий, составляющих специфику областей сводовых поднятий, что объясняется особенностями строения земной коры данного региона. Проявление этого комплекса свидетельствует о его геосинклинальной природе и возрождении орогенного пояса на месте Становой зоны тектоно-магматической активизации. Таким образом, первая стадия (или подстадия) активизация мезо-кайнозойского цикла по существу стерильна в отношении оруденения, а синхронные рудно-интрузивные комплексы переходных областей обусловлены тектоническим режимом геосинклинальных и платформенных (орогенных и филократонных) областей.

Вторая стадия (или поздняя — дат-палеогеновая подстадия погружений) мезо-кайнозойского цикла представлена крупной Келинской и небольшими лимническими (буроугольными) впадинами, а на территории вулканогенных поясов в это время образовалась вулкано-плутоническая трахитоидная ассоциация очень пестрого петрографического состава. Последняя развивалась синхронно с рудно-интрузивными комплексами Верхояно-Колымской и Анюйско-Чукотской орогенных областей (конечных этапов, по Ю. А. Билибину).

Вторая стадия активизации, так же как и первая, стерильна в отношении оруденения. Однако в самом конце ее в связи с поднятием в мезо-кайнозойский этап и эволюцией вулканогенных поясов возникают специфические для областей тектоно-магматической активизации рудно-магматические комплексы. Это малые субвулканические и гипабиссальные тела диорит-сиенит-щелочно-гранитной формации, с которой связана золото-серебряная рудная формация, объединяющая, вероятно, несколько минеральных типов. Главная особенность данной формации — эпитермальный, близповерхностный тип минерализации, отличный от мезотермального типа оруденения конечных этапов эволюции Верхояно-Колымской геосинклинали.

Аналогом эпитермального рудно-магматического комплекса вулканогенных поясов Северо-Востока СССР является синхронная ему золото-серебряная формация и сопутствующие ей проявления молибденовой и флюоритовой минерализации в Становой зоне. Оруденение связано с палеогеновыми субвулканическими телами и дайками диорит-сиенит-щелочно-гранитного состава поперечных дайковых поясов Становой зоны.

На Алданском щите рудно-магматический комплекс активизированных областей представлен эпитермальной формацией золотоносных флюоритоносных метасоматитов, связанных с малыми субвалканическими и гипабиссальными телами щелочных лампрофиров и эгиринитов (щелочно-сиенит-лампрофировой формации).

В неоген-четвертичное время происходит всеобщее сводовое воздымание орогенных филократонных и активизированных областей, сопровождающееся в северной части территории Якутии опусканиями и возникновением новой генерации лигнитовых койлогенов (Алданская впадина, Приморская и Алазейская низменности), а также вулканитов платобазальтового типа в составе вулканогенных поясов.

В данном сообщении мы стремились показать, что орогенные и активизированные области — это антиподы, которые не следует объединять в одном понятии «горно-глыбовых» или «активизированных орогенных» областей. Койлогенные и вулканогенные структурно-формаци-

онные комплексы активизированных областей не могут считаться орогенными комплексами геосинклинальных областей, якобы выражающими континентальную стадию развития геосинклиналей. Структуры и области автономной активизации — это индивидуализированные в тектоническом и металлогеническом отношении образования земной коры. Специфика областей тектоно-магматической активизации заключается в развитии эпитермально-близповерхностных рудных формаций, связанных с наиболее молодыми проявлениями субвулканического и гипабиссального магматизма вулканогенных поясов и впадин.

Основными критериями для отличия областей тектоно-магматической активизации от геосинклиналей и платформ, кроме структурно-формационных (осадочных и вулканогенных) комплексов, служат рудно-магматические комплексы, представляющие собой генетические ряды магматических и связанных с ними рудных формаций. Последние — очень чувствительные индикаторы тектонических режимов различных по происхождению областей. В заключение необходимо отметить, что изложенные нами представления о металлогенической специфике областей тектоно-магматической активизации помогают целеустремленно вести поиски месторождений полезных ископаемых в различных тектонических зонах.

Литература

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. «Наука», 1962.

Спижарский Т. Н. Тектонические режимы как основа тектонического районирования.— В кн.: Тектоника Сибири. «Наука», 1970.

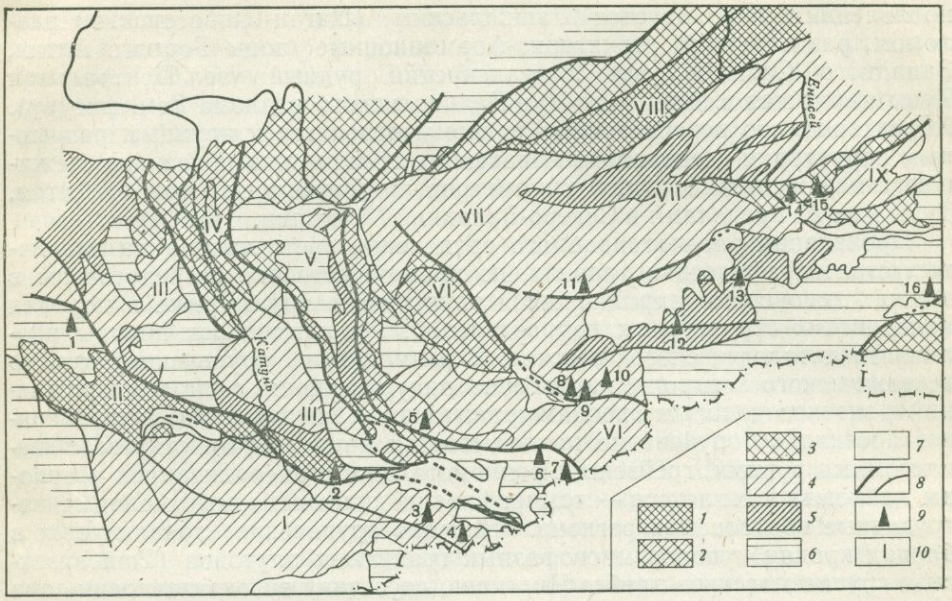
Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

А. С. Митропольский, Н. А. Кулик

ВИСМУТ-НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНАХ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

В Горном Алтае и в западной части Тувы известны многочисленные рудопроявления и несколько месторождений арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта, сульфидов и сульфосолей меди, в рудах которых нередко содержатся висмут, серебро, иногда золото. В Туве принято подразделять их по минеральному составу на месторождения арсенидов никеля и кобальта (Ховуаксинское), сульфоарсенидов кобальта (Толайлыкское, Джулукульское), сульфидов и сульфосолей меди с сульфоарсенидами никеля и кобальта (Чиргакское, Узунойское и др.) и арсенидов никеля с вимутом (Асхатиингольское). Аналогичные минеральные типы характерны и для никель-кобальтовых месторождений Горного Алтая и рудопроявлений южной части Западного Саяна. Такое условное подразделение отражает лишь состав преобладающих мине-



Тектоническая схема юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области

1 — выступы верхнерифейских геосинклинальных отложений;
2—3 — салаириды (карбонатно-вулканогенно - терригенные отложения, PR_3—$Є_1$);
4—5 — каледониды:
4 — флишоидные толщи, $Є_3$—O_1,
5 — терригенно - карбонатные отложения, O_{1-3}—S;
6 — поздние каледониды — ранние герциниды (осадочно-вулканогенные толщи, (D_1—D_{1-3});
7 — кайнозойские впадины;
8 — глубинные и прочие разломы;
9 — рудопроявления:
1 — Владимирское,
2 — Карагемское,
3 — Аютинское,
4 — Саржематинское,
5 — Сартанское,
6 — Таштаузекское,
7 — Асхатиингольское,
8 — Джулукульское,
9 — Каргинские,
10 — Толайлыкское,
11 — Байтайгинское,
12 — Чиргакское,
13 — Карасукское,
14 — Шугурское,
15 — Акольское,
16 — Узунойское.

Тектонические структуры:
I — Холзунско-Чуйский антиклинорий,
II — Теректинский горст,
III — Ануйско-Чуйский синклинорий,
IV — Бийско-Катунский горст,
V — Уйменский прогиб,
VI — Шапшальско-Чулышманская зона,
VII — Западно-Саянский, синклинорий,
VIII — Джебашский горст,
IX — Тувинский прогиб

ральных ассоциаций, характеризующих отдельные стадии рудообразования, но оно вполне оправданно, поскольку наглядно представляет все разновидности проявленного здесь сульфоарсенидного и арсенидного оруденения. Кроме того, при всех вариациях минерального состава руд в каждом отдельном случае такая систематика выявляет черты минералогического сходства и родства между отдельными представителями оруденения.

Пространственное размещение проявлений рассматриваемой рудной минерализации строго подчинено структурам глубинных и других долгоживущих региональных разломов, разграничивающих главнейшие структурно-формационные зоны Алтая и Тувы и контролирующих размещение самых различных интрузивных образований. Так, рудные поля Карагемского и Владимировского месторождений на Алтае приурочены к Чарышско-Теректинскому разлому, Асхатиингольское и другие окружающие его рудопроявления — к Курайско-Моген-Буреньскому разлому. Размещение Джулукульского, Каргинского и Талайлыкского рудо-

проявлений контролируется Шапшальским (Цаган-Шибетинским) разломом, разделяющим структурно-формационные зоны Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы. Ховуаксинский рудный узел Центральной Тувы находится в зоне Убса-Нур-Баянкольского разлома (см. фигуру). Характерно, что перечисленные разломы относятся к крупным разрывным структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса, прослеживающимся на многие сотни километров по территории Горного Алтая, Тувы и за их пределами в Северо-Западной Монголии.

Проявления рассматриваемого оруденения встречаются на различных стратиграфических уровнях, но преимущественно сосредоточены в толщах девонского (герцинского) структурного яруса, реже в породах каледонских структурных подразделений. Руды вмещают породы различного литологического состава. В размещении оруденения, помимо тектонического контроля, характерна приуроченность ряда месторождений к экзоконтактовым ореолам гранитоидных интрузий, где более позднее арсенидное оруденение накладывается на роговики, скарны с шеелитовыми рудами, грейзены с редкометальной минерализацией и породы дайковых комплексов — лампрофиры и диабазы, самые молодые интрузивные образования региона. Нередко оруденение локализуется в блоках кровли куполов многофазных гранитных плутонов (Таштаузекская группа массивов хребта Чихачева, восточная экзоконтактовая зона Иедыгемского массива и др.) и на участках погружения зон гранитизации (хребты Южно-Чуйский и Сайлюгемский). Во всех случаях рудная минерализация развивается в полостях разрывных нарушений, пересекающих массивы гранитоидов, их производные и ореолы экзоконтактовых образований. Направление этих дизъюнктивов обычно не совпадает с ориентировкой региональных разломов. По отношению к разломам они являются оперяющими. Весьма характерно размещение рудных тел (жил) с богатыми рудами в зонах дробления среди гидротермально измененных пород, в том числе и скарнов, содержащих вкрапленное оруденение. Есть все основания рассматривать последние как первичные ореолы концентрации рудных компонентов и один из источников при образовании богатых жил. На многих месторождениях (Ховуаксинском, Карагемском, Владимировском и др.) наблюдается преимущественное развитие арсенидного и сульфоарсенидного оруденения среди скарнов. Однако формирование скарнов предшествует рудообразованию, они служат лишь благоприятной вмещающей средой и, возможно, дополнительным источником металлов.

Арсенидное кобальтовое оруденение Алтае-Саянской складчатой области по представлениям В. А. Унксова (1958) девонского (доживетского) возраста. Происхождение аналогичного оруденения Горного Алтая В. А. Кузнецов (1963, 1966) связывал с чарышским диабазовым комплексом, который сопоставлялся им с визейскими габброидными интрузиями Рудного Алтая. В последние годы получены новые данные, хорошо определяющие нижнюю возрастную границу оруденения. Прежде всего установлено, что жилы Асхатиингольского никель-арсенидного рудопроявления и Таштаузекского рудопроявления сульфоарсенидов и арсенидов кобальта пересекают граниты и связанные с ними роговики и скарны массивов Таштаузекской группы. Эти граниты, в свою очередь, прорывают верхнедевонские (фаменские), а по флористическим данным даже нижнекарбоновые интенсивно дислоцированные карбонатно-терригенные отложения. Абсолютный возраст таштаузекских гранитов, определенный калий-аргоновым методом (Н. И. Полевая, В. М. Кляровский), однозначно устанавливается как пермский. На участке оз. Джан-Куль (хребет Южно-Чуйский) в дайке лампрофиров обнаружены кар-

бонатные прожилки с кобальтовой минерализацией (эритрином). Абсолютный возраст лампрофирового комплекса Юго-Восточного Алтая по данным Р. В. Оболенской, Л. В. Фирсова (1966) $220 \pm 20 \cdot 10^6$ лет, т. е. триасовый. В зоне дробления, секущей дайку диабазовых порфиритов (долина р. Саржематы, хребет Сайлюгем), в кварц-карбонатных жилах установлена арсенидная кобальтовая минерализация. Диабазовые порфириты относятся к породам дайкового комплекса диабазов, секущих пермские граниты.

Таким образом, проявления арсенидного и сульфоарсенидного оруденения в регионе, будучи более поздними образованиями, чем интрузии пермских гранитов и следующих за ними дайковых комплексов, скорее всего относятся к мезозою. Собственно мезозойское оруденение, представленное сульфидами и сульфосолями меди в кварц-карбонатных и карбонат-баритовых жилах, рассекающих песчаники и конгломераты молассовой нижнеюрской толщи, сохранившейся в небольшом грабене в зоне Шапшальского разлома, было открыто в 1968 г. В. Д. Широкушкиным и В. Г. Тюлькиным (Башарина и др., 1970; Широкушкин, Тюлькин, 1971). Руды сложены теннантитом, халькопиритом, галенитом, пиритом и гематитом. Спектральными и химическими анализами в рудах установлены медь, мышьяк, кобальт, висмут, свинец, сурьма и ртуть. По минеральному составу, условиям образования (средние и низкие температуры) и набору элементов эти руды близки проявлениям аналогичного оруденения, находящегося на более низких стратиграфических уровнях в палеозойских толщах.

Важно отметить, что рассмотренное сульфоарсенидное и арсенидное оруденение оказывается далеко не единственным представителем мезозойской гидротермальной деятельности в регионе. По нашим данным (Митропольский и др., 1972_2), в Южно-Чуйском хребте (Горный Алтай) для Елангашского рудопроявления теллуридов никеля и золота установлен абсолютный возраст по отношениям: $Pb^{206}/U^{238} - 250 \cdot 10^6$ лет, $Pb^{207}/U^{235} - 258 \cdot 10^6$ лет (И. А. Старик) и $Pb^{206}/U^{238} - 210 \cdot 10^6$ лет, $Pb^{207}/U^{235} - 213 \cdot 10^6$ лет (Ю. А. Шуколюков). Байтайгинское рудопроявление, находящееся в зоне Саяно-Тувинского разлома, содержащее в в рудах сульфоарсениды кобальта, имеет абсолютный возраст по отношениям $Pb^{206}/U^{238} - 242 \cdot 10^6$ лет и $Pb^{207}/U^{235} - 252 \cdot 10^6$ лет (Ю. А. Шуколюков). Полученные значения возрастов соответствуют границе палеозоя и мезозоя или мезозою. Значительно более молодого возраста — Карасукское гидротермальное комплексное флюорит-барит-сидеритовое месторождение, находящееся в сложной системе субширотных разломов, пересекающих Тувинский прогиб. Предполагалось, что формирование месторождения генетически связано с интрузией граносиенитов (Митропольский, 1962; Онтоев, 1963). Однако становление интрузивных массивов отделено от начала рудообразования значительным промежутком времени, в течение которого проявились грейзенизация граносиенитов и последующие интенсивные тектонические дислокации. В результате тектонических движений интрузивные массивы и вмещающие их породы местами были превращены в брекчии, подвергшиеся гидротермальному замещению с преобразованием в флюорит-барит-сидеритовые руды. Эти данные и приводимые ниже результаты определения абсолютного возраста граносиенитов и рудных минералов ставят под сомнение сложившиеся ранее представления о прямой генетической связи оруденения с интрузией граносиенитов, вероятен лишь их парагенезис.

Внедрение граносиенитов на основании различных геологических данных связывалось с проявлениями позднекаледонского тектогенеза (Митропольский, 1959). Позднее Н. И. Полевой (Иванова и др., 1961)

было проведено определение абсолютного возраста карасукских гранитоидов калий-арговым методом, показавшее 112—122·10⁶ лет, т. е. меловой возраст. Учитывая, что карасукские граносиениты (двуслюдяные) повсеместно затронуты грейзенизацией, к этой цифре следует подходить с осторожностью, так как полученный возраст относится не ко времени кристаллизации породы, а отвечает началу гидротермальной деятельности — развитию процесса грейзенизации. Если это предположение справедливо, то возраст оруденения укладывается в узкий интервал: нижний мел — верхний мел. Верхняя граница геологически устанавливается довольно точно, поскольку нижнепалеогеновые отложения участка Карасукского месторождения, датируемые палинологическими данными, содержат продукты разрушения зоны окисления (Митропольский, 1962). Возраст последней, если только верна приведенная выше датировка гранитоидов, вероятно, относится к верхнему мелу. Новые данные по абсолютному возрасту гранитоидов рудных минералов Карасукского месторождения опубликованы В. В. Шуруповым с соавторами (1966). Результаты их определений дают два уровня значений возраста. К первому из них, полученному калий-аргоновым методом, относятся приведенные выше данные Н. И. Полевой по валовым пробам гидротермально измененных граносиенитов и определения возраста биотита и мусковита из них, а также из грейзенов и слюдитов, датировка которых уложилась в пределы 124—151·10⁶ лет. Другой уровень значений получен свинцово-урановым методом при определении возраста акцессорных монацита и уранинита, показавшим соответственно 69 и 75·10⁶ лет, и калий-аргоновым методом при анализе переотложенного микроклина из кварц-карбонатных метасоматитов, возраст которых 66·10⁶ лет. Разрыв во времени между формированием рудных тел месторождения и дорудным гидротермальным метаморфизмом авторы объясняют длительностью эволюции магматических очагов и гидротермальной деятельности в зонах глубинных разломов. Оценивая эти данные, следует отметить, что если вывод авторов о продолжительности формирования месторождения хорошо подтверждается результатами многолетнего его изучения, то время рудообразования на грани между мезозоем и кайнозоем [(66—75)·10⁶ лет] представляется несколько омоложенным. Вероятно, из этих цифр более достоверной следует считать 75·10⁶ лет — возраст акцессорного уранинита, выделение которого происходило на заключительных стадиях рудного процесса.

Приведенные радиологические и геологические датировки интрузивных пород и рудных образований хотя и не дают прямого определения возраста того или иного рудопроявления, но совершенно объективно указывают на широкое развитие магматизма, орогенеза и гидротермальной деятельности в области не только в позднегерцинскую, но и в позднекиммерийскую эпоху. Таким образом, имеющиеся фактические данные позволяют считать, что южная часть Алтае-Саянской складчатой области в процессе послегеосинклинального развития в верхнем палеозое и мезозое испытала неоднократно тектоно-магматическую активизацию. Характерно, что следы продолжающегося орогенеза в виде проявлений неотектонических и современных движений, подтверждаемые геологическими, геоморфологическими и геодезическими данными, ярко выражены во всех перечисленных выше рудоконтролирующих глубинных разрывных структурах.

Так, например, Чарышско-Теректинский разлом, проходящий на участке Владимировского месторождения сульфоарсенидов кобальта, представляет своеобразную орографическую границу. Местность к северу от него характеризуется развитием широких, разработанных боковой

эрозией долин с постепенно восходящим продольным профилем и пологими склонами междуречий, которые только вблизи осевой части Талицкого хребта становятся более расчлененными и приобретают черты среднегорного рельефа. Эти особенности рельефа указывают на замедленное развитие эрозионных процессов и длительность его формирования. Совершенно другой характер имеет рельеф южного крыла разлома — Коргонского хребта, подступающего к долине р. Чарыша крутыми обрывистыми склонами с относительными превышениями 1—1,2 *км*. Морфологию хребта определяют глубоко врезанные узкие висячие V-образные долины левых притоков р. Чарыша, отличающиеся крутым ступенчатым продольным профилем, наличием скульптурных террас и другими признаками продолжающейся интенсивной донной эрозии. В свете этих данных указанное контрастное сопряжение по зоне Чарышско-Теректинского разлома блоков с различными горными ландшафтами находит объяснение в современных тектонических движениях, происходящих вдоль него.

Следы послемезозойской тектонической активности установлены также в рудном поле Карасукского карбонатно-железорудного месторождения (Митропольский, 1962). Здесь, по данным бурения многочисленных скважин, в рудных телах вдоль разрывных нарушений обнаружены вертикальные смещения нижней поверхности верхнемезозойской зоны окисления с амплитудой 80—120 *м*. Кроме того, выявлено, что уровень грунтовых вод после образования зоны окисления был приподнят на 30—70 *м*. Последнее, вероятно, указывает на преобладание нисходящих движений всего блока месторождения в послемезозойское время.

Особенно ярко современные тектонические движения проявлены в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома, контролирующего размещения ряда рудопроявлений сульфоарсенидов и арсенидов никеля и кобальта (см. фигуру). В зоне разлома, прекрасно выраженной в скалистых обрывах Саянского ущелья р. Енисей, установлены дифференциальные движения отдельных блоков с общей тенденцией поднятия, амплитуда которого, по геодезическим данным за период с 1907—1909 по 1953—1964 гг., достигает 68 *см*. Мобильность зоны хорошо подтверждается и геоморфологическими наблюдениями (Митропольский, Анищенко, 1964; Митропольский, 1969).

Однако выявление зон активизации обычно представляет нелегкую задачу. В особенности трудно обнаружить долгоживущие разломы протерозойско-нижнепалеозойского фундамента, перекрытые покрывными отложениями межгорных впадин. В этом случае критерием выявления «погребенных» разломов могут служить зоны гидротермального метаморфизма пород (Митропольский и др., 1972_1), проектирующиеся над разломами фундамента в среднепалеозойском структурном ярусе среди девонских осадочно-вулканогенных толщ. Характерно, что эти же зоны контролируют размещение небольших интрузивных массивов преимущественно гранитного состава, роев дайковых пород, жерловых и корневых аппаратов эффузивов и проявлений наложенной средне- и низкотемпературной рудной минерализации, в том числе и карбонатно-сульфоарсенидной.

Установление в регионе проявлений мезозойской тектоно-магматической активизации требует уточнения вопроса о генезисе связанного с ней гидротермального и в частности сульфоарсенидного и арсенидного оруденения, до сих пор не получившего удовлетворительного разрешения. Возможно, причина этого заключается в том, что на многих месторождениях Горного Алтая и Тувы развиты только отдельные стадии рудной минерализации. Исключение из них составляют рудопроявления

Таштаузекско-Асхатиингольской группы, где рудный процесс представлен в широком диапазоне температурных условий. Для рудопроявлений этой группы характерно развитие регрессивного ряда минеральных ассоциаций — от пегматоидных образований до арсенидно-карбонатных и баритовых жил, содержащих такие «сквозные» элементы, как мышьяк, молибден и некоторые редкие. На основании этого нами развивались представления о том, что многофазные плутоны позднегерцинских гранитоидов, скарны и грейзены с высокотемпературным редкометальным и сульфоарсенидным оруденением и наложенная, значительно более поздняя, средне- и низкотемпературная карбонатно-арсенидная минерализация являются производными различных этапов эволюции магмо- и рудогенерирующих очагов, связанных парагенетически. Мы рассматриваем высокотемпературное оруденение региона как первичный концентратор рудных элементов и один из источников металлов для наложенного карбонатно-арсенидного оруденения. Последнее в этом случае является продуктом регенерации, вызванной процессами мезозойской активизации.

В заключение следует отметить, что проявления мезозойской тектоно-магматической активизации и гидротермальной рудной минерализации в южной части Алтае-Саянской области имеет большое практическое значение, так как опровергает широко распространенные среди геологов представления о девонском возрасте арсенидного, сульфоарсенидного, а также ртутного и некоторого другого эндогенного оруденения в регионе и тем самым значительно расширяет перспективы поисков месторождений в рудоконтролирующих структурах на площадях, занятых верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Кроме того, подлежат ревизии на возможное обнаружение мезозойского оруденения все зоны мобильных разломов и связанных с ними разрывов в других структурно-стратиграфических подразделениях. Особенно перспективными представляются продолжения «погребенных» разломов в протерозойско-палеозойском обрамлении межгорных впадин.

Литература

Башарина Н. П., Тюлькин В. Г., Широкушкин В. Д. Новые данные о мезозойском оруденении в Юго-Западной Туве.— Докл. АН СССР, 1970, **192**, № 4.

Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.

Кузнецов В. А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.

Митропольский А. С. Карасукская группа комплексных железорудных месторождений.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Митропольский А. С. О древних зонах окисления месторождений карбонатных руд Западной Тувы.— Геол. и геофиз., 1962, № 1.

Митропольский А. С. Современные тектонические движения в Западном Саяне.— Геол. и геофиз., 1969, № 2.

Митропольский А. С., Анищенко А. М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.

Митропольский А. С., Ковалев В. П., Мельгунов С. В. Критерии выявления зон гидротермального метаморфизма в вулканогенно-осадочных толщах.— В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, «Наука», 1972.

Митропольский А. С., Мельгунов С. В., Чернов В. Г. Геохимия урана и тория в гранитоидах и метаморфических комплексах Юго-Восточного Алтая, Западной Тувы и

Западного Саяна.— В кн.: Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. «Наука», 1972₂.
Оболенская Р. В., Фирсов Л. В. О раннепалеозойском возрасте слюдяных лампрофиров Чуйского комплекса в Горном Алтае.— Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 4.
Онтоев Д. О. Некоторые вопросы геологии фторо-редкоземельно-железорудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 6.
Унксов В. А. Типы медно-никеле-кобальто-мышьяковой минерализации в Алтае-Саянской складчатой области.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 5.
Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г. О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы.— Материалы по геологии Тувинской АССР, 1971, вып. 11.
Шурупов В. В., Полевая Н. И., Миркина С. Л. О мезозойском времени минерализации и гидротермального изменения некоторых интрузивных пород Тувы.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 года. «Наука», 1966.

М. Д. Скурский, А. С. Бабкин

РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЭПОХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

Рассматриваемый регион расположен непосредственно южнее Сибирской платформы. Вкрест простирания складчатых структур на протяжении более 1000 *км* с севера на юг здесь размещаются протерозойская, нижнепалеозойская, среднепалеозойская и мезозойская складчатые области, последовательно окаймляющие Сибирскую платформу.

Редкометальное оруденение представлено главным образом танталом и ниобием и проявилось в нижнепротерозойскую, палеозойскую и мезозойскую эпохи тектоно-магматической активизации ранее сформировавшихся складчатых областей. Известно также редкометальное оруденение, синхронное воздыманию нижнепротерозойской и мезозойской терригенных гранитоидных миогеосинклиналей на орогенном этапе развития, знаменующем их превращение в складчатые области. В Забайкалье установлены сотни проявлений редкометальной минерализации.

Нижнепротерозойской тектоно-магматической активизации с сопутствующим редкометальным оруденением подверглись складчатые сооружения архея. Здесь в этот период проявилась тантало-ниобиевая минерализация формаций редкоземельных мигматитов, редкоземельных и редкометальных пегматитов, редкометальных щелочных гранитов и редкометальных щелочных метасоматитов. В нижнепротерозойскую геологическую эпоху в нижнепротерозойской складчатой области образовались такие же формации редкометального оруденения, что и в активизированных архейских структурах.

Редкометальное оруденение протерозойской эпохи приурочено к крупнейшей трансрегиональной близширотной структуре I порядка — краевому шву Сибирской платформы. Именно вдоль него от Енисейского кряжа на западе до Станового хребта на востоке прослеживается многоформационное танталовое и тантало-ниобиевое оруденение протерозойской эпохи.

В палеозойскую эпоху произошла тектоно-магматическая активизация архейских и протерозойских складчатых сооружений. При этом в них проявилась тантало-ниобиевая минерализация формации редкометальных нефелиновых сиенитов, в том числе редкометальные альбититы

и редкометальные фениты. В палеозойских складчатых структурах не установлено редкометальное оруденение палеозойской геологической эпохи. Пространственно тантало-ниобиевая минерализация палеозойской эпохи, так же как и нижнепротерозойской, размещается вдоль сочленения архейской и нижнепротерозойской складчатых областей, точнее, вдоль границы внешнего пояса нижнепротерозойской складчатости с Чарской архейской глыбой Алданского щита Сибирской платформы. Таким образом, наблюдается телескопирование в пространстве редкометального оруденения нижнепротерозойской и палеозойской эпох. Сопряжение двух разновозрастных складчатых областей явилось по существу центром протерозойской и палеозойской тектоно-магматической активизации, с которой связана редкометальная минерализация.

Мезозойская геологическая эпоха ознаменовалась тектоно-магматической активизацией архейских, протерозойских, нижне- и среднепалеозойских складчатых сооружений. При этом в архейских образованиях проявились редкометальные нефелиновые сиениты (редкометальные фениты); в протерозойской складчатой области — редкометальные субщелочные и щелочные граниты; в нижнепалеозойской — редкометальные субщелочные и щелочные граниты, редкометальные и редкоземельные пегматиты; в герцинской — редкометальные граниты (в том числе танталоносные литионит-топаз-альбитовые и вольфрамоносные с танталом мусковит-топаз-альбитовые граниты), редкометальные пегматиты, редкометальные кварцевые порфиры и редкометальные (танталоносные) кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы.

В период мезозойской тектоно-магматической активизации более древних складчатых сооружений в мезозойской складчатой области в нижнеюрских образованиях произошло формирование верхнеюрского танталового оруденения в связи с редкометальными гранитами, редкометальными пегматитами и редкометальными кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами.

Приведенные примеры указывают на несоизмеримость в пространстве области мезозойской тектоно-магматической активизации с размерами геосинклинальных складчатых областей. Мезозойская активизация, с которой связывается редкометальное, в частности рассматриваемое танталовое и тантало-ниобиевое оруденение, по существу охватила Сибирскую, Китайскую платформы и все геосинклинальные складчатые области Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) полициклического складчатого пояса, находящиеся между ними. Однако мезозойское редкометальное оруденение не безгранично в своем распространении. Напротив, оно является индивидуальной особенностью металлогении Забайкалья. Намечается граница его распространения с запада по меридиану оз. Байкал и с востока по меридиану р. Амур (место слияния рек Аргуни и Шилки). Таким образом, мезозойский редкометальный магматизм как бы пронизывает (рассекает) Азиатский континент в меридиональном направлении широкой полосой, ограниченной двумя отмеченными меридианами. В этой полосе мезозойские редкометаллоносные интрузивы характеризуются постепенным увеличением щелочности с юга на север от кислых и ультракислых яньшаньских, шарахадинских, кукульбейских до субщелочных куналейских, нерчуганских и субщелочных и щелочных алданских интрузивов. В этом же направлении танталовое оруденение кислых и ультракислых гранитов сменяется тантало-ниобиевым в субщелочных и щелочных гранитах. По существу мы имеем дело здесь с трансрегиональным меридиональным мезозойским магматическим и связанным с ним рудным поясом, в котором тантал и ниобий являются профилирующими полезными ископаемыми.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация и сопровождающая ее редкометальная минерализация проявились также и в долгоживущей (от нижнего протерозоя) субширотной трансрегиональной структуре — зоне краевого шва Сибирской платформы. Здесь, кроме рассмотренного протерозойского, палеозойского редкометального оруденения, проявлены мезозойские редкометальные субщелочные и щелочные интрузивы с полями альбититов и фенитов.

В трансрегиональных субширотной и меридиональной структурах I порядка, выступающих в региональном плане в качестве центров тектоно-магматической активизации, вполне очевидно вырисовываются структуры II порядка — крупные унаследованно развивавшиеся антиклинории и сводовые поднятия, в которых концентрируется, в частности, редкометальное оруденение. Так, в Кодаро-Удоканском антиклинории размещается Каларский магматический и полиметальный рудный пояс; в Нерча-Хилокском сводовом поднятии — Забайкальский пояс редкометаллоносных субщелочных и щелочных интрузивов; в Даурском сводовом поднятии — юго-восточный фланг олово-вольфрам-редкометального рудного пояса и т. д.

Приведенные данные о редкометальном оруденении эпох тектоно-магматической активизации складчатых областей позволяют подразделить последние на области многократной, разовой активизации и неактивизированные. Так, архейские и протерозойские складчатые сооружения — области многократной активизации; в архейских образованиях проявилась протерозойская и мезозойская тектоно-магматическая активизация и связанное с ними редкометальное оруденение; в протерозойских складчатых структурах — палеозойская и мезозойская тектоно-магматическая активизация и сопровождающее их редкометальное рудообразование.

Палеозойские складчатые сооружения представляют собой области разовой мезозойской тектоно-магматической активизации с редкометальным оруденением. В мезозойской складчатой области и, как правило, в нижнеюрских складчатых толщах установлено верхнеюрское редкометальное оруденение. Некоторое его запаздывание от главной нижнеюрской фазы мезозойской складчатости еще не дает основания причислять мезозоиды к активизированным структурам, так как верхнеюрское редкометальное оруденение синхронно орогенному средне-верхнеюрскому периоду развития мезозойской геосинклинали, т. е. оно не является внегеосинклинальным.

По масштабу проявления и содержанию рудообразующих редкометальных минералов и элементов наиболее ценно редкометальное оруденение, которое образуется в процессе формирования складчатой области, а не в эпохи последующей тектоно-магматической активизации. В частности, нижнепротерозойские редкометальные щелочные метасоматиты нижнепротерозойской и мезозойские редкометальные амазонитовые граниты мезозойской складчатых областей представляют собой наиболее интересные в промышленном отношении объекты. Вместе с тем редкометальное оруденение эпох тектоно-магматической активизации складчатых областей также представляет практический интерес (редкометальные граниты, редкометальные пегматиты), однако крупные и уникальные месторождения неизвестны.

С омоложением возраста тектоно-магматической активизации складчатых областей изменяются источники рудного вещества — тантала и ниобия. В протерозойскую и палеозойскую эпохи действовали главным образом мантийно-коровые источники тантала и ниобия, в мезозойскую — коровые. Этот вывод основан на формационной принадлежно-

сти проявлений тантала и ниобия. Так, в существующей литературе не оспариваются мантийно-коровые источники тантала и ниобия для нижнепротерозойских редкометальных щелочных метасоматитов зон глубинных разломов, палеозойских редкометальных нефелиновых сиенитов и связанных с ними фенитов и альбититов; коровые источники тантала и ниобия — для мезозойских редкометальных амазонитовых гранитов и редкометальных пегматитов.

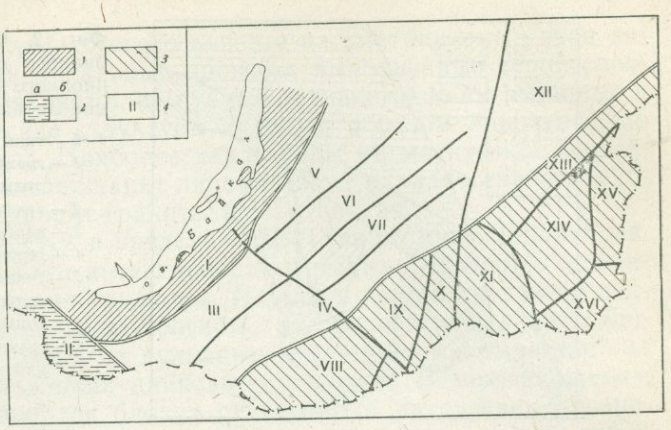
Г. В. Александров, Н. К. Булин, В. С. Кормилицын, П. А. Строна, Ю. М. Шувалов, А. Д. Щеглов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СТРУКТУР ЗАБАЙКАЛЬЯ

Забайкалье является сегментом полициклично развивающейся северной ветви Центрально-Азиатского подвижного пояса. Для этого региона характерны следующие особенности: а) внутриконтинентальная позиция — расположение между двумя платформами (Сибирской и Китайской); б) положение у стыка глобальных структур — близширотной (Центрально-Азиатской) и близмеридиональной (Тихоокеанской); в) отсутствие типичного платформенного режима в интервале от позднего протерозоя до кайнозоя; г) сложное диалектическое сочетание цикличности и направленности в фанерозойской истории региона; д) своеобразие позднепротерозойской и мезозойской истории Забайкалья, которая не укладывается в классические каноны геосинклинально-складчатого или платформенного режимов, в связи с чем этот регион может быть отнесен к третьему типу структур континентальной земной коры — к активизационным структурам.

В настоящей работе мы акцентируем внимание на процессах мезозойской тектоно-магматической активизации, поскольку в Восточной Азии и, в частности, в Забайкалье она являлась своеобразным эталоном при разработке учения об активизационных периодах в развитии Земли (Масайтис, Старицкий, 1963; Нагибина, 1963), и именно с процессами тектоно-магматической активизации этого периода связано формирование основных рудных концентраций Забайкалья (Щеглов, 1965, 1966, 1968; Кормилицын, Строна, 1971 и др.). Естественно, что рассмотрение процессов мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья невозможно без четкого представления о геологических процессах, предшествовавших этому периоду развития региона, и о геологических образованиях, возникших при этих процессах и выполняющих роль фундамента по отношению к активизационным образованиям.

Рациональное подразделение геологической истории Забайкалья требует многоступенчатой классификации, наиболее крупными единицами которой являются тектонические мегациклы — архейско-протерозойский (заслуживающий в дальнейшем разделения) и фанерозойский. Каждый из них, несомненно, содержит ряд циклов; однако в архейско-протерозойском мегацикле выделение циклов при нынешнем состоянии изученности древних образований невозможно. В фанезоройском мегацикле выделяются каледонский (раннепалеозойский) и герцинский (палеозой-мезозойский) циклы. Мезозойский этап последнего характеризу-



Фиг. 1. Схема геотектонического районирования Забайкалья

1 — допалеозойское обрамление палеозойских геосинклинально-складчатых областей;
2 — раннепалеозойские складчатые области:
а — Восточно-Саянская,
б — Селенгино-Яблоновая;
3 — Монголо-Охотская палеозой-мезозойская складчатая область;
4 — структурно-формационные зоны и блоки:
I — Хамардабано-Прибайкальская,
II — Джидинская,
III — Селенгино-Удинская,
IV — Заганско-Яблоновая,
V — Турка-Курбинская,
VI — Удино-Витимская,
VII — Хилокская,
VIII — Зачикойский,
IX — Даурский,
X — Западно-Агинский,
XI — Восточно-Агинский,
XII — Шилка-Нерчинская,
XIII — Пришилкинский,
XIV — Газимурский,
XV — Урюмкано-Уровский,
XVI — Урулюнгуйский

ется рядом специфических особенностей, но тем не менее выделение еще одного, киммерийского цикла на равных правах с каледонским и герцинским представляется большинству авторов работы нецелесообразным.

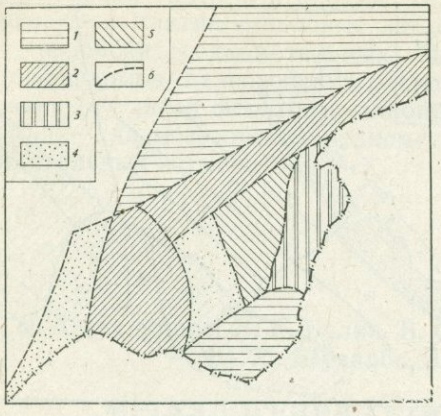
Характерно, что наиболее интенсивные проявления процессов активизации (поздний протерозой и мезо-кайнозой) совпадают с завершением мегациклов. К этой особенности процессов активизации мы еще вернемся.

В результате геологических процессов, предшествовавших мезозойской тектоно-магматической активизации, на территории Забайкалья были сформированы (фиг. 1): а) Байкальская складчатая область, консолидированная в позднем протерозое; б) Селенгино-Яблоновая складчатая область, консолидированная полностью в раннем палеозое; в) Монголо-Охотская складчатая область, консолидированная в позднем палеозое — раннем мезозое (Красный, 1958).

В пределах этих областей выделяются структурно-формационные зоны и блоки, характеризующиеся различием домезозойской предыстории, различным составом фундамента, тектоническим режимом, глубинным строением земной коры и, как правило, существенными особенностями проявления процессов активизации.

Байкальская складчатая область представлена на территории Забайкалья Хамардабано-Прибайкальской зоной. Селенгино-Яблоновая складчатая область подразделяется на Турка-Курбинскую, Селенгино-Удинскую, Удино-Витимскую, Хилокскую, Заганско-Яблоновую и Шилка-Нерчинскую зоны. Кроме того, к раннепалеозойским структурам относится Джидинская зона — фрагмент Алтае-Саянской складчатой области. Монголо-Охотская складчатая область включает следующие зоны, подразделяющиеся на ряд блоков: Чикойско-Ингодинскую (блоки Зачикойский и Даурский), Агинскую (блоки Западно- и Восточно-Агинский), Шилка-Аргунскую (блоки Пришилкинский, Газимурский, Урюмкано-Уровский, Урулюнгуйский) (см. фиг. 1).

Структурно-формационные блоки характеризуются единством тектонического режима на протяжении длительной «доактивизационной»



Фиг. 2. Фрагмент схемы глубинного строения доактивизационного фундамента (Восточное Забайкалье)

1—5 — типы фундамента:
1 — гранитовый и гнейсо-гранитовый,
2 — зеленокаменный,
3 — карбонатный,
4 — терригенный,
5 — участки сложного строения фундамента, не расшифрованного на схеме;
6 — границы структурно-формационных блоков и зон

истории, но часто разнородны по составу «доактивизационного» фундамента. Совокупность геологических и структурно-геофизических данных позволяет выделить следующие четыре основных типа фундамента по составу с примерным развитием до глубин не менее 5—7 *км* от современной поверхности (фиг. 2): а) терригенно-вулканогенный («эвгеосинклинальный»); б) терригенный («миогеосинклинальный»); в) карбонатный; г) гранитоидный (с выделением авто- и аллохтонных гранитоидов, а также некоторых разновидностей в зависимости от основности гранитоидов). В качестве особого, важного, но недостаточно изученного в металлогеническом отношении типа структур фундамента выделяются длительно развивающиеся гнейсовые купола.

Складчатые области, структурно-формационные зоны и блоки ограничены, как правило, разрывными структурами различного возраста и разной глубинности; большинство из них было активизировано в мезозойское время.

Для Байкальской области, по данным глубинной геофизики, устанавливается сокращенная мощность коры (35—40 *км*). В Селенгино-Яблоновой области мощность коры 38—43 *км*; для этой системы особенно характерны зоны глубинных и сверхглубинных (до 150 *км*) разломов и наличие зон пониженных скоростей сейсмических волн, главным образом в базальтовом слое. В Монголо-Охотской области мощность коры 34—50 *км*; очень четко фиксируется (в отличие от других областей) поверхность К и менее четко — поверхность М. В целом для Забайкалья отмечаются зоны пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах 6—10, 20, 50—75, 95—110, 130—140, 190—205 *км*. Прежние представления о пониженной мощности земной коры и увеличенной мощности базальтового слоя в активизированных областях в Забайкалье не подтверждаются.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация Забайкалья — длительный и сложный процесс, распадающийся на ряд последовательных и неравнозначных этапов. Наиболее четко выделяются следующие три этапа: 1) триасовый — раннеюрский, 2) средне-позднеюрский, 3) позднеюрский — раннемеловой.

Первый этап проявляется главным образом в северном обрамлении Монголо-Охотского герцинского подвижного пояса, т. е. в зонах протерозойской и раннепалеозойской консолидации, а также, возможно, и в отдельных блоках ранней консолидации внутри Монголо-Охотского пояса. Рассматриваемый этап совпадает во времени с развитием наиболее поздних геосинклинальных прогибов Восточного Забайкалья. В север-

ном обрамлении Монголо-Охотского пояса в рассматриваемый этап активизации формируются локальные прогибы, выполненные терригенно-вулканогенными образованиями, и крупные вулканогенно-интрузивные и интрузивные тектонические структуры главным образом линейного, но иногда и кольцевого типа. Наиболее характерны магматические формации — субщелочная андезит-дацит-липаритовая вулканогенная и субщелочная диорит-гранодиорит-гранитная интрузивная.

Второй этап проявляется в пределах всей территории Забайкалья, хотя в отдельных зонах его интенсивность, а также некоторые особенности формаций этого этапа различны. На фоне общего сводового поднятия формируются отдельные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными толщами; развитие вулканизма завершается гипабиссальными интрузиями и сложными дайковыми сериями. В межвпадинных, относительно воздымающихся блоках развиваются интрузивные гранодиорит-гранитная и гранитная формации, в прогибах же магматизм представлен гибридной субщелочной андезит(диорит)-гранодиорит-гранитной вулканогенно-интрузивной формацией.

Третий этап мезозойской активизации еще более равномерно охватывает всю территорию Забайкалья, хотя характер проявления процессов активизации в разных блоках несколько различен. Ряд исследователей считает, что этот этап должен быть разделен на два, обосновывая это мнение достаточно резким различием формаций начала и конца этого этапа. Признавая справедливость этого довода, следует все же подчеркнуть, что структурная перестройка внутри этого этапа относительно невелика и не может быть сопоставлена с перестройкой между вторым и третьим этапами. Наиболее характерная особенность этапа — это широкое развитие узких линейных впадин — грабенов, выполняемых сначала образованиями вулканогенно-терригенной, а затем — угленосной формаций. Магматические образования представлены субщелочной базальт-липаритовой гетерогенной ассоциацией пород, связанной, по-видимому, с двумя типами магматических очагов. Во второй половине этапа магматизм резко ослаблен (в отдельных блоках вплоть до полного исчезновения) и представлен исключительно базальтовой составляющей упомянутой ассоциации. Межвпадинные пространства (области поднятия), за немногими исключениями, амагматичны.

В процессе мезозойской активизации происходит подновление зон разломов, заложенных в домезозойское время, и формирование новых зон. Для мезозойской активизации Забайкалья наиболее характерны следующие пять систем разломов (Горлов и др., 1956; Александров, Строна, 1973).

1—2. Системы разломов северо-восточного простирания под углами 30 и 60°. Они включают наиболее протяженные глубинные разломы региона, смещающие поверхность М и разграничивающие различные структурно-формационные блоки, а также параллельные им внутриблоковые и «сквозные» по отношению к этим блокам разломы. Глубинность разломов северо-восточного простирания, по сейсмологическим данным, 150 *км*. Разломы рассматриваемых систем — основные магмоконтролирующие и рудоконтролирующие структуры региона.

3. Система разломов северо-западного простирания под углами 300—330°. Разломы имеют достаточно большую протяженность и часто пересекают границы различных структурно-формационных блоков. Разломы северо-западного простирания, как правило, значительно слабее выражены в геофизических полях по сравнению с разломами северо-восточного простирания, но магмоконтролирующий характер некоторых разломов рассматриваемой системы позволяет считать их глубинными.

В большинстве это сдвиги или сбросо-сдвиги с небольшими вертикальными смещениями оболочек коры. Данная система разломов является основной рудораспределяющей и важной рудолокализующей системой. Пересечение разломов северо-восточной и северо-западной систем определяет локализацию магматических и рудных узлов.

4—5. Системы субширотных и субмеридиональных разломов — оперяющие по отношению к разломам первых трех систем. Они характеризуются значительно меньшей протяженностью и глубинностью, но являются важными рудолокализующими структурами.

Понимая рудную формацию примерно в объеме рудного комплекса Ю. А. Билибина, мы считаем, что все разнообразие эндогенного мезозойского оруденения Забайкалья, сформированного в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации, охватывается следующими рудными формациями.

I этап активизации. Фтор-редкометальная рудная формация $T—J_1$ возраста. Месторождения парагенетически связаны с интрузиями субщелочной диорит-гранодиорит-гранитной формации. Это гидротермальные образования умеренных глубин, высоко- и среднетемпературные. Пока сравнительно немногочисленные, они имеют значительные перспективы увеличения числа рудных объектов. Наиболее интересно здесь молибденовое, вольфрамовое и другое редкометальное, в меньшей степени — флюоритовое оруденение. Главные рудоконтролирующие факторы — магматический и структурный, частично литологический (для некоторых минеральных типов благоприятна карбонатная среда).

II этап активизации. Фтор-редкометальная рудная формация J_3 возраста представлена пегматитовыми, «апогранитовыми» и главным образом высокотемпературными жильными и штокверковыми месторождениями умеренных глубин, парагенетически (а иногда и генетически) связанными с интрузиями кислых и ультракислых гранитов одноименной формации (Смирнов, 1944; Падалка, 1964 и др.). Это кварц-касситеритовые, кварц-силикатно-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые, кварц-вольфрамитовые с молибденитом, «апогранитовые» берилловые и танталитовые, кварц-флюоритовые месторождения, месторождения цветных камней и др. Их размещение определяется прежде всего магматическими факторами, но важную роль играют состав среды магмообразования (предпочтителен терригенный фундамент), литологический фактор (в том числе наличие экранов) и, конечно, трещинная тектоника (часто прототектоника интрузий).

Золото-молибден-полиметаллическая рудная формация J_3 возраста включает крупные молибденовые, золоторудные, многочисленные полиметаллические, иногда мышьяково-полиметаллические среднетемпературные гидротермальные месторождения умеренных глубин (Князев, 1957 и др.). Характерна активная роль бора и почти полное отсутствие фтора среди минерализаторов, в отличие от предыдущей формации. Месторождения парагенетически связаны с проявлениями субщелочной гибридной вулканогенно-интрузивной андезит(диорит)-гранодиорит-гранитной формации. Месторождения очень разнообразны по составу, который обусловлен главным образом составом древнего фундамента (для эвгеосинклинального типа фундамента характерны полиметаллические месторождения, для гранитного и гнейсо-гранитного — молибденовые и т. д.). Эти связи нельзя понимать как абсолютные, но тем не менее статистически они устанавливаются очень четко.

Таким образом, рудоконтролирующими факторами для этой формации

являются структурный, магматический, литологический (как состав глубинного фундамента, так и состав рудовмещающих пород).

III этап активизации. С этим этапом связана пестрая по составу группа приповерхностных низкотемпературных гидротермальных, частично — эксгаляционно-осадочных месторождений, которые одними из авторов объединяются в одну формацию, другими — в три рудные формации, парагенетически тесно связанные с J_3—K_1 базальт-липаритовой ассоциацией пород (Строна, 1962; Фогельман, 1962; Щеглов, 1965; Александров, Строна, 1973): сидеритовую, золото-сурьмяно-вольфрамо-ртутную и флюоритовую. Локализация месторождений определяется структурными, магматическими факторами и составом фундамента (для терригенного типа фундамента характерен вольфрам, для эвгеосинклинального — золото). Очень важен фактор неотектоники, определяющей сохранность месторождений, чувствительных к величие эрозионного среза (Александров, Строна, 1973).

В целом локализация магматических и рудных образований Забайкалья, возникших в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации, определяется структурным фактором, а специализация магматических образований, а следовательно, и минеральный тип месторождений — в первую очередь, тектоническим режимом структурно-формационных блоков, обусловливающим тип магматизма (базальтоидный, гибридный или гранитоидный), а во вторую очередь (только для гибридной или гранитоидной линии) — составом фундамента на вероятном уровне формирования гранитных магм (Александров, Строна, 1973). Далее вступают в действие локальные факторы — режим трещинной тектоники, характер дифференциации магматического очага, литолого-структурные особенности среды рудоотложения и др. Повторяемость основных рудных элементов в разных этапах связана, по-видимому, не с регенерацией (по Г. Шнейдерхену), а с общностью источника, каковым являются одни и те же блоки коры или мантия (Смирнов, 1970). Различия в содержании повторяющихся в разных этапах элементов связаны с эволюцией единого процесса тектоно-магматической активизации.

В исследовании относительно новой и теоретически недостаточно четко очерченной категории крупных структур континентальной земной коры, выделяемых под названием областей активизации, наиболее спорными и сложными являются три вопроса: 1) периодичность или однократность этих процессов в истории Земли; 2) обязательность или необязательность периода тектонического покоя перед активизацией; 3) «автономность» процессов или их связь с развитием близлежащих подвижных поясов.

В свете изложенных выше данных на эти три вопроса могут быть даны следующие ответы.

1. Процессы активизации проявляются неоднократно и не являются специфической особенностью мезо-кайнозойского этапа развития Земли. В Забайкалье такие процессы характерны для среднего и позднего протерозоя, конца палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Особенно интенсивны и структурно самостоятельны позднепротерозойские и мезо-кайнозойские процессы активизации, что позволяет рассматривать активизацию как аналог поздних этапов, по Ю. А. Билибину, в приложении к явлениям, на порядок более крупный, чем тектоно-магматические циклы, т. е. к мегациклам. Иначе говоря, в нашем представлении активизация — это проявление поздних этапов развития мегациклов, характерное для полициклических внутриконтинентальных подвижных поясов и по масштабам соответствующее этим поясам, а не складчатым системам, геосинклинальным прогибам и т. д.

2. Перерыв, период тектонического покоя перед активизацией не обязателен для отдельных зон рассматриваемого региона, хотя в целом для всего региона он выражен достаточно четко. Активизация начинается до завершения развития наиболее поздних геосинклинальных прогибов, а с их замыканием охватывает всю территорию региона. При этом, естественно, в контурах таких прогибов период тектонического покоя практически равен нулю, в то время как в блоках ранней консолидации он может быть весьма существенным. Так, например, в Газимурском блоке такого перерыва нет, в Чикойско-Ингодинской зоне он составляет десятки миллионов лет, а в Хамардабано-Прибайкальской, Заганско-Яблоновой и других зонах докембрийской консолидации — сотни миллионов лет.

3. Об «автономности» процессов активизации. По мнению большинства авторов данной статьи, решение вопроса об «автономности» или «отраженности» активизационных процессов в конкретном регионе зависит от масштаба рассмотрения (Рундквист, 1969). Если трактовать мезозойскую активизацию Забайкалья как закономерное завершение фанерозойского мегацикла геологического развития региона, то она оказывается тесно связанной с этим мегациклом, занимает вполне определенное место в его пределах и не может считаться ни «автономной», ни «отраженной». Если же рассматривать отдельные этапы активизационного процесса, то выявляется другая картина. Так, активизационные процессы триасового — раннеюрского этапа, проявленные в северном обрамлении Монголо-Охотского подвижного пояса, могут определяться как «отраженные» по отношению к геосинклинально-складчатым процессам этого пояса. С другой стороны, активизационные процессы позднеюрского — раннемелового этапа, охватывающие всю территорию Забайкалья, считаются уже «автономными» по отношению к геосинклинально-складчатым процессам Монголо-Охотского подвижного пояса. Но даже и в этом случае при ярко выраженной «автономности» тектонических структур устанавливается четкая зависимость особенностей проявления магматизма и рудогенеза от мозаично-блокового строения доактивизационного фундамента.

Эта зависимость, характерная для всех этапов мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья, отражается в различном проявлении одновозрастных и однотипных магматических и рудных образований в пределах различных структурно-формационных блоков и обусловливает различную металлогеническую специализацию этих блоков. Указанную особенность проявления активизационного рудогенеза необходимо учитывать при прогнозных построениях в областях тектоно-магматической активизации.

Литература

Александров Г. В., Строна П. А. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения на примере раннемеловой гидротермальной минерализации Восточного Забайкалья.— Записки Вес. мин. об-ва, 1973, № 5.

Горлов Н. В., Радкевич Е. А., Томсон И. И. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— Сов. геология, 1956, № 53.

Князев Г. И. Приаргунский полиметаллический пояс.— Труды Читинского территориального геологического управл., 1957, вып. 1.

Кормилицын В. С., Строна П. А. Мезозойские рудные формации Забайкалья.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. «Недра», 1971.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Дальнего Востока.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды ВСЕГЕИ, 1963, 85.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6.
Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. «Недра», 1969.
Смирнов В. И. Металлогения и источник рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. «Наука», 1970.
Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
Строна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного гидротермального оруденения в Восточном Забайкалье.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 4.
Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского района.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 41.
Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. «Недра», 1965.
Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. «Недра», 1966.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

В. И. Сизых

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ЛОКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Впервые на зональное размещение рудных месторождений в Забайкалье указал С. С. Смирнов (1936). Он выделил три рудных пояса: оловянно-вольфрамовый, занимающий центральную часть Восточного Забайкалья, к югу от него — полиметаллический и к северу — золото-молибденовый. Идеи С. С. Смирнова о рудных поясах получили развитие в работах Ю. А. Билибина (1953), А. Д. Щеглова (1966), В. С. Кормилицына (1959), Ф. И. Вольфсона, А. Д. Дружинина (1960), Д. И. Горжевского с соавторами (1967), Г. И. Князева (1967), А. М. Гребенникова, Б. А. Гайворонского (1971) и других исследователей.

Новый фактический материал показывает, что вольфрамовые месторождения имеют более широкое распространение в Забайкалье, чем считалось раньше (Апельцин, Чернов, 1973). Генетически они связаны с лейкократовыми и биотитовыми, часто порфировидными гранитами и гранодиоритами кукульбейского и гуджирского комплексов, внедрившимися в верхней юре. Большинство исследователей (Нагибина, 1963; Комаров, 1972) считают гуджирский комплекс внегеосинклинальным, проявившимся в результате активизации раннепротерозойских и раннепалеозойских структур. Тектоническая позиция кукульбейского комплекса менее определенная, так как одни исследователи (Кормилицын и др., 1960) связывают его с геосинклинальным развитием мезозойской складчатой области, другие (Нагибина, 1973) — с процессами ревивации. Границей, разделяющей территории с разной историей геологического развития, является Монголо-Охотский разлом.

Активизация раннепротерозойских и раннепалеозойских структур, расположенных севернее Монголо-Охотского разлома, осуществилась в две стадии. В первую, раннемезозойскую стадию, начавшуюся местами в верхней перми и продолжавшуюся в триасе и нижней юре, образовались глыбово-складчатые структуры с континентальными вулканогенно-осадочными образованиями и магматизмом диорит-гранодиорит-гранит-

ного и щелочного состава. Вторая, позднемезозойская стадия развивалась в условиях впадинообразования и охватила среднюю, верхнюю юру и нижний мел. Для нее характерны грубообломочные осадки и постепенное снижение интенсивности вулканизма.

Рудоносные граниты гуджирского комплекса проявились в начале второй стадии. Формировались они в несколько фаз. Во многих массивах бассейна р. Хилка устанавливается закономерная последовательность внедрения от гранодиоритов и порфировидных гранитов до лейкократовых гранитов. По данным абсолютных возрастов, отмечается значительный разрыв во времени их образования. Так, абсолютный возраст порфировидных гранитов Бом-Горхонского массива 175—160 млн. лет, а лейкократовых гранитов — 155—153 млн. лет (Онтоев, 1972 г.). Это послужило основанием некоторым исследователям для отнесения порфировидных гранитов к более раннему бичурскому комплексу. По нашему мнению, в связи с постоянным пространственным сонахождением отмеченных разновидностей их следует рассматривать как естественную серию пород, отражающую длительную эволюцию рудоносного магматического очага. При этом в массивах развиваются все или отдельные разновидности серии, в результате чего массивы приобретают полное и неполное строение. Рассмотрим два вольфрамоносных гранитоидных массива: Первомайский из Джидинского района и Бом-Горхонский в бассейне р. Хилка.

Первомайский массив площадью (выход на поверхность) около 0,5 $км^2$ представлен лейкократовыми гранитами и в эндоконтакте — гранит-порфирами. Геофизические исследования показали, что с глубиной он увеличивается в размерах, а лейкократовые граниты постепенно переходят в средне- и крупнозернистые биотитовые граниты.

Бом-Горхонский массив площадью (выход на поверхность) около 200 $км^2$ представляет собой приповерхностное тело, подошва которого расположена на глубине 3—5 *км* от современной дневной поверхности. Последовательность формирования массива приведена в таблице. Особенно сложно происхождение порфировидных гранитов, вкрапленники микроклина в них образовались в большинстве случаев метасоматическим путем. Вместе с тем в порфировидных гранитах отмечаются ксенолиты гранодиоритов, что указывает на движение гранитной магмы.

Несмотря на разное строение массивов, в них проявились сходные постмагматические процессы. На Джидинской группе месторождений выделяются 9—14 стадий, объединяемых М. М. Повилайтис (1966) в четыре фазы: молибденовую, редкометальную, редкометально-вольфрамовую и вольфрамовую. Прерывистое формирование эндогенного оруденения устанавливается по внутриминерализационным дайкам и особенностям околорудных изменений вмещающих пород. На Бом-Горхонском месторождении выделяются четыре стадии: молибденитовая, кварц-гюбнерит-сульфидная, флюорит-серицитовая и безрудного кварца. Им предшествует дайковый комплекс пестрого состава. Площадная и околотрещинная микроклинизация, сопровождающая молибденовое оруденение, грейзенизация, проявившаяся совместно с вольфрамовой стадией, и, наконец, послежильная серицитизация и микроклинизация по трещинам свидетельствуют об эволюции постмагматических растворов от щелочных к кислым и снова щелочным.

Во время развития постмагматического процесса менялась структурно-тектоническая обстановка Джидинского и Бом-Горхонского месторождений. Молибденовое оруденение Первомайского штока находится в верхней части интрузива. В пределах Бом-Горхонского массива молибденовое оруденение также формировалось в апикальных частях, но

Рудные формации вольфрамоносных гранитоидов Забайкалья

Массивы	Породы, слагающие массивы	Дайковые и жильные образования	Рудные формации	Стадии минерализации	Постмагматические изменения
		Гуджирский комплекс			
Первомайский	Лейкократовые граниты, гранит-порфиры; граниты дополнительной интрузии — Горкинского штока	Микрограниты и аплиты I; аплиты II и гранит-порфиры; сиенит-порфиры	Кварц-молибденитовая; кварц-гюбнерит-сульфидная	1) молибденовая; 2) редкометальная; 3) редкометально-вольфрамовая; 4) вольфрамовая	Площадная и околотрещинная микроклинизация; грейзенизация, серицитизация
Бом-Горхонский	Гранодиориты, диориты; мелко-среднезернистые граниты; порфировидные граниты; неравномернозернистые лейкократовые граниты	Гранит-порфиры; пегматиты; диоритовые порфириты; кварцевые порфиры	Кварц-гюбнерит-сульфидная	1) кварц-молибденитовая; 2) кварц-гюбнерит-сульфидная; 3) флюорит-серицитовая; 4) безрудного кварца	Микроклинизация, грейзенизация, серитизация
		Кукульбейский комплекс			
Белухинский	Гранодиориты; порфировидные граниты	Диоритовые порфириты; гранодиорит-порфиры; кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты	Кварц-вольфрамит-сульфидная	1) грейзеновая: 2) кварц-вольфрамитовая; 3) халцедоновидного кварца	Грейзенизация, березитизация
Букукинский	Гранодиориты часто порфировидные	Диоритовые порфириты; гранодиорит-порфиры; лампрофиры; гранит-порфиры; кварцевые порфиры; аплиты, пегматиты	То же	1) грейзеновая; 2) кварц-вольфрамитовая; 3) кварц-сульфидно-гюбнеритовая; 4) халцедоновидного кварца	То же
Соктуйский	Кварцевые сиениты, граносиениты; порфировидные граниты, гранодиориты; мелкосреднезернистые биотитовые граниты	Микрограниты; аплиты, пегматиты; лампрофиры; диоритовые порфириты	Кварц-вольфрамитовая	1) вольфрамит-касситерит-топазовая; 2) вольфрамит-кварцевая	Грейзенизация
Асакан-Шумиловский	Средне-крупнозернистые граниты; неравномернозернистые лейкократовые граниты	Аплиты; гранит-пегматиты; гранит-порфиры	То же	1) вольфрамит-касситерит-топазовая; 2) вольфрамит-касситерит-кварцевая	»
Хангилай-Шилинский	Порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты и мелкозернистые мусковитовые граниты	Гранит-порфиры; пегматиты	»	1) вольфрамит-топаз-мусковитовая; 2) вольфрамит-кварцевая	»

в связи со значительной эрозией лейкократовых гранитов оно оказалось уничтоженным. Более поздние кварц-гюбнеритовые жилы выполняют протяженные по падению и простиранию трещины в основном экзоконтактовой зоны. Примечательно, что рудовмещающие трещины молибденитовой стадии Джидинского месторождения образовались в условиях, когда действовали радиальные напряжения, а кварц-гюбнеритовые, по данным Е. П. Малиновского и В. И. Игнатович (1962), сформировались в крупных сколовых нарушениях при сбросо-сдвигах. На Бом-Горхонском месторождении кварц-гюбнеритовые жилы также формировались в сколах, испытавших тангенциальные напряжения (Сизых, 1971).

Горизонтальная зональность оруденения описываемых месторождений в основном пульсационная, сочетается иногда с зональностью отложения; к периферии массива молибденовое оруденение сменяется редкометально-вольфрамовым и затем вольфрамовым. При этом горизонтальные зоны не повторяются в вертикальном направлении (Онтоев, 1972 г.). Конфигурация горизонтальной и объемной зональности зависит от формы массива и тектонической трещиноватости. Концентрически-радиальная трещиноватость вокруг Первомайского штока, имеющего более пологое погружение кровли на запад, обусловила асимметричную концентрически-линейную зональность эндогенного оруденения. В удлиненном Бом-Горхонском массиве продольная и поперечная трещиноватость обусловила линейное расположение оруденения с элементами ортогональной. Поскольку поперечные разломы активно проявились в юго-западной части массива, то и рудная зональность приобрела асимметрию в этом же направлении.

Вольфрамовое оруденение, развитое южнее Монголо-Охотского разлома, находится в генетическом родстве с оловянным и связано с гранитоидами кукульбейского и харалгинского комплексов. Рудоносные гранитоиды внедрились в верхней юре в период интенсивных тектонических движений в мезозое, осложнивших герцинские структуры. Сформированные ими массивы сложены порфировидными биотитовыми и неравномернозернистыми лейкократовыми гранитами, иногда в их составе принимают участие и более ранние фазы гранодиоритов. Вольфрамоносные интрузивы известны в Чикойском, Агинском и Кукульбейском рудных районах.

В Чикойском рудном районе оловянно-вольфрамовые месторождения связаны с Асакан-Шумиловским массивом, имеющим площадь выхода на поверхность около 500 *км*². Постмагматические изменения в виде интенсивной грейзенизации проявились в куполовидных выступах массива, грейзеновые тела с вольфрамитом выполняют пологозалегающие трещины центральной части купола. По периферии купола часто расположены более поздние кварц-вольфрамитовые жилы, имеющие небольшую протяженность и пологое залегание к центру купола (Шумиловский купол). В соответствии с вытянутостью массива в северо-восточном оруденении отмечается линейная горизонтальная зональность оруденения. На северо-восточной периферии массива развиты преимущественно вольфрамовые месторождения (Крестовско-Сенькинское и Студенческое), в центральной части — оловянно-вольфрамовые (Шумиловское и Молодежное) и в западной части — редкометальные. В Агинском районе оловянно-вольфрамовые месторождения и проявления связаны с Хангилай-Шилинским, Дурулгуевским и Саханайским массивами.

Хангилай-Шилинский массив представлен тремя куполовидными выступами гранитоидного интрузива, не вскрытого эрозией. В Спокойнинском куполе развиты грейзены и грейзенизированные граниты с вольфрамитом. Отмечается вертикальная зональность фаций, представленная в верхних частях разреза мусковитовыми грейзенами, сменяющимися с глубиной мусковит-кварцевыми грейзенами и затем грейзенизированными гранитами. Более поздние кварц-вольфрамитовые жилы выполняют пологие и крутопадающие жилы и сопровождаются кварц-мусковитовыми грейзенами. Крутопадающие жилы по сравнению с пологопадающими — более сложного состава и содержат висмутин и пирит. Горизонтальная рудная зональность массива контролируется разломами северо-западного и близширотного направлений. Оловянно-вольфрамовые месторождения находятся в основном в восточном и западном эндо- и экзоконтактах массива.

В Дурулгуевском и Саханайском интрузивах имеется ряд оловянно-вольфрамовых месторождений жильного типа, где кварц-вольфрамитовые жилы, сопровождаемые грейзенами кварц-мусковитового состава, непротяженные, с глубиной выклиниваются, тяготеют к контактовой части массивов.

В Кукульбейском рудном районе известны Белухинское, Букукинское, Антоновогорское, Арбуйское и другие вольфрамовые месторождения, объединяемые в кварц-вольфрамитовую и кварц-вольфрамит-сульфидную формации. Месторождения кварц-вольфрамитовой формации (Антоновогорское, Алдакачанское, Мало-Соктуйское) приурочены к эндоконтакту Соктуйского массива, кварц-вольфрамит-сульфидной формации (Букукинское и Белухинское) — к эндо- и больше экзоконтакту порфировидных гранитов.

Горизонтальная зональность оруденения на Букукинском месторождении отражает многостадийность постмагматического процесса. Слабо грейзенизированные породы находятся в апикальной части гранодиоритового массива, а вокруг нее развиты более поздние пологозалегающие кварц-вольфамитовые жилы, за которыми следуют крутопадающие жилы субширотного и субмеридионального простирания (Онтоев, 1972 г.).

На Белухинском месторождении грейзенизированные граниты рассекаются кварц-вольфрамитовыми жилами, в которых при переходе из гранитов в диориты увеличивается содержание шеелита и пирита (Онтоев, 1972). По данным В. Ф. Барабанова (1961), такое изменение сопровождается увеличением ферберитового компонента в составе вольфрамитов.

Рассмотренные нами кварц-вольфрамитовые и кварц-вольфрамит-сульфидные месторождения сформировались в разных геолого-структурных условиях. Кварц-вольфрамитовые месторождения связаны с массивами, внедрявшимися часто в ядра антиклиналей, осложненных разломами. Интрузивы полифациальны, сложены порфировидными биотитовыми гранитами и неравномернозернистыми лейкократовыми гранитами. Дайковый комплекс проявлен слабо. В апикальных частях гранитных куполов образуется грейзеновое оловянно-вольфрамовое оруденение. В эндо- и реже экзоконтактовых зонах тел лейкократовых гранитов отмечаются круто- и пологозалегающие непротяженные кварц-вольфрамитовые и кварц-вольфрамит-касситеритовые жилы. Зональность рудных тел чаще является зональностью отложения.

Кварц-вольфрамит-сульфидные месторождения связаны с массивами, приуроченными к сочленению региональных сколов (взбросов) северо-восточного направления с северо-западными разрывами (Дружинин, 1968). Массивы сложены гранодиоритами и порфировидными гранитами. Дайковый комплекс сложный и пестрый по составу. Постмагматический процесс проявился в несколько стадий. Грейзены расположены в апикальной части куполов. Кварц-вольфрамитовые жилы с сульфидами полого- и крутопадающие, протяженные, обычно расположены в экзоконтакте. Отмечается пульсационная зональность и зональность отложения.

Таким образом, выявляются разные ряды рудных формаций (см. таблицу), связанных, с одной стороны, с гранитоидами гуджирского комплекса (кварц-молибденитовая и кварц-гюбнерит-сульфидная), а с другой стороны, с гранитоидами кукульбейского комплекса (кварц-вольфрамитовая и кварц-вольфрамит-сульфидная). В соответствии с представлениями В. И. Смирнова (1963) о зональности оруденения локальная зональность вольфрамовых месторождений Забайкалья определяется особенностями строения рудоносных гранитоидных массивов.

Региональная зональность вольфрамоносных рудных поясов обусловлена процессами тектоно-магматической активизации разновозрастных складчатых областей и связанными с ней рудоносными гранитоидами. Это позволяет выделить наряду с известным оловянно-вольфрамовым рудным поясом другой — золото-молибден-вольфрамовый, протягивающийся севернее Монголо-Охотского разлома от верховьев р. Джиды до верховьев р. Хилка и затем до р. Олекмы. На перспективность Джидинского фрагмента этого пояса на вольфрам указывал А. Д. Щеглов (1966). Открытие Бом-Горхонского и Моклаканского вольфрамовых месторождений подтверждает мнение о перспективности на вольфрам Хилокского и Олекминского участков выделяемого рудного пояса.

Литература

Апельцин Ф. Р., Чернов Б. С. Позиции вольфрамовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации Забайкалья.—В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., 1961.

Билибин Ю. А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Л., 1953.

Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Закономерности размещения рудных полей в различных структурно-фациальных зонах Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. «Наука», 1967.

Гребенников А. М., Гайворонский Б. А. Региональные и локальные перспективные оловоносные и вольфрамоносные зоны Забайкалья.— Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, 1971, вып. 7.

Дружинин А. В. Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М., 1968.

Князев Г. И. Идеи С. С. Смирнова о рудных поясах Восточного Забайкалья и их дальнейшее развитие.— В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. «Недра», 1967.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1959, № 11.

Кормилицын В. С., Тихомиров Н. И., Шталь Н. В. и др. Основные особенности металлогении Забайкалья.— В кн.: Материалы первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка.— Геология рудн. месторожд., 1962, № 2.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. Мезозойские структуры, преобразующие земную кору Забайкалья, и их положение в тектонике Евразии.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973.

Повилайтис М. М. Джидинское месторождение как представитель молибден-вольфрамовых месторождений, генетически связанных с внегеосинклинальными гранитными интрузивами.—В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.

Сизых В. И. Сравнительная характеристика условий формирования Бом-Горхонского и Джидинского вольфрамовых месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1971.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963.

Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья.— Проблемы сов. геологии, 1936, № 10.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. «Недра», 1966.

В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В предлагаемой схеме мезозойской металлогении восточой части Монголии авторы стремились с максимальной полнотой использовать данные, полученные при геохимическом анализе пространственной и временной эволюции мезозойского магматизма.

Для этого, во-первых, была разработана классификация интрузивных пород, отражающая их важнейшие металлогенические свойства. В основу этой классификации положено понятие «геохимического типа» интрузивных пород (или, в частном случае для МНР, гранитоидов) (Коваленко и др., 1971; Кузьмин, 1971).

Геохимический тип гранитов объединяет породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению и характеру эволюции петрогенных и редких элементов. Принимается также, что гранитоиды каждого геохимического типа способны формировать отдельные (самостоятельные) интрузивные массивы, с определенной, присущей каждому данному типу ассоциацией пород поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных. В Монголии выделены следующие геохимические типы интрузивных пород мезозойского возраста.

Габбро-диоритовый геохимический тип (петрохимические параметры по А. Н. Заварицкому: $a=7{,}1\div10{,}8$; $c=8{,}7\div5{,}8$; $b=2{,}70\div14{,}5$; $S=57{,}2\div68{,}9$; $Q=-8{,}5\div14{,}7$). Главные разновидности пород—габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, слагающие штоко- и дайкообразные тела небольших размеров. Концентрации редких элементов в них близки к кларкам их в средних породах. Связь месторождений рудных полезных ископаемых с данным типом пород проблематична (предполагается связь некоторых полиметаллических и золоторудных месторождений).

Гранодиорит-гранитный геохимический тип ($a=12{,}4\div13{,}4$; $c=4{,}5\div2{,}4$; $b=8{,}3\div5{,}4$; $S=74{,}8\div78{,}8$; $Q=20{,}3\div28{,}4$). Преобладающие разновидности пород — гранодиориты, адамеллиты и меланократовые биотитовые граниты, слагающие крупные, иногда до батолитовых размеров, интрузивные тела. Содержания редких элементов в них близки к кларкам этих элементов для гранитов. Связь с ними месторождений рудных полезных ископаемых также проблематична (по крайней мере для МНР), хотя здесь не исключен парагенез с месторождениями золота и молибдена.

Геохимический тип стандартных гранитов (от составов пород гранодиорит-гранитного типа до лейкократового гранита). В этом типе преобладают нормальные граниты с кларковыми содержаниями большинства редких элементов. С ними связаны кварцево-жильные грейзеновые месторождения олова, вольфрама, а иногда также редкометальные скарны.

К гранитам литий-фтористого типа отнесены наиболее кислые разности, среди которых часто присутствуют редкометальные альбит-лепидолитовые и альбит-амазонитовые граниты. С ними связаны как олово-вольфрамовые, обычно высокотемпературные цвиттеровые и грейзеновые месторождения, так и проявления другой редкометальной минерализации (в частности, танталовой).

Тип агпаитовых гранитов и щелочных пород характеризуется резко повышенной щелочностью и присутствием темноцветных щелочных минералов. С породами этого типа часто связано комплексное редкоземельно-цирконий-ниобиевое оруденение.

Во-вторых, было учтено, что в пределах МНР проявлены две эпохи мезозойского магматизма: раннемезозойская, абсолютный возраст пород, определенный калий-арговым методом, 220—180 млн. лет, и позднемезозойская, проявляющаяся в интервале 140—100 млн. лет (Брандт и др., 1973). Они хорошо согласуются с данными детальных геолого-тектонических исследований М. С. Нагибиной (Коваленко и др., 1917) и Л. П. Зоненшайна (1972), которые в мезозойской истории геологического развития МНР также выделяют ранний и поздний этапы, разделенные эпохой структурных перестроек.

В-третьих, в связи с тем, что территория МНР входит в состав Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского кольца, учтены общее строение, тектоно-магматическая зональность и эволюция этой крупнейшей планетарной структуры.

Для восточной окраины Азиатского континента удается наметить структурно-магматическую зональность, которая имеет для раннего и позднего мезозоя следующий вид (от Тихого океана внутрь Азиатского континента): 1) эвгеосинклинальная зона с офиолитами; 2) тыловой терригенный прогиб; 3) зона наземного известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма (с подзонами: а) гранит-гранодиоритовых батолитов и б) редкометальных гранитов); 4) зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма.

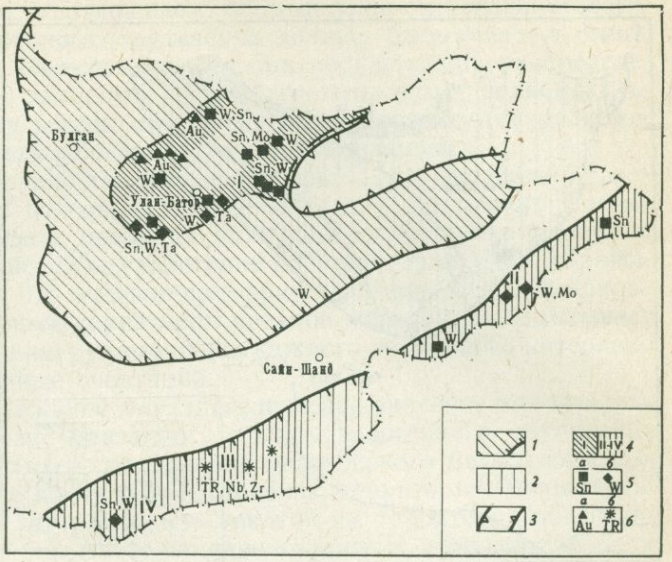
Зональность подчинена в своем расположении эвгеосинклинальным зонам и поперечным расколам типа Монголо-Охотского.

В восточной половине МНР как раннемезозойский, так и позднемезозойский ареалы интрузивного магматизма замыкаются.

Рассмотрим эти вопросы более подробно на основе анализа ранне- и позднемезозойских временных «срезов» интрузивного магматизма.

Для раннемезозойского этапа на территории МНР выделены северо-восточный ареал магматизма и Южно-Монгольская зона (фиг. 1). В пределах северо-восточного ареала отчетливо обособлены две зоны: внутренняя, характеризуемая распространением сложно построенных мезоабиссальных плутонов, занимающих центральную часть Хэнтейского нагорья, и внешняя, представленная главным образом массивами гранитов повышенной щелочности, распространенными в бассейне р. Селенги, в северной части Гоби и в Центральной Монголии до границы с Китаем. В пределах внутренней зоны выделяется «батолитовое ядро», представленное ассоциацией пород габбро-диоритового и гранодиорит-гранитного геохимических типов, а также гранитами стандартного типа. К периферии они сменяются гранитными массивами средних размеров. В их составе известны породы всех выделяемых геохимических типов, кроме щелочных гранитоидов. Это своеобразное ядро ареала сменяется зоной «распыленного» магматизма с характерной для нее ассоциацией интрузий гранитов стандартного и литий-фтористого типов. Слагают они мелкие разрозненные массивы с резко выраженными признаками становления в гипабиссальных условиях.

По периферии ареала фрагментарно распространены поля вулканитов, ассоциирующих с массивами гранитов повышенной и реже нормальной щелочности. Их становление происходило в приповерхностных условиях. Все эти образования представляют уже упоминавшуюся ранее внешнюю зону северо-восточного ареала.



Фиг. 1. Схема металлогении раннемезозойского этапа

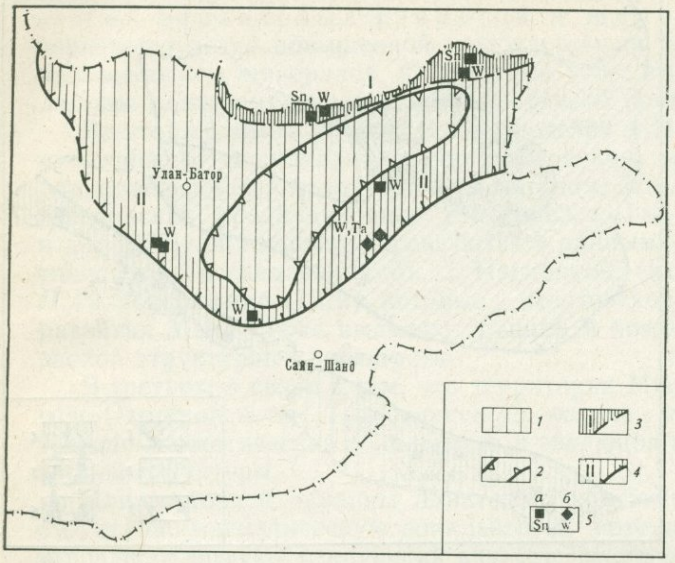
1 — северо-восточный ареал магматизма;
2 — Южно-Монгольская зона магматизма;
3 — амагматичная область в пределах северо-восточного ареала;
4 — рудные пояса и районы:
I — Хэнтейский,
II — Нукут-Дабано-Халхингольский,
III — Южно-Гобийский,
IV — Хара-Моритинский:
5 — месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (*а*) и литий-фтористого (*б*) геохимических типов;
6 — месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами гранодиорит-гранитного (*а*) и агпаитового (*б*) геохимических типов

В центральной части «батолитового ядра» не известны сколько-нибудь интересные проявления эндогенной минерализации (см. фиг. 1). Для обрамления «батолитового ядра», выделенного под названием Хэнтейского рудного пояса, характерно проявление золотого оруденения, представленного многочисленными россыпями и мелкими месторождениями золото-кварцевой малосульфидной формации. Золотое оруденение тесно ассоциирует с полифазными гранитоидными массивами, ранние фазы которых представлены породами габбро-диоритового типа нормальной щелочности. Массивы гранитов стандартного и литий-фтористого типов этой зоны сопровождаются месторождениями и проявлениями олова, вольфрама и молибдена кварцево-жильной и грейзеновой формаций. Наиболее интересные проявления редкометальной минерализации связаны с гипабиссальными массивами гранитов, представляющих зону «распыленного» магматизма.

Во внешней зоне ареала встречаются отдельные месторождения и проявления олова, вольфрама и тантало-ниобатов. Эта зона, безусловно, перспективна в отношении бериллиевой и, в первую очередь, фенакит-бертрандит-флюоритовой минерализации, связанной с агпаитовыми и субщелочными гранитами. В пределах зоны широко распространены месторождения и проявления плавикового шпата.

Южно-Монгольская зона мезозойского интрузивного магматизма занимает небольшую площадь на территории МНР. Для суждения о ее зональности необходимо привлечение материалов по сопредельным территориям Китая. В пределах Монголии по аналогии с рассмотренной зональностью северо-восточного ареала устанавливаются массивы гранитоидов, отвечающих образованиям зоны «распыленного» магматизма и внешней зоны. Для первой характерно сочетание массивов гранитов стандартного и литий-фтористого типов, для второй — агпаитовых гранитов и щелочных пород.

В соответствии с распространением гранитов разных геохимических типов выделяются Нукут-Дабано-Халхингольский рудный пояс с оловянно-вольфрамовой минерализацией, Хара-Моритинский рудный район и Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс, связанный с породами повышенной щелочности.



Фиг. 2. Схема металлогении позднемезозойского этапа

1 — позднемезозойский магматический ареал;
2 — область распространения базальтоидов;
3 — внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (*I*);
4 — «замыкающий» вольфрамовый пояс (*II*);
5 — месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (*а*) и литий-фтористого (*б*) геохимических типов

В позднемезозойское время как в целом для Тихоокеанского кольца (Зоненшайн и др., 1973), так и для Монголо-Охотского пояса все главные структурные элементы оказываются смещенными на восток. Для Монголии это смещение особенно резко проявлено в Южно-Монгольской зоне магматизма, где интрузии этого этапа известны лишь на крайнем востоке страны. Контуры северо-восточного ареала не претерпевают на территории Монголии существенных изменений. Позднемезозойские гранитные массивы, представляющие обычную ассоциацию гранитов стандартного и литий-фтористого типов, группируются в небольшие по размерам узлы, внешне не связанные между собой и приуроченные к периферии ареала. Без специальных геофизических исследований невозможно судить, возобновлялась ли интрузивная деятельность фрагментарно в самостоятельных очаговых структурах или существует сплошной плутонический пояс гранитоидов, слабо вскрытый эрозией.

В металлогеническом отношении позднемезозойский этап интрузивной деятельности выражен в проявлении двух зон (фиг. 2). Из них внутренняя зона охватывает лишь узкую пограничную полосу на севере Хэнтейского нагорья, уходя своей основной частью на территорию Советского Забайкалья. В Монголии она характеризуется довольно интенсивным проявлением оловяно-вольфрамового оруденения, связанного с гипабиссальными интрузиями гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Вероятно, внутренняя зона представляет собой область замыкания оловяно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья, поскольку ею ограничивается площадь наибольшего распространения позднемезозойских гранитоидов в этой части ареала.

Внешняя металлогеническая зона, названная «замыкающим» рудным поясом, совпадает с зоной «распыленного» интрузивного магматизма, где мелкие гипабиссальные и субвулканические интрузии гранитов ассоциируют с полями кислых и основных вулканитов нередко повышенной щелочности. Основная металлогеническая направленность зоны определяется месторождениями олова, вольфрама и молибдена. Необходимо еще раз подчеркнуть, что плотность размещения гранитоидных интрузий в этой зоне и соответственно частота встречаемости эндогенного оруденения чрезвычайно неравномерны. Однако общая перспективность позд-

немезозойских гранитов в отношении промышленного вольфрамового, молибденового и оловянного оруденения должна быть оценена выше, чем раннемезозойских. Практически все они по характеру распределения и эволюции редких элементов могут быть отнесены к редкометальным гранитам и почти всегда сопровождаются проявлением редкометальной, в первую очередь вольфрамовой минерализацией.

Как видно из демонстрируемых схем (см. фиг. 1, 2), линейный характер металлогенических поясов, установленный для Восточного Забайкалья С. С. Смирновым, в пределах Монголии существенно меняется. Трансформация мезозойской металлогении на территории МНР выражена прежде всего в том, что оловяно-вольфрамовый пояс С. С. Смирнова в соответствии с зональным характером ареалов магматизма испытывает замыкание. Соответственно рудные пояса каждого временно́го интервала приобретают дугообразные очертания.

По-видимому, столь важное металлогеническое значение мезозойских интрузий и разнообразие связанного с ними эндогенного оруденения заложены в самом характере проявления мезозойского магматизма, охватившего гетерогенные по составу и строению территории. Внушительные размеры ареала и гетерогенность занятой им территории обеспечивают многообразие условий, в которых зарождались и эволюционировали гранитоидные магмы. В частности, ими определяются разный уровень содержания рудных и летучих элементов в исходных магматических расплавах, степень тектонической подвижности магмогенерирующих структур, активность магмоконтролирующих разломов разной ориентировки и морфологии, а следовательно, и разной проницаемости для трансмагматических растворов, явлений дегазации и т. д. Различные сочетания этих условий и определяют в конечном счете вероятность реализации потенциальных возможностей каждого конкретного магматического очага. Другими словами, сам факт проявления гранитоидного магматизма на территории, занятой разновозрастными складчатыми сооружениями, увеличивает вероятность возникновения очагов магмообразования в литолого-структурной обстановке, наиболее подходящей для формирования эндогенных месторождений.

Следует также отметить, что формирование ареалов мезозойского магматизма происходило с участием базальтоидных магм, по-видимому, подкорового происхождения. Отсюда вероятность проявления разнообразных гибридных образований и гранитоидных комплексов сложного габбро-диорит-гранитного состава, с которыми связано специфическое эндогенное оруденение, в частности золотое.

В заключение подчеркнем, что общей чертой рудоносных гранитоидных массивов Монголии, независимо от формационной принадлежности связанного с ними оруденения, является соблюдение одного непременного условия: оруденение проявляется в связи с наиболее дифференцированными гранитоидными комплексами. Наиболее общими признаками проявления дифференцированных интрузий следует считать наличие в рудных районах гранитоидов нескольких геохимических типов. Так, для рудных узлов с редкометальным оруденением литофильной группы элементов весьма обычна ассоциация гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Для самых рудоносных массивов характерно, что поздние дифференциаты заметно обогащаются редкими элементами: литием, оловом, вольфрамом и фтором при одновременном возрастании дисперсии концентраций этих же элементов. В некоторых случаях отмечается накопление бериллия и бора.

Для структурно-рудных зон с золотым оруденением характерно проявление контрастной габбро-диорит-гранитной серии изверженных пород,

представленной массивами габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного типов и стандартных гранитов. К числу геохимических особенностей золотоносных массивов относится резкое уменьшение содержания редких щелочей в наиболее поздних кислых дифференциатах при одновременном повышении содержаний золота, серебра, мышьяка и бора и возрастании дисперсии концентраций этих элементов. Характерной особенностью пород гранитного ряда золотоносных массивов следует также считать повышение содержания бария и стронция.

Литература

Брандт С. Б., Смирнов В. Н., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Абсолютный возраст Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. «Наука», 1973.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Недра», 1972.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 3.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С. и др. Редкометальные граниты Монголии. «Наука», 1971.

Кузьмин М. И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов Западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Первый международный геохимический конгресс (тез. докл.). Т. 2. «Наука», 1971.

Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко, А. Я. Салтыковский

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Традиционный путь металлогенического анализа геосинклинальных складчатых областей, нашедший наиболее яркое выражение в трудах Ю. А. Билибина, а до него Г. Штилле, основывается на выделении в тектоническом развитии геосинклиналей нескольких стадий, с каждой из которых связаны магматические комплексы, обладающие определенной металлогенической специализацией. Начальный базальтовый магматизм сменяется во времени синорогенным, гранитоидным, а затем субсеквентным, отвечающим заключительному или орогенному этапу развития. Когда в вертикальном разрезе после какого-то перерыва и состояния покоя вновь появляются осадочные и магматические формации орогенного типа, то в этом случае обычно говорят о тектоно-магматической активизации, часто автономной, т. е. не зависящей от событий, происходящих одновременно на смежных территориях, хотя никакой принципиальной разницы между ними и предшествующими орогенными образованиями нет. Данный путь анализа выявляет закономерности магматизма во времени по вертикали.

Наряду с этим широко распространены представления, в соответствии с которыми магматизм и эндогенная металлогения постоянно

контролируются тектоническими структурами субстрата, более древнего, чем проявления данного магматизма. Так, часто говорят о специфическом магматизме и металлогении срединных массивов или геоантиклинальных поднятий вне зависимости от того времени, в течение которого формировались и существовали эти структурные элементы. Раз возникнув когда-нибудь, например в позднем докембрии, они, по этой точке зрения, должны были определять магматизм и металлогению и все остальное время вплоть до современного. Этот путь анализа, как увидим, представляется нам ошибочным.

Новая глобальная тектоника, или тектоника плит, несмотря на ряд ее изъянов, выявила тесную динамическую взаимозависимость крайне разнотипных событий, происходящих одновременно в разных, часто значительно удаленных друг от друга поясах. Растяжение и создание новой литосферы (наращивание плит) в одних поясах должно сопровождаться сжатием и преобразованием (поглощением плит) в других. Естественно, что этим разным поясам, т. е. разным границам литосферных плит — наращиваемым, поглощаемым и трансформным, свойствен и различный магматизм. В последние годы целый ряд исследователей (А. А. Ковалев, П. Гилд, Р. Силлитоу, Ф. Соукинс) начинают привязывать металлогению именно к подобного рода границам литосферных плит. Из новой теории глобальной тектоники следует, что поскольку разным поясам свойствен и различный магматизм, то должна существовать и направленная смена магматизма не только во времени, но и в пространстве. Поэтому в приложении к геосинклинальным складчатым областям задача сводится к выявлению латеральных связей между теми структурными и магматическими комплексами, которые обычно помещаются друг над другом в вертикальном ряду, т. е. к поискам структурно-магматической зональности для каждой конкретной геотектонической эпохи. Этот подход по существу является дальнейшим развитием известной концепции С. С. Смирнова, который показал существование по обрамлению Тихого океана двух зон: внутренней с существенно колчеданной минерализацией и внешней, характеризующейся прежде всего редкометальным оруденением. Необходимо, следовательно, для каждой эпохи выявлять положение внутренней и внешней зон С. С. Смирнова, находить положение прежних границ литосферных плит, в первую очередь океанических и континентальных.

В данной статье излагаются результаты подобного анализа, предпринятого авторами для территории восточной окраины Азии для нескольких отрезков времени мезозойской эры. Материалы этого анализа уже опубликованы [1], что избавляет нас от необходимости приводить здесь все фактические данные; интересующихся более подробными сведениями мы отсылаем к этой публикации. В ней же приведена и необходимая библиография.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Предполагаемый путь исследования связей тектоники с магматизмом и эндогенной металлогенией предусматривает анализ палеотектонических обстановок и пространственного размещения магматических комплексов в рамках сравнительно узких временны́х интервалов, каждому из которых отвечает «вспышка» магматической деятельности, а рубежи между которыми, как правило, отмечены структурными перестройками. В эти интервалы времени, которые мы в дальнейшем будем именовать

[1] Геотектоника, 1973, № 5.

эпохами, примерно одновременно формируются крайне разнотипные магматические образования: от продуктов «начального» магматизма (офиолитов) в эвгеосинклинальных зонах до различных гранитоидов и щелочных пород на сопредельных площадях.

Могут быть намечены следующие три эпохи, которые прослеживаются на всей территории Восточной Азии: 1) раннемезозойская, триасово-раннеюрская, 220—180 млн. лет; 2) позднемезозойская, позднеюрско-раннемеловая, 150—110 млн. лет; 3) позднемеловая, включающая и ранний палеоген, 90—60 млн. лет. Кроме того, на Северо-Востоке СССР выделяется дополнительная эпоха, отвечающая времени формирования охотской вулканической серии, т. е. верхам нижнего мела и низам верхнего. Как видно, продолжительность эпох составляет 30—40 млн. лет, но они не заполняют всего анализируемого отрезка времени, между ними остаются интервалы величиной 20—30 млн. лет, которые слабо фиксируются магматизмом или структурными перестройками. Эти интервалы, или «спокойные» эпохи, здесь не рассматриваются, хотя, судя по ряду данных, с ними может быть связано формирование специфических магматических комплексов, например щелочно-ультраосновных (типа Кокшаровского массива Сихотэ-Алиня).

По всем перечисленным эпохам составлены палеотектонические схемы, показывающие распределение магматических пород и ведущих эндогенных рудных компонентов (фиг. 1—4). На всех схемах прежде всего выделены эвгеосинклинальные зоны. Их определяющее значение в развитии складчатых областей хорошо известно; они являются теми участками, от которых тектоническая и магматическая активность распространяются на сопредельные части континентальных блоков. Наиболее характерна для эвгеосинклиналей офиолитовая ассоциация, которая, как сейчас твердо установлено, является остатком прежней океанической коры. Эвгеосинклинали тем самым трактуются как показатели прежних океанических бассейнов. Они, безусловно, имеют сложное внутреннее строение, и внутри них, очевидно, могут быть намечены элементы, отвечающие современным глубоководным желобам, вулканическим островным дугам, окраинным морям (типа Японского) и открытым океаническим бассейнам. Недостаточная изученность не позволяет, к сожалению, расчленить эвгеосинклинальные зоны Восточной Азии более дробно, хотя это и имеет большое значение для металлогении. Именно внутри эвгеосинклиналей расположены границы прежних литосферных плит.

На площадях, примыкающих (со стороны континента) к эвгеосинклинальным зонам, показаны в основном поля распространения разнотипных магматических комплексов, а из структурных элементов нанесли лишь контур тыловых морских прогибов, сопровождающих эвгеосинклинальные зоны. Эти тыловые прогибы (типа Монголо-Охотского или Западно-Сахалинского) выполнены в основном терригенными, часто флишеподобными толщами. Они большей частью (но не обязательно) лишены одновозрастных магматических продуктов. Обрамления тыловых прогибов представляли собой тектонические поднятия, что следует из присутствия в их пределах молассовых прогибов и впадин (не показанных на схемах). Именно эти поднятия были главными областями магматической деятельности.

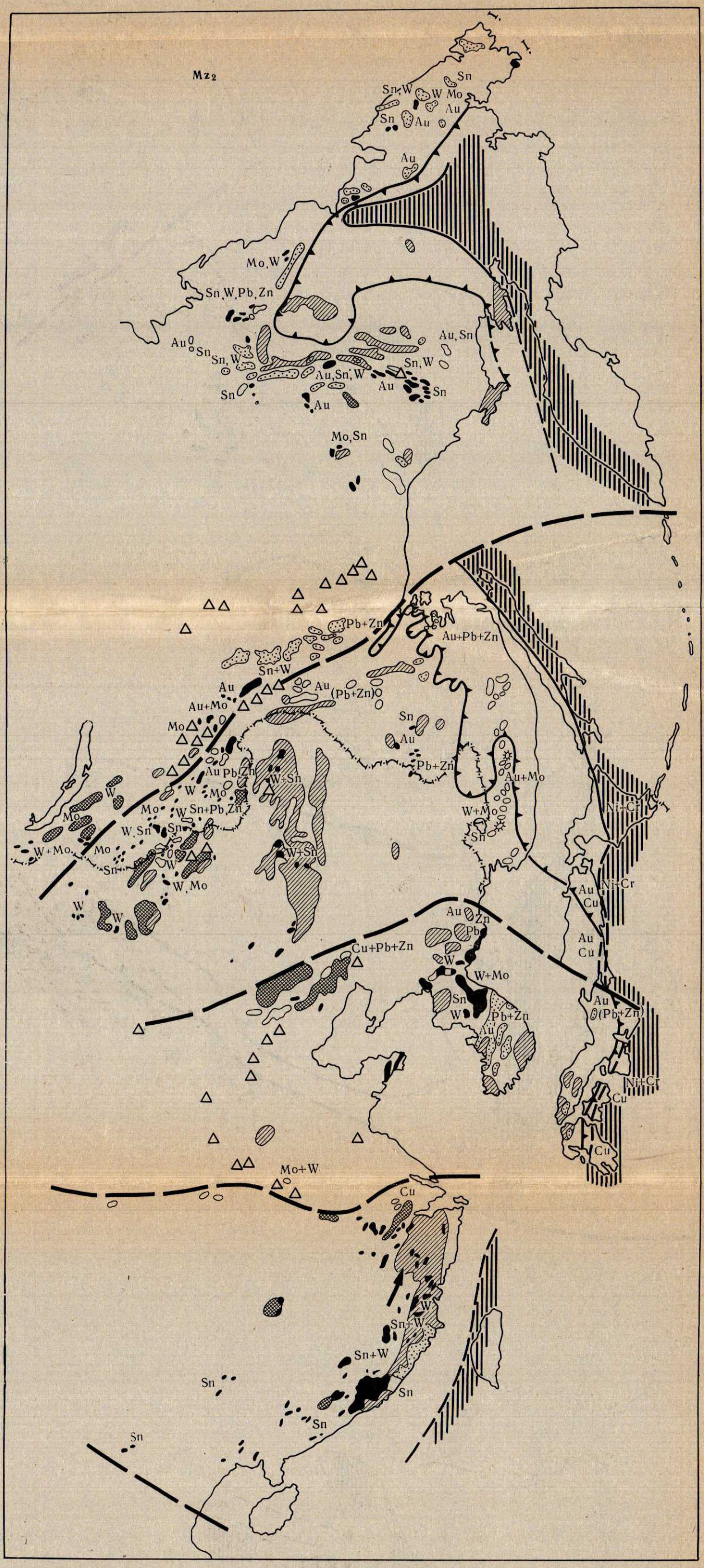
На схемах нанесены все интрузивные образования соответствующего возраста. Они разбиты на несколько геохимических типов, с каждым из которых связан свой комплекс рудных полезных ископаемых. Выделяются следующие типы: а) гранит-гранодиоритовый, б) диорит-монцонитовый, в) стандартных и литий-фтористых гранитов, г) агпаитовых гранитов и щелочных пород. Гранит-гранодиоритовый тип объединяет в основ-



Фиг. 1. Раннемезозойская структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые восточной окраины Азии

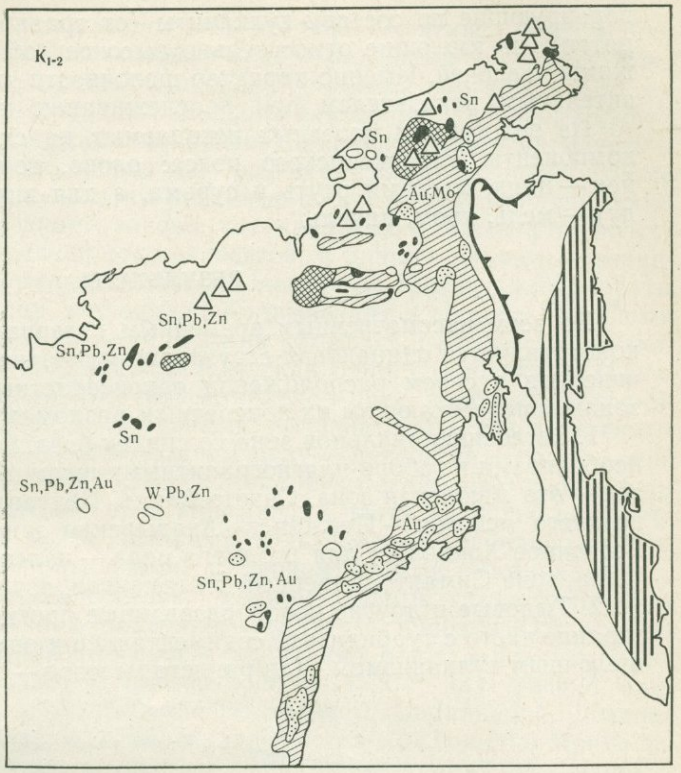
1 — эвгеосинклинальные зоны;
2 — контур тыловых прогибов;
3 — известково-щелочной вулканизм;
4 — щелочной вулканизм;
5 — гранит-гранодиоритовые интрузии;
6 — диорит-монцонитовые интрузии;
7 — граниты стандартного и литий-фтористого типов;
8 — щелочные интрузии (вне масштаба);
9 — щелочные ингрузии, связанные с гипербазитами (Mz_2 Сихотэ-Алиня);
10 — поперечные (трансформные) разломы

Заказ № 4351



Фиг. 2. Позднемезозойская структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые восточной окраины Азии

Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 3. Структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые середины мелового периода Северо-Востока СССР

Условные обозначения см. фиг. 1

ном батолитообразные тела (например, массивы удской серии Становика), сложенные как гранодиоритами, так и гранитами, а также более ранней габбро-диоритовой фазой. Эти породы характеризуются нормальной щелочностью и невысокими (не выше кларковых) содержаниями литофильных редких элементов. К ним обычно приурочено золотое и молибденовое оруденение. К диорит-монцонитовому типу относятся мелкие массивы, сложенные диоритами, габбро-диоритами, иногда адамеллитами, тоналитами и гранодиоритами, (например, диорит-монцонитовые массивы оловоносных районов Сихотэ-Алиня). Все они характеризуются повышенной щелочностью (ранним выделением калиевого полевого шпата совместно с амфиболом и даже пироксеном) и повышенной магнезиальностью как пород, так и темноцветных минералов. С ними ассоциирует полиметаллическое, иногда оловянно-полиметаллическое и золотое оруденение. Граниты стандартного типа включают (на схемах) также и литий-фтористые граниты (они широко развиты, например, в Sn — W поясе Забайкалья). Им свойственна высокая кислотность, частое присутствие двуслюдяных и турмалиновых разностей, повышенные содержания редких щелочей и несколько пониженные — Ba и Sr. С ними связано оловянно-вольфрамовое и другое редкометальное оруденение. Ведущим признаком типа щелочных пород является присутствие щелочных минералов и общее содержание щелочей около 10%; они часто несут редкоземельное, цирконий-ниобиевое оруденение.

Среди наземных вулканических образований различаются две группы: известково-щелочного и щелочного состава. В первую из них включены различные по основности породы — от базальтов до липаритов, объединяемые в целом сравнительно низкими (первые проценты) содержаниями щелочей, тогда как во вторую группу входят также сильно

варьирующие по составу вулканиты (от трахибазальтов до трахилипаритов), но имеющие относительно высокое (обычно свыше 5%) содержание щелочей. Именно характер щелочности является наиболее чувствительным показателем при прослеживании изменения по латерали.

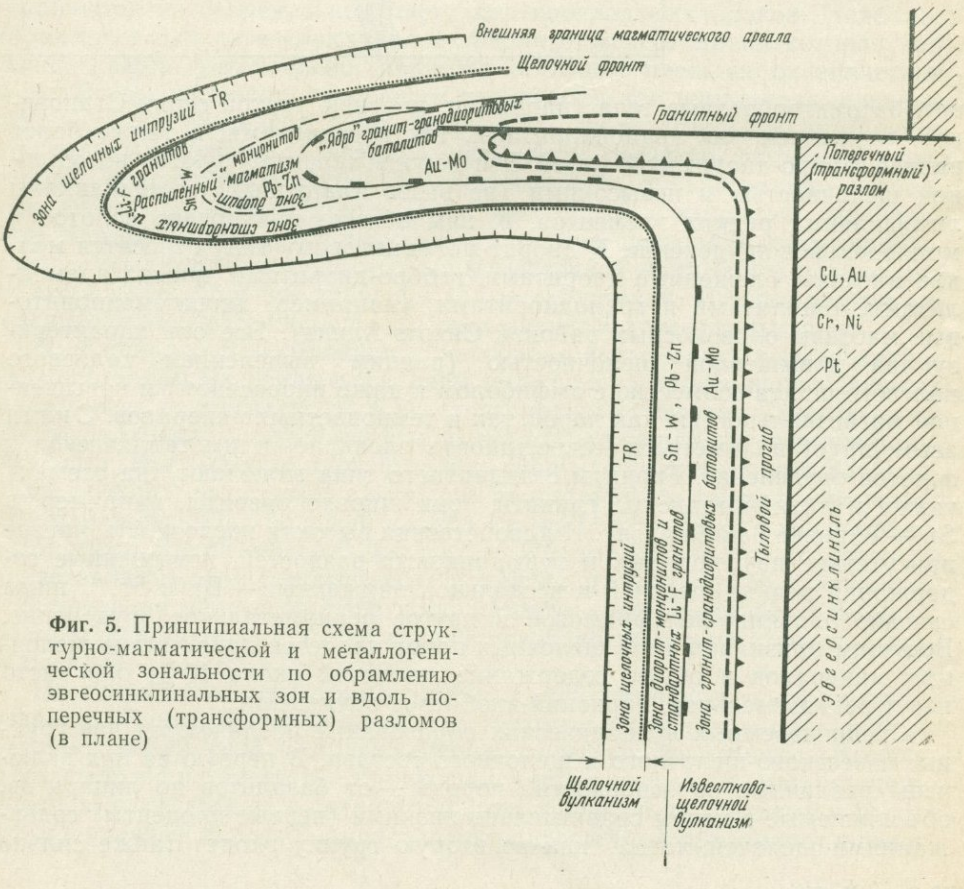
Из эндогенных полезных ископаемых на схемы вынесены ведущие компоненты Тихоокеанского пояса: олово, вольфрам, молибден, свинец — цинк, местами ртуть и сурьма, а для внутренней зоны (не всюду) — медь, хром, никель.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По всем рассмотренным временным интервалам внутри мезозоя реконструируется одинаковая структурно-магматическая зональность, подчиненная в своем расположении одновозрастным эвгеосинклинальным зонам и пересекающим их поперечным разломам (фиг. 5).

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-базальтовым вулканизмом, гипербазитами и габбро-плагиогранитными интрузиями. Для раннего мезозоя — это Анюйская зона, Сихотэ-Алинь, Центральный Калимантан; для позднего мезозоя — Пенжинско-Анадырская зона, Восточный Сахалин, Восточное Хоккайдо; для позднего мела — палеогена — Восточная Камчатка, зона Симанто, Северный Калимантан, зона Аракан-Йома.

2. Тыловые и другие новообразованные прогибы на континентальной окраине часто с турбидитной седиментацией и ограниченным известково-щелочным вулканизмом. Для раннего мезозоя — это Олойский, Монголо-



Фиг. 5. Принципиальная схема структурно-магматической и металлогенической зональности по обрамлению эвгеосинклинальных зон и вдоль поперечных (трансформных) разломов (в плане)



Фиг. 4. Позднемеловая — палеоценовая структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые восточной окраины Азии

Условные обозначения см. фиг. 1

Заказ № 4351

Охотский прогибы; для позднего мезозоя — Пенжинский, Западно-Сихотэ-Алинский прогибы; для позднего мела — палеогена — Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский, Исикари-Румойский прогибы.

3—4. Область интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма (в том числе вулканических поясов) и гранитоидного магматизма. Она распадается на внутреннюю зону развития гранит-гранодиоритовых батолитов (3) и внешнюю зону развития пород диорит-монцонитового ряда и мелких тел редкометальных (стандартных и литий-фтористых) гранитов (4). К внутренней зоне относятся: в раннем мезозое — кырынский комплекс Забайкалья, хесанский комплекс Кореи, гранодиориты востока хребта Наньлин, юго-запада Калимантана и востока Малайского п-ова; в позднем мезозое — калымский комплекс и Колымский вулканогенный пояс Северо-Востока СССР, удская серия Становика, вулканиты Большого Хингана, танчхонский комплекс Кореи, прибрежные граниты Юго-Восточного Китая, вулканиты Катазиатского пояса, граниты Дзёцу и Абукума на Хонсю; в позднем мелу — палеогене — еропольский комплекс Северо-Востока СССР, Охотско-Чукотский пояс, гранитоиды приамурской и прибрежной серий Приморья, Сихотэ-Алинский пояс, гранитоиды о-ва Кюсю и пояса Китаками, золотоносные гранодиориты Суматры. К внешней зоне относятся: в раннем мезозое — амаканский и кудунский комплексы Забайкалья, редкометальные гранитоиды Центральной и Юго-Восточной Монголии, «гранитные купола» Южного Китая, граниты юга Малайского п-ва и Оловянных о-вов; в позднем мезозое — оханджинские граниты Северо-Востока СССР, акатуевский, амуджикано-сретенский, кукульбейский комплексы Забайкалья, поздние фазы танчхонского комплекса Кореи, редкометальные граниты Прибрежной зоны Южного Китая; в позднем мелу — палеогене — омсукчанский комплекс Северо-Востока СССР, млочанский комплекс Забайкалья, граниты Юньнани, граниты Хиросимы в Японии, редкометальные граниты Бирмано-Малайского пояса.

5. Зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма. К ней относятся: в раннем мезозое — малокуналейский и куналейский комплексы Забайкалья, вулканиты Селенгинского пояса, щелочные граниты Южной Гоби, пхёнганский комплекс Кореи; в позднем мезозое — Неголахский массив и вулканиты хребта Сарычева на Северо-Востоке СССР, щелочные интрузии Алдана, Северо-Восточной Монголии, Верхнего Приамурья, Ляонина, Шаньси; в позднем мелу — палеогене — омолонский комплекс Северо-Востока СССР, ряд щелочных интрузий Восточной Монголии, амоканский комплекс Кореи.

Все зоны вытянуты в общем параллельно простиранию эвгеосинклинальных зон, сменяя друг друга в той последовательности, в которой они перечислены. Линейное расположение нарушается вблизи крупнейших поперечных разломов, таких как Монголо-Охотский, Яньшаньский, Циньлиньский, которые выводят зональность, не нарушая ее сплошности, далеко внутрь континента. Это хорошо видно на примере Монголо-Охотского разлома. Вдоль него ранне- и позднемезозойский магматизм смещен на 1500 *км* в глубь Азии, причем зональность вместо линейной становится концентрической и сильно растягивается на площади. В полосе, подверженной влиянию Монголо-Охотского разлома, выделяются своеобразное «ядро», сложенное гранит-гранодиоритовыми батолитами, и окаймляющая его с внешней стороны область «распыленного» магматизма. В этой последней более или менее четко обособливаются: примыкающая к батолитам зона диорит-монцонитовых интрузий и более внешняя зона стандартных и литий-фтористых гранитов. Внешняя периферия образована подковой щелочных интрузий.

В полном соответствии с распределением магматизма находится металлогеническая зональность (каждой отдельно взятой эпохи). По направлению от внутренних областей к внешним можно выделить следующие зоны.

1. Зона медноколчеданного с золотом, хром-никелевого и платинового оруденения, приуроченная к эвгеосинклинали и связанная со спилит-базальтовым вулканизмом и габбро-гипербазитовыми и габбро-плагиогранитными комплексами.

2. Золото-молибденовая зона, совмещенная с интрузиями гранит-гранодиоритового типа и вулканическими поясами (известково-щелочным вулканизмом).

3. Полиметаллическая зона, приуроченная к диорит-монцонитовым интрузиям; эта зона самостоятельно обособливается преимущественно в областях «распыленного» магматизма вдоль поперечных разломов; в остальных местах она часто совмещена со смежными зонами и в результате возникают комплексные золото-полиметаллические рудные подзоны.

4. Оловянно-вольфрамовая зона связана со стандартными и литий-фтористыми гранитами, которые несут также другое редкометальное (тантал-ниобиевое, литиевое и т. д.) оруденение.

5. Редкометальная зона, приуроченная к щелочным интрузиям. К внешней части магматического ареала тяготеют телетермальные месторождения ртутно-сурьмяной группы, часто с золотом, мышьяком, полиметаллами.

Эта структурно-магматическая и металлогеническая зональность, подчеркнем еще раз, реставрируется в рамках отдельных эпох. Зональность более молодой эпохи всегда накладывается на более древнюю. В Восточной Азии зональность во времени обычно смещается на восток, вследствие этого внешние зоны молодых эпох, как правило, накладываются на предшествующие внутренние зоны. Однако, как видно на примере Кореи, могут быть и обратные соотношения, связанные с «накатыванием» магматизма более поздней эпохи на континент.

Размещение на площади структурно-магматических и металлогенических зон подчинено только эвгеосинклиналям и поперечным разломам и практически не зависит от состава и структуры вмещающей среды. Они могут накладываться и на древние платформы (Сибирскую, Китайские), и на палеозойские складчатые сооружения (Центрально-Азиатский пояс, Индокитай), и на срединные массивы (Омолонской, Индосинийский), и на предшествующие мезозойские эвгеосинклинали (Сихотэ-Алинь), и на поля развития терригенных пород (Верхоянье), и на карбонатный чехол платформ (Южный Китай) и др. Во всех случаях тип магматических продуктов и появление рудных компонентов как таковых определяются только положением данной зоны по отношению к одновозрастной эвгеосинклинали. Это позволяет предполагать большую роль потоков ювенильного (мантийного) вещества в образовании как самих магматических пород, так и связанных с ними рудных элементов. Вмещающая среда, безусловно, сказывается на особенностях состава интрузивных пород и формационном типе месторождений, но не более этого. В терригенных толщах возникают обычно кварцево-жильные и грейзеновые месторождения олова и вольфрама, а в карбонатных — скарновые. Равным образом детали структуры местами контролируют внедрение гранитоидов и определяют положение рудных узлов, но не самой зональности.

Существование закономерной структурно-магматической зональности, подчиненной в своей конфигурации эвгеосинклинальным зонам, свидетельствует о причинной зависимости континентального магматизма от событий, происходящих в эвгеосинклинальных зонах. Это позволяет свя-

зывать воедино собственно геосинклинальный процесс и явления, называемые тектоно-магматической активизацией. Термин «тектоно-магматическая активизация» удобен лишь для обозначения любого оживления движений и магматизма после периода покоя, а в том смысле, который в него вкладывается применительно к Восточной Азии, он практически излишен, поскольку тектоно-магматическая активизация — это часть единого процесса, наиболее яркое отражение которого мы видим в эвгеосинклинальных зонах.

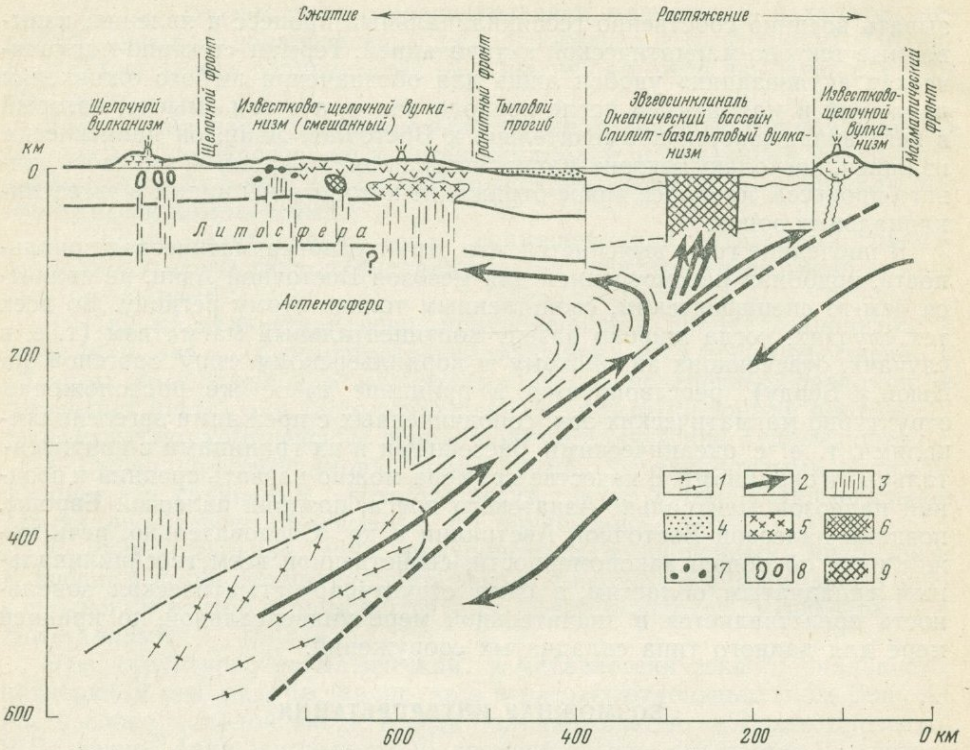
В последние годы выясняется, что структурно-магматическая зональность, подобная рассмотренной для мезозоя Восточной Азии, не является чем-то специфическим, свойственным только этому региону. Во всех тех случаях, когда широко развит континентальный магматизм (т. е. в случаях, отвечающих андийскому и кордильерскому типу орогенов по Дьюи и Бёрду), реставрируется в принципе такое же расположение структурно-магматических зон, соподчиненных с прежними эвгеосинклиналями, т. е. с океаническими бассейнами и их границами с континентальными окраинами. В качестве примера можно назвать средний и поздний палеозой Центрально-Азиатского пояса, поздний палеозой Европы, поздний палеозой Восточной Австралии и др. Следовательно, речь может идти об общей закономерности, свойственной всем геосинклинальным складчатым областям, а сама структурно-магматическая зональность представляется в значительной мере универсальной, по крайней мере для данного типа складчатых сооружений.

ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Взаимосвязь событий, происходящих одновременно в эвгеосинклинальных зонах и сопредельных частях континентальных блоков, лучше всего может быть объяснена существованием единой глубинной активной зоны типа современных зон Беньофа или тектонофера Ю. М. Шейнманна, погружающейся в каждую эпоху от эвгеосинклинали (от океанического бассейна) под континент. Сопряженность и соподчиненность поясов известково-щелочного вулканизма с эвгеосинклинальными, офиолитовыми зонами, столь ярко проявленные в Восточной Азии, служат, как известно, одним из признаков существования ископаемых зон Беньофа. Выход зоны Беньофа на поверхность находился в пределах эвгеосинклинали, а все остальные структурно-магматические зоны располагались над ней (фиг. 6). Смещение зоны Беньофа в каком-то направлении, заложение ее в новом месте вызывало смещение всей структурно-магматической зональности в том же направлении. Само обособление тектоно-магматических эпох, отмеченных «вспышкой» магматизма, может быть обусловлено моментами усиления скорости спрединга в срединных хребтах Тихого океана или даже в глобальном масштабе. Один из таких моментов приходится на поздний мел.

Тектоника плит в ее ортодоксальном виде предполагает погружение (субдукцию) океанической литосферной плиты вдоль зоны Беньофа, ее разогрев в результате трения и частичное плавление с образованием всей гаммы пород известково-щелочной серии. Одновременно в тылу идет скучивание сиалических масс и выплавление гранитов. Это объяснение в общем простое и достаточно стройное, однако оно сталкивается с некоторыми трудностями, заставляющими внести в него существенные коррективы.

Исключительно большой объем магматических продуктов, возникающих над зоной Беньофа, обилие в них разностей кислого и среднего состава, обогащенных калием и другими литофильными элементами



Фиг. 6. Процессы, связанные с активностью зоны Беньофа (по Л. П. Зоненшайну, с изменениями)

1 — литофильное вещество, подымающееся вдоль зоны Беньофа;
2 — предполагаемое движение вещества и энергии;
3 — возможные термальные или гидротермальные потоки;
4 — терригенные породы;
5 — гранодиориты;
6 — диорит-монцониты;
7 — стандартные и литий-фтористые граниты;
8 — щелочные породы;
9 — океаническая литосфера, вновь созданная в результате спрединга

(в том числе и рудными компонентами), противоречит тому, что они возникли только за счет частичного плавления океанической плиты. Следовательно, вдоль зоны Беньофа должен происходить дополнительный, не связанный с субдукцией подъем вещества и энергии, причем такого по составу вещества, которое могло бы обеспечить образование пород, наблюдающихся над зоной Беньофа. Необходимость существования такого потока, обогащенного литофильными компонентами и идущего навстречу направлению субдукции, вносит новый важный элемент в механизм тектоники плит.

Можно предполагать, что эвгеосинклинали в значительной части отвечают современным окраинным морям, которые, судя по многим последним публикациям, образовались в результате спрединга. Явления спрединга установлены и в других эвгеосинклиналях. Образование путем спрединга океанических бассейнов (им отвечают эвгеосинклинали) должно было, как следует из принципа тектоники плит, компенсироваться сжатием в другом месте. Следы такого сжатия обнаруживаются в интенсивных деформациях, протекавших на протяжении всего мезозоя и обычно затухавших в глубь Азии. Видимо, параллельно со спредингом в эвгеосинклинали смежная континентальная плита несколько отодвига-

лась в сторону и испытывала сильное коробление. Это объясняет появление тылового прогиба и обрамляющих его поднятий. Общее раздробление облегчало поступление магмообразующих флюидов. Скучивание масс могло способствовать выплавке эвтектических гранитов. На каком-то расстоянии деформация затухала, и там создавались спокойные тектонические условия, при которых шло внедрение щелочных интрузий.

С позиций тектоники плит можно попытаться истолковать природу поперечных разломов. Эти разломы, учитывая их большую магмоконтролирующую роль, очевидно, пронизывали всю толщу литосферы. В то же время они лишь уводят зональность внутрь континента, но не нарушают ее непрерывности. Они смещают лишь эвгеосинклинали — эти зоны спрединга и новообразования океанической коры. В данном случае напрашивается определенная аналогия со срединно-океаническими хребтами, где широко развиты поперечные, похожие на сдвиг (но не сдвиги) разломы. Вдоль этих разломов, получивших название трансформных, происходит растаскивание смежных блоков от оси спрединга. Поперечные разломы Восточной Азии и трактуются как трансформные разломы, уходящие внутрь континента, но связанные, естественно, не со срединно-океаническими хребтами, а с прежними системами островных дуг и окраинных бассейнов. Не случайно, они разделяют отдельные секторы, каждый из которых развивался независимо и был, вероятно, связан с активностью своей зоны Беньофа. Вдоль них происходило скольжение отдельных сегментов литосферных плит. Очевидно, что такого рода разломы являлись лучшими каналами для поступления внутреннего вещества и энергии на поверхность.

Самое сложное — это объяснение появления самой магматической зональности. Если исключить эвтектические граниты стандартного типа, то ее суть состоит в закономерном увеличении щелочности пород (с одновременным повышением содержания калия). Можно предполагать, что от главного потока вещества и энергии, следующего вдоль зоны Беньофа, с разных глубин отделялись разные по составу магматогенные флюиды, соответственно с бóльшей глубины — с бóльшим потенциалом щелочей (в особенности калия) и с бóльшей насыщенностью литофильными элементами. В равной степени можно допускать модификацию этого процесса — поток доходил до нижней кромки литосферы и под ней, еще в астеносфере, растекался в стороны. Часть его выходила почти у места выхода зоны Беньофа на поверхность и шла на образование окраинного океанического бассейна, а другая часть уходила в субгоризонтальном направлении под континентальную плиту и определяла весь континентальный магматизм. Несомненно, вполне правомерно обсуждение и других механизмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Структурно-магматическая и металлогеническая зональность восточной окраины Азии, реставрируемая для узких интервалов геологического времени, строго соподчинена с одновозрастными эвгеосинклинальными зонами; она единообразна для всех этих эпох и усложняется только крупными поперечными (трансформными) разломами, выводящими ее в глубь континента.

2. Континентальный магматизм и развитие эвгеосинклинальных зон тесно взаимосвязаны и представляют собой разные формы единого геосинклинального процесса, обусловленного, вероятно, существованием единой глубинной зоны — зоны Беньофа, падающей от эвгеосинклинали (прежнего океанического бассейна) под континент.

3. Металлогенический анализ следует проводить раздельно по узким временны́м интервалам, отвечающим времени активности данной зоны Беньофа. На необходимость такого анализа по отдельным металлогеническим эпохам неоднократно указывал В. И. Смирнов.

Структурно-магматическая и металлогеническая зональность, выявляемая для различных эпох мезозоя Восточной Азии, свойственна также областям другого возраста. Поэтому намеченные закономерности имеют, очевидно, общее значение.

Ю. А. Лейе, В. П. Теплов

НЕОГЕНОВАЯ АВТОНОМНАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЗАКАРПАТЬЯ, ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Закарпатье расположено на стыке Западных и Восточных Карпат и по своим структурным особенностям подразделяется на северо-восточную и юго-западную части. Первая сложена сильно дислоцированными мел-палеогеновыми флишевыми и флишоидными образованиями (Внешние Карпаты), среди которых на территории области выделяются несколько структурно-фациальных зон (Глушко, 1968): Скибовая, Силезская, Дуклянско-Черногорская, Магурская, Раховская. Юго-западная часть региона, структурно входящая в состав Внутренних Карпат, подразделяется на Мармарошскую и Пенинскую зоны и ряд наложенных структур Закарпатского внутреннего прогиба — Выгорлат-Гутинскую, Мукачевскую и Солотвинскую подзоны (фиг. 1). Последние являются частью Внутрикарпатского вулканического пояса (Вадас, 1964), отличающегося тесной ассоциацией вулканических пород с терригенными континентальными, в том числе угленосными формациями, которые локализуются в ограниченных разломами наложенных прогибах.

Специфические особенности тектоносферы рассматриваемого региона следующие: 1) увеличение мощности земной коры в северном направлении и значительная деформированность склонов поверхности Мохо; 2) резко увеличенная мощность базальтового слоя при пониженной мощности гранитного (Соллогуб, 1970; Соллогуб и др., 1970); 3) мозаичность гравитационного поля (Субботин, 1955); 4) наличие в различных слоях земной коры крупных геоэлектрических неоднородностей (Рокитянский, 1970; Бондаренко и др., 1972); 5) аномальный тепловой поток (Любимова, 1970); 6) повышенная сейсмичность (Гофштейн, 1964); 7) сравнительно густая сеть глубинных разломов, пересекающих почти все слои земной коры (Чекунов, 1970 и др.) и др.

В большинстве разработанных к настоящему времени металлогенических схем Закарпатья неогеновое рудообразование обычно связывается с различными стадиями развития альпийской геосинклинали, а выделяемые металлогенические зоны в общем соответствуют структурно-фациальным, вытянутым в северо-западном (карпатском) направлении (Зайцева, 1966; Лазаренко и др., 1968; Малеев, 1963; Мерлич, 1965; Науменко, 1971; Ратехин и др., 1971). Вместе с тем накопленный факти-

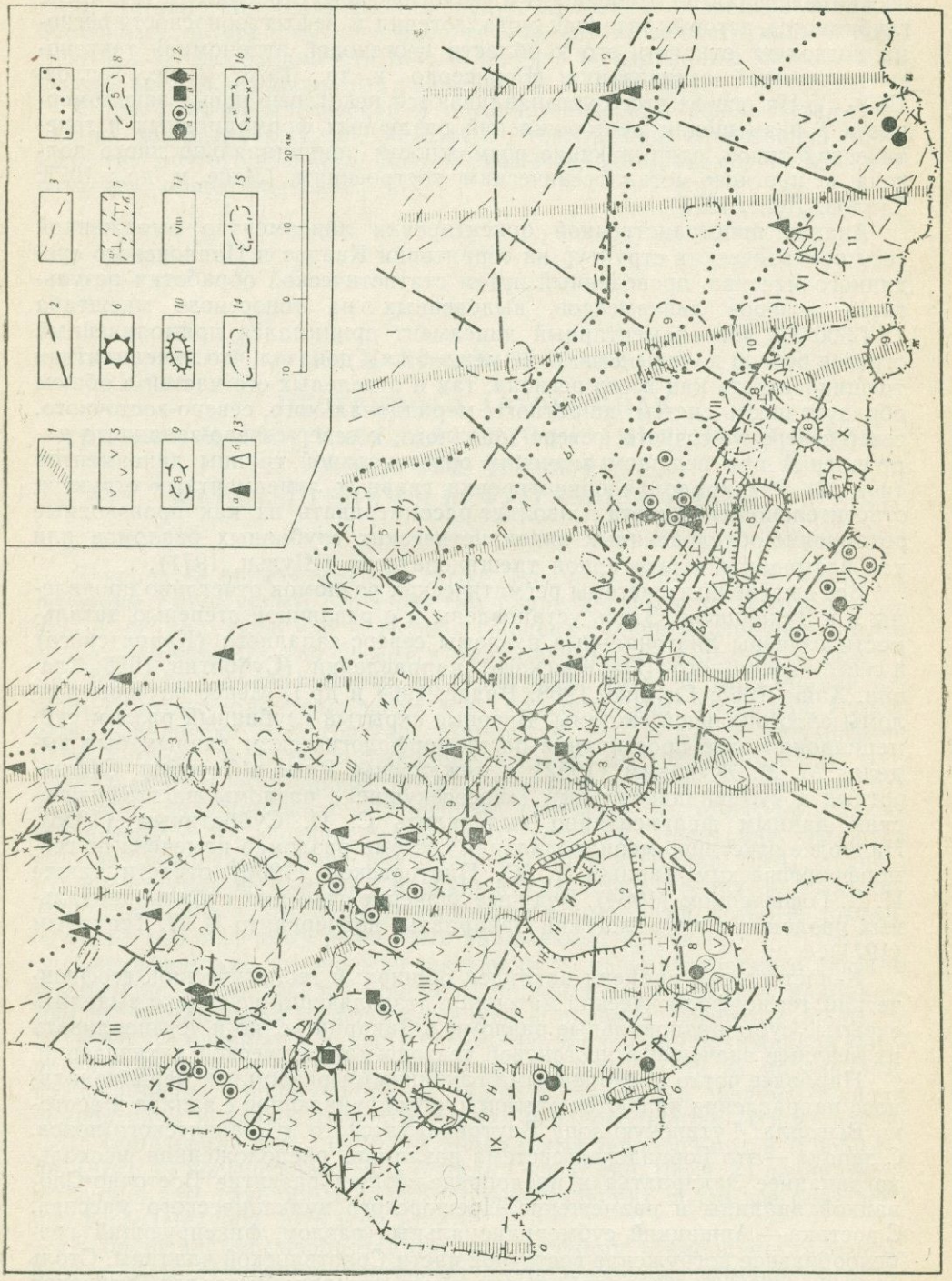
ческий материал по особенностям геологического строения (в том числе глубинного), истории развития, металлогении и нефтегазоносности региона позволяет относить его к области неогеновой автономной тектоно-магматической активизации (Борисенко и др., 1973; Лейе, Теплов, 1973_{1-2}). На основе этого устанавливаются некоторые новые закономерности в размещении месторождений различных формационных и генетических типов, открывающие возможности принципиально иного подхода к прогнозо-металлогеническим построениям (Лейе и др., 1973; Теплов, Лейе, 1973).

Анализ пространственной ориентировки линеаментно выраженной сети регматических структур на территории Карпат и Паннонского срединного массива, проведенный путем статистической обработки результатов замеров линеаментов, выделенных на топооснове масштаба 1 : 1 500 000 (за элементарный линеамент принимался прямолинейный отрезок речной долины длиной не менее 6 *км*), показал, что линеаментная трещиноватость как всего региона, так и отдельных его частей в общем образует шесть систем: широтного, меридионального, северо-восточного, север-северо-восточного, северо-западного, и север-северо-западного направлений при ведущем значении ортогональной группы линеаментов (фиг. 2) Закономерная ориентировка главных линеаментных структур относительно стран света позволяет рассматривать их как производные ротационно обусловленных эндокинетических глубинных разломов или так называемой планетарной трещиноватости (Шульц, 1971).

Все выделенные системы регматических разломов отчетливо проявлены и в Закарпатье. Здесь установлены и с различной степенью детальности изучены диагональные разломы северо-западного (Карпатского) и северо-восточного (Паннонского) направлений (Субботин, 1955; Славин, Хаин, 1965; Глушко, 1968; Вадас, 1964 и др.). Менее изучены разломы ортогональной системы. Впервые скрытый глубинный разлом субмеридионального простирания по геоморфологическим данным был выделен М. М. Жуковым (1952) в междуречье Рики и Теребли. Субширотные и субмеридиональные («кососекущие») разломы по геофизическим данным фрагментарно выделялись С. И. Субботиным (1955). Наиболее отчетливо меридиональная система разломов намечена по геоморфологическим данным Т. Ю. Пиотровской (1966), отчасти также И. Д. Гофштейном (1964). Ведущее значение сквозных субмеридиональных разломов в металлогении Закарпатья подчеркнуто В. П. Тепловым (1971).

К настоящему времени накоплен обширный геологический, геофизический, геоморфологический материал, позволяющий не только выделять скрытые субмеридиональные разломы в Закарпатье, но и устанавливать их ведущее значение в неогеновой тектоно-магматической активизации.

Наиболее четко проявленными глубинными разломами меридионального направления являются разломы, ограничивающие с запада и востока Выгорлат-Гутинскую зону Внутрикарпатского вулканического пояса. С запада — это Горнадская система разломов, расположенная несколько западнее Закарпатья и предопределяющая развитие Восточно-Словацкой впадины и размещение Прешовского вулканического массива. С востока — Апшицкий субмеридиональный разлом, фиксирующий грабенообразное погружение восточной части Солотвинской впадины. Столь же четко выражен Оашский разлом, вдоль которого Выгорлат-Гутинская зона образует в пределах Закарпатья протяженное меридиональное колено. Кроме них, выделяется еще серия субмеридиональных и север — северо-западных разломов, расположенных равномерно в среднем через 18—23 *км* (см. фиг. 1). Все они устанавливаются по морфоструктурным



признакам с учетом многих других факторов (геологических, геофизических и геохимических). По большинству из этих разломов отмечаются сдвиговые перемещения, имеющие наиболее значительную амплитуду по Оашскому и Апшицкому разломам. В Восточных Карпатах преобладали перемещения типа правого сдвига, в Западных — левого.

Преимущественно скрытый (диссимметричный) характер ортогональных разломов Закарпатья может быть объяснен их наложением (в связи с изменением ротационного режима Земли) на структуры геосинклинального этапа развития, что, согласно универсальному принципу симметрии П. Кюри, должно повышать диссимметрию активизированной природной системы. Повышенная диссимметрия активизированных структур вообще может рассматриваться как наилучшее доказательство наложенного характера процессов активизации, т. е. их автономности в понимании А. Д. Щеглова (1968).

Неогеновый магматизм Внутрикарпатского вулканического пояса полностью контролируется субмеридиональными глубинными разломами. Последние предопределяют положение таких крупных массивов магматических пород, как Бёржёнь, Банска-Штявница, Матра, Бюкк, Токай-Прешов Оашский, Калиман-Харгитский и др. При этом большинство

Фиг. 1. Структурная схема области неогеновой автономной тектоно-магматической активизации Закарпатья. Составлена по материалам Закарпатской ГЭ, УкрНИГРИ, В. В. Глушко, И. Д. Гофштейна, Т. Ю. Пиотровской, В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова

1 — главные регматические структуры, контролирующие неогеновую тектоно-магматическую активизацию

глубинные разломы:

а — Чопский,
б — Беганьский,
в — Мукачевский,
г — Виноградовский,
д — Оашский,
е — Драговский,
ж — Апшицкий,
з — Косовский,
и — Петрошский;

2 — прочие регматические структуры;

3 — сбросы, взбросы, надвиги верхнего структурного этажа;

4 — границы структурно-фациальных зон во Внешних Карпатах;

5 — площади распространения на поверхности миоплиоценовых магматических пород эффузивно-субвулканического комплекса;

6 — палеовулканы центрального типа;

7 — площади развития угленосных отложений:

а — тортонского и сарматского возраста,
б — верхнеплиоценового возраста;

8 — тектоногенные очаговые структуры (блоково-сводовые и сводовые поднятия):

1 — Ужокская,
2 — Рунская,
3 — Матковская,
4 — Воловецкая,
5 — Соймовская,
6 — Озеранская,
7 — Углянская,
8 — Новоселицкая,
9 — Дубовецкая,
10 — Апшицкая,
11 — Деловецкая,
12 — Ворохтинская;

9 — тектоно-магматогенные очаговые структуры (вулкано-тектонические и интрузивные купола):

1 — Перечинская,
2 — Ужгородская,
3 — Анталовская,
4 — Чопская,
5 — Великодоброньская,
6 — Свалявская,
7 — Беганьская,
8 — Береговская,
9 — Дехмановская,
10 — Боржавская,
11 — Вышковская;

10 — соляно-диапировые и криптодиапировые структуры, приразломные складки:

1 — Русско-Комаровская,
2 — Залужская,
3 — Иршавская,
4 — Нанковская,
5 — Сокирницкая,
6 — Данилово-Тереблянская,
7 — Тячевская,
8 — Терновская,
9 — Солотвинская;

11 — главнейшие структурно-фациальные зоны и подзоны:

I — Скибовая зона,
II — Силезская зона,
III — Дуклянско-Черногорская зона,
IV — Магурская зона,
V — Раховская зона,
VI — Мармарошская зона,
VII — Пенинская зона,
VIII — Выгорлат-Гутинская подзона,
IX — Мукачевская подзона,
X — Солотвинская подзона;

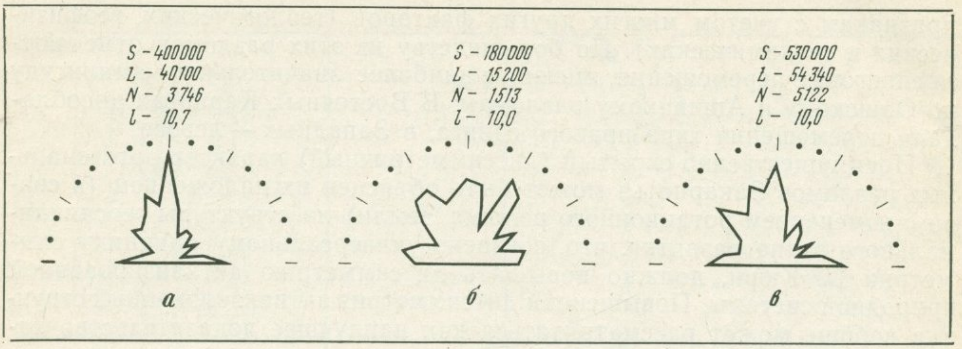
12 — месторождения и рудопроявления:

а — полиметаллические,
б — ртутные,
в — теллур-висмутовые,
г — ртутно-мышьяковые и ртутно-мышьяково-сурьмяные;

13 — нефтепроявления (*а*) и газопроявления (*б*);

14 — *16* — шлиховые ореолы расселения с неустановленным коренным источником:

14 — минералов ртути,
15 — минералов мышьяка и сурьмы,
16 — минералов свинца и цинка



Фиг. 2. Розы-диаграммы линеаментной трещиноватости Карпато-Паннонского региона (*а* — Карпаты и Паннонский срединный массив; *б* — Западные и Восточные Карпаты; *в* — сводная диаграмма)

S — площадь региона, *км*²; *N* — число замеров;
L — общая длина линеаментов, *км*; *l* — средняя длина одного замера, *км*

исследователей, начиная с Лоци Старшего, подчеркивали, что «третичный вулканизм... примыкает не столько к карпатской складчатости, сколько к процессу формирования впадин...» (Вадас, 1964, стр. 408), т. е. контролируется блоковыми перемещениями прежде всего по субмеридиональным разломам.

Наиболее древние фазы вулканизма (тортон), как показал М. Кутан в 1949 г. (см. Князев, 1968), проявились в южных частях региона (Апусени), а по мере продвижения к северу происходило их последовательное омоложение. Сарматский вулканизм наиболее широко проявляется в северной части Большой Венгерской впадины и на юге Закарпатья, а верхнеплиоценовый развит в основном на стыке Внутренних и Внешних Карпат. Такую последовательность развития магматизма можно объяснить тем, что по мере продвижения вдоль меридиональных разломов с юга на север происходит наращивание мощности земной коры, которая изменяется от 23—25 *км* в южных частях региона до 35—45 *км* на стыке Внутренних и Внешних Карпат и продолжает увеличиваться в сторону Предкарпатского прогиба (Соллогуб, 1970).

Влияние мощности земной коры сказывается также на изменении морфогенетических типов наложенных очаговых структур, формирующихся в узлах пересечения субмеридиональными разломами разломов северо-восточного и северо-западного простирания и являющихся специфическими формами проявления процессов активизации. Термином «очаговые» (Фаворская и др., 1969) подчеркивается локальный, замкнутый характер наложенных структур и дискретное размещение их в пространстве. По своим особенностям они подразделяются на тектоно-магматогенные и тектоногенные. Размещение различных морфогенетических типов очаговых структур в пространстве подчиняется определенной закономерности и коррелируется прежде всего с изменением мощности земной коры. На юге региона, где мощность коры едва достигает 25 *км*, преимущественно развиты тектоно-магматогенные структуры (кальдеры, вулкано-тектонические горсты, вулканические и интрузивные купола). На севере области, где мощность коры, в основном за счет базальтового слоя, увеличивается до 35—45 *км* и более, развиты тектоногенные очаговые структуры (блоково-сводовые и сводовые поднятия). Примерами первых являются Беганьская, Береговская, Вышковская и другие, вторых — Рунская, Ужокская, Соймовская и другие структуры (см. фиг. 1).

Очаговые структуры каждой из выделенных групп отличаются разнообразием присущих им особенностей. Вулканические горсты свойственны очаговым структурам с широким развитием кислого вулканизма, для интрузивно-купольных структур характерно преобладание магматических пород среднего состава, вулкано-купольные структуры отличаются широким развитием средних и средне-основных пород. Почти для всех тектоно-магматогенных структур отмечаются повышенные значения гравитационного поля (Субботин, 1955), что свидетельствует о приподнятом положении фундамента и активном его участии в формировании очаговой структуры. Вулкано-тектонические горсты и интрузивно-купольные структуры обычно имеют полигональные очертания, обусловленные хорошо выраженными ограничивающими их разломами, которые несколько слабее проявлены в вулкано-купольных структурах и еще слабее — в тектоногенных очаговых структурах. Последние отличаются мягкими очертаниями, слабо обозначенными границами и, как правило, заметно повышенными размерами в плане. Большей их части свойственны относительные минимумы силы тяжести, хотя некоторые из них характеризуются локальными гравитационными максимумами, природа которых не совсем ясна.

К меридиональным и север-северо-западным глубинным разломам тяготеют также, как правило, соляно-купольные и криптодиапировые структуры, а также приразломные складки, широко развитые в пределах Мукачевской и Солотвинской впадин (см. фиг. 1).

К выделенным очаговым структурам приурочены все неогеновые рудные и нефтегазовые проявления и месторождения Закарпатья, развитые в пределах Внутренних и Внешних Карпат. Среди рудных проявлений и месторождений в Закарпатье известны полиметаллические (с золотом и серебром), барит-полиметаллические, ртутно-полиметаллические, ртутные, теллур-висмутовые золоторудные, алунитовые, ртутно-мышьяковые и мышьяково-сурьмяные. Каждому типу очаговых структур свойственны определенные генетические, формационные и структурные типы рудопроявлений (табл. 1). Если проанализировать пространственное размещение месторождений различных генетических типов, то обнаруживается, что на крайнем юге области и за ее пределами (Внутренние Карпаты) развиты в основном ксенотермальные телескопированные месторождения (полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения Береговского района, комплексные месторождения Бая-Марского бассейна в Румынии, полиметаллические, золоторудные, ртутно-полиметаллические с золотом и частично ртутные Вышковской структуры).

В центральной части региона преимущественно развиты эпитермальные ртутные, частично ртутно-мышьяковые и теллур-висмутовые с золотом месторождения и рудопроявления (Перечинская, Свалявская и другие структуры), а на севере области распространены исключительно эпи- и телетермальные ртутные, ртутно-мышьяковые и мышьяково-сурьмяные рудопроявления (Рунская, Соймовская и другие структуры Внешних Карпат). Это изменение генетических типов рудных проявлений, как и изменение морфогенетических типов очаговых структур, осуществляется на фоне и в соответствии с изменением мощности земной коры, при этом с увеличением последней возрастает «телетермальность» месторождений (фиг. 3). В северном же направлении изменяется и вещественный состав эндогенных месторождений, который в обобщенном виде может быть представлен следующим дискретным рядом зональности: медь, цинк, свинец, золото, ртуть → свинец, золото, ртуть → золото, теллур, висмут, ртуть → ртуть → ртуть, мышьяк → мышьяк, сурьма.

Таблица 1

Характеристика основных типов неогеновых эндогенных

Генетический тип месторождений	Рудная формация	Рудоконтролирующие структуры: рудных районов	Рудоконтролирующие структуры: рудных полей и месторождений	Структурно-морфогенетический тип месторождений	Рудовмещающие структуры	Рудовмещающие породы
Эпитермальный (на глубоких горизонтах — мезотермальный)	Полиметаллическая	Тектоно-магматогенные очаговые структуры	Вулканические горсты, бортовые разломы кальдер, радиальные и кольцевые разломы купольных структур, границы раздела разнородных толщ	Трещинно-субпластовый	Зоны массового развития трещин отрыва в горизонте относительно хрупких пород	Липаритовые туфы, реже алевролиты
				Трещинный	Дуговые (кольцевые) кулисообразные и радиальные разломы, оперяющие и сопряженные трещины скола и отрыва	Липаритовые туфы, реже аргиллиты, алевролиты
				»	Линейные трещинные зоны, штокверковая трещиноватость в осевых частях интрузивно-купольных структур	Гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, аргиллиты, песчаники, липаритовые туфы, эксплозивные брекчии
	Ртутно-золото-полиметаллическая		Кольцевые, конические и радиальные разломы интрузивно-купольных и вулкано-купольных структур, зоны экзо- и эндоконтактов субвулканических интрузий и трубок взрыва, внутрижерловые трещинные зоны	Трещинный прижерловый	Линейные и дуговые кулисообразно расположенные трещины скола и отрыва, дайки	Гидротермально измененные андезиты, туфы
				Трещинный	Сложные кольцевые и радиальные разломы интрузивно-диапировых структур	Брекчии тектонические и эксплозивные
				»	Линейные и дуговые кулисообразно расположенные трещины скола и отрыва	Ороговикованные песчано-глинистые породы, диорит-порфириты
	Ртутная			Трещинный прижерловый	Линейные и дуговые кулисообразно расположенные трещины и дайки	Андезиты, андезито-базальты, эксплозивные брекчии
				Контактовый	Деформации сдвигания вдоль контактовой поверхности интрузивов, сложные кольцевые и радиальные разломы, трещины отрыва и скола	Кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, андезито-базальты, песчаники, туфы
				Трещинно-контактовый	Трещинные зоны в эксплозивных брекчиях вдоль контактовой поверхности вулканических жерловин, трубок взрыва и внутри субвулканических интрузивов	Эксплозивные брекчии, андезито-базальты
				Трещинно-субпластовый	Участки примыкания пластов песчаников и туфов к секущим разломам	Песчаники, туфы

рудных месторождений Закарпатья

Морфогенетический тип рудных тел	Текстуры руд	Минеральный состав		Примеры месторождений и рудопроявлений
		рудные минералы	нерудные минералы	
Согласный — внутрипластовые залежи прожилковых и прожилково-вкрапленных руд	Полосчатые, прожилковые, прожилково-вкрапленные	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, гематит	Кварц, доломит, сидерит, кальцит	Берегово
Секущий—сложные жилы, залежи типа «манто», прожилковые зоны	Массивные, прожилковые, крустификационные, вкрапленные	Галенит, сфалерит, пирит, марказит, халькопирит, золото самородное, аргентит, киноварь	Кварц, барит, карбонаты, адуляр, каолинит, алунит, диаспор, монтмориллонит, гидрослюда	Бегань, Берегово
Секущий—сложные жилы; линзы и гнезда в зонах мелкой трещиноватости	Гнездово-вкрапленные, массивные, полосчатые, прожилковые, брекчиевые	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Кварц, карбонаты, серицит	Рудопроявления юго-западной части Вышковского рудного поля
Секущий — зоны мелкой трещиноватости, сложные жилы, линзы, гнезда	Трещинно-вкрапленные, пятнистые, брекчиевые	Пирит, марказит, киноварь, метациннабарит, верлит, висмут самородный, золото самородное, галенит, сфалерит	Кварц, каолинит, опал, кальцит, серицит, монтмориллонит, топаз	Ильковцы, Синяк, Анталовский, Дехмановский
Секущий—сложные жилы, линзы, гнезда	Брекчиевые, брекчиевидные, пятнистые, полосчатые	Киноварь, золото самородное, пирит, марказит, псиломелан-вад, галенит	Кварц, кальцит, барит, гидрослюда, калишпат, серицит	Загадочное, Штольневое
Секущий—сложные жилы	Прожилковые, гнездово-прожилковые, пятнистые, кавернозные, коломорфные	Киноварь, галенит, сфалерит, пирит, марказит, пирротин, метациннабарит, самородная ртуть, халькопирит, золото	Кварц, карбонаты, серицит, монтмориллонит, барит, битумы	Грендеш, Ровное
То же	Прожилково-вкрапленные	Киноварь, пирит, марказит, золото	Кварц, каолинит	Чонтош
Секущий—кулисообразные тела в сложных разломах, простые жилы; согласный—внутрипластовые линзы	Вкрапленные, полосчатые, пятнистые, прожилковые, трещинно-вкрапленные, брекчиевидные	Киноварь, метациннабарит, марказит, пирит, галенит, сфалерит	Каолинит, аллофан, карбонаты, кварц, давсонит, битумы, органические минералы	Боркут, Большой Шаян, Малое, Колхозное
Секущий — линзы и гнезда в эксплозивных брекчиях; линейно-вытянутые тела в трещинных зонах	Вкрапленные, импрегнационные, гнездово-прожилковые, прожилковые	Киноварь, метациннабарит, марказит, пирит, галенит, сфалерит	Каолинит, кварц, кальцит, барит, битумы, органические минералы	Каменный Карьер, Поворотное
Согласный—внутрипластовые линзы и гнезда	Вкрапленные, трещинно-вкрапленные, прожилковые	Киноварь, марказит, пирит	Каолинит, диккит, карбонат, давсонит, битумы	Восточное, Квасное, Киштa, Западное

Таблица 1 (окончание)

Генетический тип месторождений	Рудная формация	Рудоконтролирующие структуры: рудных районов	Рудоконтролирующие структуры: рудных полей и месторождений	Структурно-морфогенетический тип месторождений	Рудовмещающие структуры	Рудовмещающие породы
Эпитермальный	Ртутная	Тектоногенные очаговые структуры	Радиальные и бортовые разломы блоково-сводовых и сводовых структур, зоны пересечения разломами надвигов, линейные зоны дробления и смятия	Трещинно-субпластовый, трещинный	Зоны мелкой трещиноватости, пласты песчаников под литологическими и тектоническими экранами	Песчаники, гравелиты
				Трещинный	Зоны мелкой трещиноватости	Лиственитизированные диабазы, серпентиниты, песчаники
				Субпластовый	Замковые части складок более хрупкого пласта	Песчаники, гравелиты
				Трещинный	Зоны мелкой трещиноватости	Диабазы, мергели
Телетермальный	Ртутно-мышьяково-сурьмяная			Трещинный, гнездово-трещинный, трещинно-субпластовый	Зоны смятия и дробления, будинированные пласты песчаников	Песчаники, гравелиты, аргиллиты, кремнистые и известковистые аргиллиты

Примечание. При составлении таблицы использованы материалы Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко,

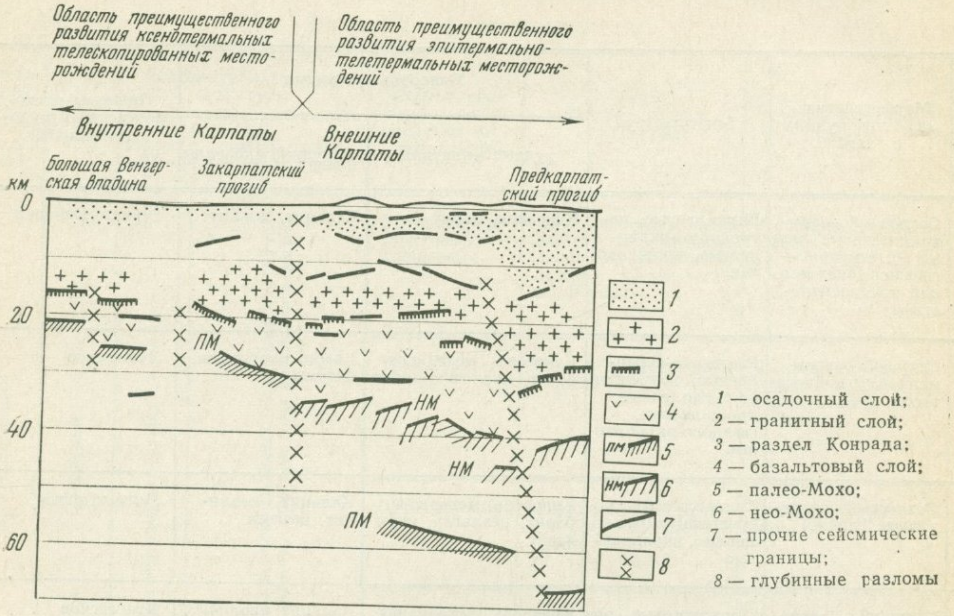
Для всех типов рудопроявлений Закарпатья характерно постоянное присутствие в тех или иных количествах ртути, что позволяет относить ее к наиболее ярко выраженным типоморфным элементам региона. К числу сквозных элементов относятся также медь свинец, цинк, золото. Эндогенное, преимущественно ртутное оруденение Закарпатья повсеместно сопровождается органическими минералами и битумами (Мерлич, 1957). Более того, известные нефтегазопроявления Закарпатья контролируются теми же структурными элементами, что и эндогенные рудные месторождения,— меридиональными и север-северо-западными глубинными разломами и дискретно размещенными в их пределах очаговыми структурами (см. фиг. 1). При этом по направлению с юга на север по мере увеличения мощности земной коры проявления насыщенных углеводородов сменяются проявлениями ненасыщенных углеводородов. В целом морфогенетические типы очаговых структур, формационные и генетические типы рудных месторождений и формационные типы проявлений углеводородов, являясь системообразующими элементами области неогеновой автономной тектоно-магматической активизации Закарпатья, образуют серию гомологических рядов, отчетливо коррелирующихся с изменением мощности земной коры (табл. 2).

Как следует из табл. 2, отдельные члены гомологических рядов эн-

Морфогенетический тип рудных тел	Текстуры руд	Минеральный состав		Примеры месторождений и рудопроявлений
		рудные минералы	нерудные минералы	
Согласный — внутрипластовые линзы (?); секущий — гнезда в зонах мелкой трещиноватости (?)	Вкрапленные, потрещинно-вкрапленные, прожилковые	Киноварь, пирит	Кальцит, диккит	Турица, Симерки
Секущий — зоны мелкой трещиноватости, гнезда	Рассеянно-вкрапленные, потрещинно-вкрапленные, прожилковые, гнездово-вкрапленные	Киноварь, метациннабарит, марказит, пирит	Кварц, карбонаты, битумы	Лужанское
Согласный—седловидные залежи	Прожилковые, потрещинно-вкрапленные, вкрапленные	Киноварь, метациннабарит, реальгар, марказит	Кальцит, каолинит, битумы	Монастырское
Секущий — сложные жилы в зонах мелкой трещиноватости	Прожилковые, потрещинно-вкрапленные, гнездово-вкрапленные	Киноварь, метациннабарит, марказит, реальгар	Кальцит, каолинит, давсонит, битумы	Драговское
Согласный — внутрипластовый трещинный, внутрипластовые линзы; секущий—простые и сложные жилы, гнезда	Прожилковые, гнездово-вкрапленные, брекчиевые	Антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, марказит, киноварь, метациннабарит, галенит, сфалерит	Кварц, кальцит, каолинит, битумы	Черноголова, Соймы

В. Н. Зайцевой, С. В. Расточинского, Б. В. Мерлича, Г. Г. Сасина.

догенных месторождений и очаговых структур склонны к изменению в одинаковом направлении, т. е. параллельно со сменой типов очаговых структур происходит соответствующее изменение генетических типов эндогенных месторождений. Именно этот параллелизм однозначно свидетельствует о системности определенным образом организованных и взаимодействующих элементов (гомологических рядов), что, в частности, позволяет говорить об энергетическом единстве структурообразующих и рудообразующих процессов области автономной тектоно-магматической активизации. Исходя из этого, контуры очаговых структур следует считать естественными геологическими границами рудных полей и районов. Кроме того, одинаковая тенденция в изменении вещественного состава нефтегазовых и рудных месторождений в зависимости от изменения мощности земной коры может служить свидетельством подкорового расположения единой рудо- и нефтегазогенерирующей системы. О значительной глубине расположения последней свидетельствует также большая протяженность (более 150 *км*) латеральных рядов разнообразных системно взаимоувязанных и взаимопереходящих гомологов. В связи с этим теряют обоснование предполагающиеся (Лазаренко и др., 1968; Науменко, 1971 и др.) генетические, парагенетические и другие связи полиметаллического и золото-полиметаллического оруденения с



Фиг. 3. Принципиальная схема размещения различных генетических типов эндогенных месторождений в Украинских Карпатах (основа сейсмогеологического разреза по В. Б. Соллогубу и др., 1970; отношение масштабов 1 : 2)

неогеновым магматизмом липарит-игнимбритовой формации, первичные очаги зарождения которой, как установлено (Науменко, 1971), располагались в коре на глубинах всего лишь 15—20 *км*. Видимо, следует говорить о более специфических формах связи оруденения с магматическими породами в областях автономной тектоно-магматической активизации, которые в данном случае можно охарактеризовать как энергетическое единство магматизма и рудогенеза. Последнее означает, что магматические расплавы (как внутрикоровые, так и мантийные) зародились, видимо, под воздействием теплового потока, перемещавшего из глубин Земли основные ингредиенты рудообразующего флюида. Энергетической и материальной основой такого потока может служить нуклеогенез, понимаемый как экзотермический распад субнейтронного или аналогичного ему «нехимического» вещества, внедрившегося в мантию из ядра Земли. Нуклеогенезом такого типа легко объяснить расширение мантии и земной коры в областях автономной тектоно-магматической активизации (объем вновь образованных химических элементов значительно больше объема исходного материала) и связанное с этим общее расширение Земли, планетарную симметрию в размещении некоторых однотипных рудных поясов, «металлогеническую специализацию» различных рудных провинций и др.

Выделенные гомологические ряды рудных и нефтегазовых проявлений являются естественным отражением филогенеза (Рундквист, 1968) неогенового эндогенного рудо- и нефтегазообразования Закарпатья. Нетрудно видеть, что на поздних стадиях эволюции рудообразующего процесса преимущественно распространены элементы и соединения, обладающие наибольшими энергетическими коэффициентами. В связи с этим образование углеводородов на заключительных стадиях филогенеза эндогенного рудообразования представляется логически обоснован-

Таблица 2

Системообразующие элементы области неогеновой тектоно-магматической активизации Закарпатья

		Внутренние Карпаты ←					Внешние Карпаты →		
Мощность, км	земной коры	25	26	28	30	34	34	37	40
	базальтового слоя	9	8	7	10	14	15	19	15
Время активизации		Тортон	Сармат	Паннон		Левантин			Эоплейстоцен
Гомологические ряды	морфогенетических типов очаговых структур	Тектоно-магматогенные структуры → Тектоногенные структуры							
		кальдеры и вулкано-тектонические горсты →		интрузивные и вулканические купала →			блоково-сводовые поднятия →		сводовые поднятия
	генетических типов эндогенных рудных месторождений	Ксенотермальные (телескопированные) → Эпитермальные → Телетермальные							
	основных формационных типов эндогенных рудных месторождений	Cu, Zn, Pb→Zn, Pb,→Pb, Au, Hg				Au, Hg→Au, Te, Bi, Hg	→Hg→Hg, As→As, Sb		
	формационных типов эндогенных месторождений углеводородов	Насыщенные углеводороды → Ненасыщенные углеводороды							

ным, поскольку нефть и газ, как известно, по уровню термодинамического потенциала не имеют себе равных среди других природных соединений. Эндогенное нефтегазообразование, следовательно, может рассматриваться как закономерное явление заключительных стадий развития областей автономной тектоно-магматической активизации.

Отличительной чертой неогенового эндогенного оруденения Закарпатья является то, что особенности латерально развернутой (с юга на север) филогении эпи- и телетермальных месторождений в сжатом виде проявлены в онтогении ксенотермальных телескопированных месторождений, развитых на крайнем юге региона. В целом в онтогенной зональности эндогенного оруденения полиметаллическая и мышьяково-сурьмяная минерализации занимают крайние положения. В латерально развернутом филогенезе они также крайние члены зонального ряда, в средней части которого расположены золоторудная и ртутная минерализация.

Отмеченные эмпирические данные и использование основных законов филогенеза (корреляции, необратимости эволюции, параллельной изменчивости и т. п.) позволяют прогнозировать в пределах различных очаговых структур вполне определенные формационные и генетические типы эндогенных месторождений. Например, учитывая, что в онтогенной вертикальной геохимической зональности ксенотермальных месторождений золото располагается между ртутной и полиметаллической зонами (Борисенко и др., 1973), можно считать, что такое же промежуточное положение оно занимает и в латерально развернутой филогении эндогенного рудообразования. Поэтому обширную часть Закарпатья, расположенную между собственно ртутной и собственно полиметаллической геохимиче-

скими зонами (центральные структуры Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды) следует относить к перспективным на выявление эпитермальных золоторудных месторождений, в том числе в комплексе с теллуром и висмутом. Учитывая сквозной характер золота, в иных геохимических зонах могут быть обнаружены золоторудные месторождения других, в том числе еще не известных в регионе генетических типов. В частности, некоторые очаговые структуры Внешних Карпат можно считать перспективными для поисков эпителетермальных месторождений тонкодисперсного золота в битуминизированных породах типа месторождения Карлин, штат Невада, США (Хаусен, Керр, 1973).

По аналогии с онтогенезом и филогенезом эндогенного оруденения следует полагать, что в онтогенном зональном ряду газ — нефть последняя занимает верхнее положение. Именно этим, а не природным крекингом («метанизацией») следует объяснить тот факт, что в нефтяных месторождениях Предкарпатья, как, впрочем, и в других нефтеносных районах, нефти, содержащие большое количество низкокипящих и метановых углеводородов, залегают на более глубоких горизонтах, а в верхних частях месторождений преобладают смолистые разности нефтей (Доленко, 1961). Выдвинутое положение об онтогенной зональности нефтегазообразования хорошо согласуется с фактическим распределением мировых запасов нефти и газа, поскольку выявленные запасы газа с увеличением глубин бурения возрастают по отношению к запасам нефти (Линецкий, 1971).

Исходя из принципа единства рудообразующих и нефтегазообразующих процессов области неогеновой автономной тектоно-магматической активизации Закарпатья, нефтегазовые проявления по времени образования следует считать постмагматическими, поскольку рудообразование, в том числе и то, которое сопровождается гидротермальными органическими минералами и битумами, накладывается на сформированные вулкано-тектонические структуры. В таком случае должны существенно измениться представления о перспективности отдельных очаговых, в том числе и тектоно-магматогенных структур в отношении нефтегазоносности.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в целом область неогеновой автономной тектоно-магматической активизации Закарпатья представляет собой единую систему, состоящую из некоторого множества взаимоувязанных и взаимообусловленных элементов. Изучение свойств каждого из этих элементов, взятого в отдельности, не обеспечивает понимания свойств системы как целого. Это достигается лишь при изучении взаимоотношений системообразующих элементов. Установленный параллелизм в изменчивости последних и другие взаимосвязанные закономерности открывают новые возможности в прогнозировании эндогенных месторождений.

Литература

Бондаренко А. П., Билинский А. И., Седова Ф. И. Геоэлектромагнитные вариации в Советских Карпатах. «Наукова думка», 1972.

Борисенко С. Т., Расточинский С. В., Теплов В. П. и др. Ртутное оруденение Закарпатья и направление поисково-разведочных работ.— Разведка и охрана недр, 1973, № 1.

Вадас Э. Геология Венгрии. «Мир», 1964.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», 1968.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Изд-во АН УССР, 1964.

Доленко Г. Н. О зонах нефтегазонакопления в Предкарпатском прогибе.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 7—8.

Жуков М. М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 7.

Зайцева В. Н. Некоторые закономерности размещения ртутных месторождений в Закарпатье.— В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд. Львовского ун-та, 1966.

Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность.— Геотектоника, 1968, № 6.

Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья.— Изд. Львовского ун-та, 1968.

Лейе Ю. А., Теплов В. П. Неогеновая тектоно-магматическая активизация Закарпатья и основные черты ее металлогении.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973_1.

Лейе Ю. А., Теплов В. П. Очаговые структуры Закарпатья и их роль в размещении месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. «Наукова думка», 1973_2.

Лейе Ю. А., Теплов В. П., Авгитов А. К. Онтогенез и филогенез неогенового эндогенного рудо- и нефтегазообразования Закарпатья.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. «Наукова думка», 1973.

Линецкий В. Ф. Энергетическая сторона процессов миграции нефтяных флюидов в глубинных разломах.— В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. «Наукова думка», 1971.

Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр.— Физика земли, 1970, № 5.

Малеев Е. Ф. О связи рудообразования с вулканизмом в Закарпатье.— Сов. геология, 1963, № 1.

Мєрлич Б. В. Минеральные ассоциации неогеновых рудных проявлений Закарпатья.— Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.

Мерлич Б. В. Связь верхненеогенового магматизма и рудогенеза Закарпатья с глубинными разломами.— В кн.: Доклады Карпато-Балканской геологической ассоциации, 7-ой конгресс, ч. 1. София, 1965.

Науменко В. В. Глубинные разломы как фактор локализации эндогенного оруденения в Закарпатском внутреннем прогибе.— В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. «Наукова думка», 1971.

Пиотровская Т. Ю. Рельеф и неоструктуры горной части Закарпатья и Чивчин.— В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд. МГУ, 1966.

Ратехин Е. А., Галецкий Л. С., Лазаренко Э. А. и др. Металлогеническая карта Украинских Карпат.— Докл. АН УССР, серия Б, 1971, № 12.

Рокитянский И. И. Исследование глубинной электропроводности.— Геофизич. сб. АН УССР, 1970, вып. 38.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. «Наука», 1968.

Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации.— «Наукова думка», 1965.

Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофизич. сб. АН УССР, 1970, вып. 38.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами.— Геофизич. сб. АН УССР, 1970, вып. 38.

Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Изд-во АН УССР, 1955.

Теплов В. П. Тектонический контроль ртутного оруденения в Закарпатье.— В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. «Наукова думка», 1971.

Теплов В. П., Лейе Ю. А. Размещение различных генетических типов эндогенных месторождений Закарпатья в зависимости от мощности земной коры.— Геол. ж., 1973, **33**, № 5.

Томсон И. Н. Структурные факторы контроля оруденения.— В кн.: Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. «Недра», 1972.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. «Недра», 1969.

Хаусен Д. М., Керр П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. «Мир», 1973.

Чекунов А. В. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры.— Геофизич. сб. АН УССР, 1970, вып. 34.

Шульц С. С. Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

А. Д. Щеглов. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений 7

М. М. Одинцов. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы 17

Е. Д. Карпова, А. А. Смыслов, Ю. М. Шувалов. Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование 26

М. С. Нагибина, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития 41

К. В. Боголепов, В. Д. Ермиков. Основные аспекты выделения мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии 55

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, А. И. Гинзбург. Тектоно-металлогенические типы областей активизации 64

Н. А. Фогельман. Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений 74

А. А. Ковалев. Тектоно-магматическая активизация и связанные с ней рудные формации с позиций новой глобальной тектоники 80

П. М. Хренов, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко. Металлогения вулкано-плутонических поясов негеосинклинального типа 90

Ю. В. Комаров. Магматизм областей активизации 100

Л. В. Таусон, В. Д. Козлов. Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации 108

Л. А. Михалева, А. А. Тычинский. Самостоятельные малые интрузии складчатых областей и активизированных зон юга Сибири и их металлогеническое значение 115

В. Т. Свириденко. Магматические формации и металлогения стадий тектоно-магматической активизации протоплатформ 122

Р. М. Яшина. Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика 134

Г. В. Афанасьев. О металлогении системы «геосинклиналь — пояс тектоно-магматической активизации» 154

В. И. Казанский. Рудоносные разломы активизированных областей 162

В. В. Архангельская, А. И. Гинзбург. Редкометальные месторождения зон тектоно-магматической активизации 175

С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев. Типы оловянного оруденения областей тектоно-магматической активизации 184

В. А. Кузнецов. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения 190

А. А. Оболенский. Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири 200

Ю. Г. Щербаков. Геохимические особенности золоторудных месторождений в областях автономной активизации 210

С. Д. Шер. Сравнительная металлогения золота активизированных областей северной части Тихоокеанского рудного пояса 216

А. А. Иванова. Месторождения флюорита в областях тектоно-магматической активизации 224

Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения 230

В. Е. Попов. О новом типе месторождений областей тектоно-магматической активизации (на примере юга Карелии и других регионов) 235

В. А. Глоба, В. А. Нарсеев, Ю. А. Садовский. Особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации Казахстана 243

Н. Я. Ященко, В. И. Серых. Геохимические и металлогенические особенности интрузивного магматизма позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана 251

Ф. А. Летников, Ю. М. Зорин, А. А. Заячковский. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) . . . 260

М. П. Лобанов, И. А. Охотников. Активизированные краевые швы юга Сибирской платформы 268

Н. К. Булин, М. И. Ициксон. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении 276

В. С. Малых. Металлогения мезозойской тектоно-магматической активизации Байкальской складчатой области протерозоя 286

Г. В. Андреев. Особенности строения и металлогении верхнепалеозойских зон тектоно-магматической активизации в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье 295

В. В. Еловских. Тектоническая и металлогеническая специфика областей автономной активизации на примере Якутии 299

А. С. Митропольский, Н. А. Кулик. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы 306

М. Д. Скурский, А. С. Бабкин. Редкометальное оруденение эпох тектоно-магматической активизации в Забайкалье 313

Г. В. Александров, Н. К. Булин, В. С. Кормилицын, П. А. Строна, Ю. М. Шувалов, А. Д. Щеглов. Металлогения активизированных структур Забайкалья . . 316

В. И. Сизых. Региональная и локальная зональность вольфрамитовых месторождений активизированных областей Забайкалья 323

В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков. Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения 329

Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко, А. Я. Салтыковский. Мезозойская структурно-магматическая и металлогеническая зональность восточной окраины Азии и ее интерпретация с позиций новой глобальной тектоники . . 334

Ю. А. Лейе, В. П. Теплов. Неогеновая автономная тектоно-магматическая активизация Закарпатья, основные черты ее металлогении и нефтегазоносности . . 344

УДК 553.3/.4 : 551.242.4

Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений. Щеглов А. Д.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Отмечается, что проблема активизированных областей земной коры как проблема эволюции и металлогении негеосинклинальных подвижных структур представляет новое перспективное научное направление современной геологии, имеющее важное практическое значение. Рассмотрены особенности металлогении областей отраженной и автономной тектоно-магматической активизации, главные типы месторождений и их связи с магматизмом. Охарактеризованы признаки областей автономной тектоно-магматической активизации, позволяющие выделять их в особую категорию региональных структур, равнозначных по рангу платформам и геосинклиналям. Намечены новые пути регионального прогноза рудных месторождений и главные вопросы поисковых работ в областях активизации. Определены задачи дальнейших исследований металлогении активизированных областей, подчеркнута необходимость детального изучения процессов отраженной и автономной активизации в сравнительном плане, обоснованного выделения областей активизации разных типов. Изучение областей автономной активизации намечает связи региональной металлогении с современным вариантом теории мобилизма — тектоникой плит. Библ. 12 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.240.45

Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы. Одинцов М. М.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Древние платформы — протоплатформы, фундамент которых сложен допалеозойскими складчатыми образованиями (археиды, протерозоиды, частично — байкалиды), по формам вторичной тектоно-магматической активизации, характеру магматизма и соответственно металлогеническим особенностям разделяются на три типа — гондвано-сибирский, русско-канадский (лавразийский) и китайский. Наиболее своеобразна автономная тектоно-магматическая активизация протоплатформ первого типа, которая выражается в образовании грандиозных трапповых провинций и кимберлитовых провинций с соответствующим набором полезных ископаемых. В тектоно-магматической активизации протоплатформ второго типа отражено участие их в процессах развития смежных геосинклинальных и складчатых зон. Тектоно-магматическая активизация платформы китайского типа приводит к ее расчленению и частичному уничтожению. В тектоно-магматической активизации протоплатформ вообще ведущая роль принадлежит глубинным процессам, развивающимся в верхней мантии и коре древних платформ, и лишь частично — воздействию процессов в смежных подвижных зонах земной коры. Библ. 31 назв.

УДК 551.240 : 553.2

Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование. Карпова Е. Д., Смыслов А. А. Шувалов Ю. М.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В фанерозойской истории развития планетарных подвижных поясов и древних платформ на площадях величиной в миллионы квадратных километров периодически проявлялись эпохи глыбового тектогенеза продолжительностью 10—30 млн. лет. Области глыбового тектогенеза и геосинклинали в эти эпохи развиваются синхронно, что приводит к возникновению латеральной тектонической и металлогенической зональности. Металлогенический облик областей глыбового тектогенеза обусловлен первичной вертикальной и латеральной геохимической неоднородностью блоков земной коры, степенью их геохимической подготовленности и поступлением глубинного рудного вещества. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 55 назв.

УДК 551.242.4 : 553.3/4

Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Критически рассмотрены различные принципы классификации структур тектоно-магматической активизации. Дается новая их классификация, основанная на формационных и морфологических признаках. Выделяются: 1) глыбово-складчатые структуры с гранитоидной активизацией или ревивации; 2) глыбово-сводовые структуры базальтоидной активизации; 3) глыбовые и складчатые (складки в платформенном чехле) структуры, развитие которых не сопровождается магматической деятельностью. Рассматриваются пространственные и временные закономерности их развития. Табл. 1. Илл. 5. Библ. 46 назв.

УДК 551.240 : 553.3/.4(5)

Основные аспекты выделения мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии. Боголепов К. В., Ермиков В. Д.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

На примере Центрально-Азиатского горного пояса рассмотрены актуалистический, структурно-вещественный и терминологический аспекты выделения дейтероорогенных структур, которые часто, особенно в литературе по металлогении, именуются областями «тектоно-магматической активизации». Мезозойские образования пояса расчленяются по структурно-вещественным признакам на геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и плитный структурный этажи. Как следствие, орогенные структуры (в том числе дейтеро- и протоорогенные) выступают в качестве самостоятельного класса, равноценного геосинклиналям и платформам. Применяя термин «орогенез», авторы отмечают, что он наиболее полно раскрывает сущность рассматриваемого понятия, давно утвердился в геологической литературе, достаточно однозначен и обладает определенными систематизирующими свойствами. Выделение мезозойского Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса требует нового подхода к оценке металлогении этой территории. Илл. 1. Библ. 23 назв.

УДК 551.242.4 : 553.3/.4

Тектоно-металлогенические типы областей активизации. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассмотрены общие черты строения и развития областей активизации. Выделены различные по геологической характеристике и металлогеническим особенностям типы этих областей.

Предложенная авторами металлогеническая типизация областей активизации основана на двух принципах: характере тектонических структур, на которых развиваются процессы активизации (докембрийские платформы, срединные массивы и области завершенной складчатости), а также на основе интенсивности процессов активизации. С точки зрения последней позиции, авторы, вслед за В. И. Смирновым, выделяют слабо активизированные, активизированные и интенсивно активизированные структуры, существенно различающиеся по металлогеническим особенностям. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.243.5 : 553.062

Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений. Фогельман Н. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Приводится единая схема развития сводово-глыбовых структур эпикаледонской орогенной системы Центрального Казахстана и мезозойских областей активизации Востока СССР. Выделены стадии развития и внутреннее строение сводовых поднятий и показаны закономерные связи с ними магматизма, металлогении и рудоконтролирующих факторов. Намеченные закономерности могут быть использованы при структурно-металлогеническом районировании орогенных систем и областей аквитизации и при прогнозировании в их пределах эндогенных месторождений. Библ. 13 назв.

УДК 531.242.4 : 553.3/.4

Тектоно-магматическая активизация и связанные с ней рудные формации с позиций новой глобальной тектоники. Ковалев А. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

С позиций концепции новой глобальной тектоники выделены пять типов зон тектоно-магматической активизации: 1) поздних фаз развития островной дуги; 2) столкновения островной дуги и континента; 3) активных окраин континентов и плит с континентальной корой; 4) рифтогенеза на континентах; 5) столкновения континентов. Более подробно дана характеристика трех последних типов, соответствующих зонам автономной активизации. Амагматические мезо- и эпитермальные месторождения ряда полезных ископаемых в неметаморфизованных отложениях формируются в завершающую стадию столкновения континентов при нарушении гидродинамических условий артезианских и нефтегазоносных бассейнов на литосферных мезоплитах и окраинах мегаплит. Рассмотрены условия возникновения регионального распространения поясов даек основного и среднего состава, сопровождающихся постмагматической минерализацией. Предполагается, что такие условия чаще проявлялись при рифтогенезе на континентах, реже — на активных окраинах мегаплит. Табл. 1. Библ. 59 назв.

УДК 553.3/.4 : 552.3

Металлогения вулкано-плутонических поясов негеосинклинального типа. Хренов П. М., Бухаров А. А., Гордиенко И. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Среди структур тектоно-магматической активизации выделяются специфические структуры — так называемые вулкано-плутонические пояса. Последние по отношению к геосинклинальному процессу делятся на автономные (эпигональные), сопряженные и орогенные (заключительные стадии геосинклинальных зон). Каждому типу поясов соответствует набор магматических и рудных формаций. Всем поясам негеосинклинального типа присущ некоторый минимум сквозных рудных и нерудных элементов. Наиболее устойчивыми элементами «сквозной металлогении» являются золото, серебро и фтор. Следующую группу составляют ртуть, сурьма, олово, редкие элементы. Особо важное значение в вулканических поясах имеют месторождения эпитермального класса, типоморфные для этих структур. Подчеркивается, что металлогеническое значение поясов докембрийского этапа развития еще недооценивается при металлогеническом прогнозировании. Табл. 2.

УДК 551.242.4 : 552.3

Магматизм областей активизации. Комаров Ю. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Выделены три группы структур активизации: области автономной активизации (ОАА), области сопряженной активизации (ОСА) и активизированные структуры. Тектонический цикл ОАА разделяется на начальный и конечный этапы. Начальному этапу соответствуют формации андезитового и гранитоидного рядов, конечному — базальтовые и трахибазальтовые формации, что в целом составляет антидромно направленный формационный ряд внегеосинклинального магматизма ОАА. Для магматизма ОАА присущи свои формационные типы, часто широкое развитие вулканических и вулкано-плутонических формаций. Магматизм ОСА синхронен магматизму соседних высокоподвижных областей и близок им по составу. Табл. 1. Библ. 10 назв.

УДК 553.061.2 : 551.242.4

Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации. Таусон Л. В., Козлов В. Д.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Приводится новая геохимическая классификация гранитоидов: 1) плагиограниты толеитового ряда; 2) плагиограниты известково-щелочного ряда; 3) аплитовые редкометальные граниты; 4) граниты монцонитового ряда; 5) палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда; 6) плюмазитовые редкометальные граниты; 7) палингенные гранитоиды щелочного ряда; 8) редкометальные граниты щелочного ряда; 9) ультраметаморфические гранитоиды. Показано, что в областях вторичной активизации могут развиваться большинство перечисленных геохимических типов гранитоидов, за исключением 1 и 9.

В областях с низким уровнем метаморфизма осадочно-метаморфических толщ процессы активизации приводят к формированию типа 5, а при палингенезе высокометаморфических толщ возникает тип 7; оба типа слагают абиссальные и мезоабиссальные батолиты. Поздние производные абиссальных батолитовых очагов представлены соответственно типами плюмазитовых редкометальных гранитов (тип 6) и редкометальными щелочными гранитами (тип 8), слагающими гипабиссальные потенциально рудоносные интрузии разного металлогенического облика (олово, вольфрам, молибден, золото, полиметаллы, тантал и др.).

Показано, что высокая продуктивность гипабиссальных интрузий обусловлена интенсивностью процессов эманационной дифференциации, а угнетенность дифференциации в мезоабиссальных батолитах определяет очень ограниченную рудоносность последних.

Кроме палингенных, в областях вторичной активизации существуют гранитоиды — производные базальтоидных магм (типы 2—4), из которых, как источники рудного вещества (полиметаллы, олово, редкие элементы), большое значение имеют гипабиссальные интрузии гранитоидов монцонитового ряда (тип 4) и агпаитовых редкометальных лейкогранитов (тип 3), представляющие поздние дифференциаты щелочно-базальтоидных магм. Рудогенерирующая способность интрузий гранитоидов монцонитового ряда определяется насыщенностью их расплавов летучими (фтор, бор). Из существенно фтороносных, обедненных водой расплавов формировались также и агпаитовые редкометальные лейкограниты. Частичная контаминация базальтоидных магм сиалическим материалом приводит к формированию плагиогранитов известково-щелочного ряда (тип 2), сопровождающихся часто золотым оруденением. Табл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 551.22 : 551.240.4 : 553.3/.4(571.5—13)

Самостоятельные малые интрузии складчатых областей и активизированных зон юга Сибири и их металлогеническое значение. Михалева Л. А., Тычинский А. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассматриваются различные по составу и генетическим особенностям дайковые комплексы самостоятельных малых интрузий, завершающие развитие геосинклинально-складчатых областей и формирующиеся в зонах тектоно-магматической активизации. Спецификой малых интрузий обоих типов является принадлежность к производным базальтоидного магматизма, проявившегося в зонах глубинных разломов в жестких консолидированных структурах. Особенность пород малых интрузий областей активизации — их связь со сводовыми структурами, нарушенными глубинными разломами, и резко щелочной характер. Самостоятельные малые интрузии могут являться важным индикатором тектонических условий их формирования. С ними связаны различные формационные типы оруденения. Указывается на существенное отличие рудных формаций, связанных с самостоятельными малыми интрузиями консолидационного и постконсолидационного периодов, от рудных формаций собственно геосинклинального этапа развития подвижных зон. Библ. 19 назв.

УДК 551.263 038.551.242.4 : 553.3/.4

Магматические формации и металлогения стадий тектоно-магматической активизации протоплатформ. Свириденко В. Т.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Тектоно-магматическая активизация — закономерный этап в направленном развитии отдельных структурных элементов земной коры, характеризующийся резким оживлением тектонических движений и магматизма, наступающими вслед за окончательной консолидацией различных по строению разновозрастных сегментов земной коры независимо от предшествующей истории их развития. Активизации подвержены и древнейшие платформенные структуры — протоплатформы, где она проявляется в формировании наложенных эндопротоплатформенных прогибов и интенсивном магматизме. Типоморфные магматические формации активизации протоплатформ — расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, гранитов рапакиви и докембрийских траппов — генетически и пространственно связаны с эндопротоплатформенными прогибами, за пределами которых синхронно формируются гранитоиды мигматит-гранитовой формации. С магматическими формациями раннепротерозойской активизации связаны месторождения сульфидной меди, никеля, платиноидов, хрома, ванадия, титаномагнетита, золота, редкометально-редкоземельных элементов, возможно олова. Активизация протоплатформ имеет многостадийный характер от раннего протерозоя до мезо-кайнозоя. Табл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 551.243.5 : 552.33 : 553.3/.4(571.52+517.3)

Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика. Яншина Р. М.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В результате многолетнего изучения разновозрастных щелочных пород эпикаледонской сводово-глыбовой области (Саяно-Тувино-Монгольский регион) обосновывается постгеосинклинальный прерывистый характер щелочного магматизма, его связь с глубинными щелочно-базальтовыми и коровыми щелочно-алюмокремнекислыми магматическими очагами, возникавшими и синхронно развивавшимися в эпохи тектоно-магматической активизации древних складчатых структур. Для каждой эпохи выделены формационные ряды щелочных пород, отличающиеся по набору формаций и их общим петрогеохимическим признакам. Формационные ряды по соотношению базитовых и салических пород, степени и характеру щелочности, относительной глиноземистости и кремнекислотности расчленены на соответствующие формационные группы, отражающие гетерогенную природу щелочных формаций. Проведен сравнительный анализ их петрохимических особенностей и типоморфных ассоциаций акцессорных элементов, что позволило выявить металлогеническую специфику главнейших формационных групп щелочных пород. При этом показано, что их металлогения зависит от вещественного состава формаций и предопределяется как главными петрогенными (Na, K, Ca, Al, Fe, Ti, P), так рассеянными (Mo и Cu), редкими (Be, Sn, Li, Nb, Zr) и редкоземельными элементами. Табл. 4. Илл. 3. Библ. 24 назв.

УДК 551.242.4 : 553.3/.4

О металлогении системы геосинклиналь — пояс тектоно-магматической активизации. Афанасьев Г. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В пределах консолидированных структур земной коры (складчатых областей, платформ, древних жестких массивов) синхронно завершающим стадиям развития соседних геосинклиналей возникают пояса тектоно-магматической активизации. В этом случае сопряженные геосинклиналь и пояс активизации в совокупности образуют короткоживущую мобильную систему. Такая система выделяется автором на территории Средиземноморского подвижного пояса, точнее, его альпийской части, в интервале времени мел — палеоген. На фоне коренных различий в развитии двух разнородных элементов системы в целом для нее характерно проявление однотипных наиболее поздних магматических и эндогенных рудных образований. При этом для геосинклинали свойственна «угнетенная» форма их проявления, а для пояса активизации — весьма интенсивная и экстенсивная. Указанные особенности позволяют сде-

лать предположение, что возникновение пояса активизации обусловлено автономными процессами и отражается на развитии сопряженной геосинклинали, ускоряя ее превращение в складчатый пояс. Металлогения поздних стадий развития геосинклинали может служить индикатором более интенсивного проявления эндогенных рудных процессов в пределах сопряженных с ней поясов тектоно-магматической активизации. Илл. 1. Библ. 24 назв.

УДК 551.243.8 : 553.3/.4

Рудоносные разломы активизированных областей. Казанский В. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В основу характеристики разломов положено выяснение связей между рудоотложением и глубинными уровнями дислокационного метаморфизма, которым сверху вниз отвечают: 1 — «сухие» зоны трещиноватости и брекчирования горных пород, 2 — разрывные нарушения с глинками трения, 3 — зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов, 4 — зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов, 5 — зоны внутриразломных складок, будинажа и гранитных инъекций. В целом переход от *V* уровня к *I* сопровождается сменой высокотемпературных месторождений низкотемпературными. Внедрение гипабиссальных и субвулканических интрузивов приводит к локальному повышению температур минералообразования в тектонических структурах близповерхностного типа.

В результате протоактивизации древних платформ были сформированы крупные зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов, с которыми сопряжены редкометальные пегматиты и высокотемпературные щелочные метасоматиты. Бластомилониты, претерпевшие катаклаз и зеленокаменное изменение, контролируют пространственное распределение ураноносных альбититов. В процессе протоактивизации образовались и рудоносные разломы *III—I* уровней, но их далеко не везде удается отличить от более молодых разрывных нарушений.

Для областей тектоно-магматической активизации характерны разломы *II—I* уровней, вмещающие гидротермальные руды цветных и редких металлов, золота, серебра, флюорита и др. В кристаллическом фундаменте древних платформ они иногда накладываются на биотит-амфиболовые бластомилониты. В дислоцированном платформенном чехле и в молодых осадочно-вулканогенных отложениях строение разломов и условия локализации в них оруденения меняются в зависимости от литологического разреза, наличия благоприятных и экранирующих горизонтов, морфологии близповерхностных интрузивов. Илл. 5. Библ. 43 назв.

УДК 553.493 : 554.242.4

Редкометальные месторождения зон тектоно-магматической активизации. Архангельская В. В., Гинзбург А. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Приводятся отличительные геологические, минерально-петрографические и геохимические особенности этих месторождений. Обосновывается объединение в три крупные группы редкометальных месторождений в зонах активизации: 1) платформ и их краевых швов, 2) областей завершенной складчатости, 3) срединных массивов этих областей; дается краткая характеристика главных генетических типов месторождений первых двух групп. Месторождения первой группы характеризуются высокими концентрациями Nb, TR_{Cl}, P, а второй — Ta, Nb, TR_{Cl+Y}, Y, Be, U, Th. Делается вывод о том, что источником металлов для месторождений первой группы являются мантийные и базальтоидные магмы, а также мантийные растворы, а для второй — коровые гранитоидные магмы. Библ. 23 назв.

УДК 553.45 : 551.242.4

Типы оловянного оруденения областей тектоно-магматической активизации. Лугов С. Ф., Макеев Б. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Оловянное оруденение, возникшее в процессах тектоно-магматической активизации, широко развито на щитах (Африканском, Бразильском, Австралийском, Украинском, Балтийском), платформах (Северо-Американской, Китайской), в срединных массивах герцинид (Чешском, Армориканском, Иберийском и др.) и мезозоид (Буреинском, Ханкайском, Колымском). В отмеченных оловоносных структурах преобладающее развитие имеют оловоносные пегматиты, скарны, грейзеновый и кварцевый типы оруденения касситерит-кварцевой формации. Отмеченные типы оруденения образуют тесные генетические ассоциации, возникшие в единых процессах рудообразования, сопутствовавших гранитоидным комплексам. Эти типы оруденения рассматриваются в качестве специфических для областей тектоно-магматической активизации. Библ. 4 назв.

УДК 553.499 : 551.243.5(5)

Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения. Кузнецов В. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Приводятся новые доказательства связи ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения с процессами мезозойской (послеюрской) тектоно-магматической активизации. Обосновывается представление о наличии Центрально-Азиатского пояса ртутного оруденения, связанного с послеюрской активизацией каледонских и герцинских структур одноименного складчатого пояса. Подчеркивается важная роль в локализации ртутного оруденения региональных зон глубинных разломов, которые можно рассматривать как каледонские и герцинские зоны Беньофа, испытавшие мезозойскую активизацию. Приводятся схемы размещения этих зон. Илл. 2. Библ. 19 назв.

УДК 553.499 : 551.242.4(571.5—13)

Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири. Оболенский А. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Показана связь месторождений ртутной рудной формации со структурами мезозойской тектоно-магматической активизации складчатых областей Юга Сибири и Монголии и проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма, выраженного в форме самостоятельных малых интрузий, близких по возрасту к оруденению. Ртутные месторождения входят в генетические ряды эпитермальных рудных формаций мезозойского этапа тектоно-магматической активизации. В образовании ртутных месторождений принимали участие концентрированные сернисто-хлоридно-карбонатные щелочные растворы, насыщенные растворимыми

соединениями ртути и других металлов в форме их сульфидных комплексов. Рудоотложение вызывалось главным образом снижением концентрации сульфидной серы и падением щелочности растворов. В формировании руд наряду с элементами, привнесенными из мантии (ртуть, сурьма, мышьяк, минерализаторы), участвовали элементы, мобилизованные из пород коры (свинец, сера) на путях движения растворов, и заимствованные из вмещающих пород при гидротермальном метаморфизме и рудоотложении. Илл. 3. Библ. 44 назв.

УДК 553.411 : 551.242.4

Геохимические особенности золоторудных месторождений в областях автономной активизации. Щербаков Ю. Г.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассмотрены данные о существовании пород — концентраторов золота: базальтоидов, черных углеродистых сланцев, высокожелезистых образований и других. Обращается внимание на приуроченность золоторудных месторождений к участкам перераспределения золота в пределах комплексов пород — его концентраторов. Участки перераспределения золота образованы более ранними и обширными по объему зонами выноса — лиственитами, пропилитами, березитами и более поздними и локальными зонами его концентрации в наиболее дренируемых и апикальных фрагментах участков гидротермального метаморфизма. Обосновывается унаследованность состава золотых руд, характерных черт состава пород, в пределах которых протекают процессы рудообразования, связанные с магматическим и гидротермальным фракционированием. Общая тенденция металлогенического развития состоит в расширении спектра элементов, концентрирующихся в породах и рудах на все более поздних этапах формирования каждого участка земной коры. Все отмеченные черты геохимии золоторудных месторождений прослеживаются также в зонах автономной тектоно-магматической активизации платформ, щитов, срединных массивов и областей завершенной в разные геологические периоды складчатости. Все более выявляемая унаследованность основных геохимических черт оруденения наряду с устанавливаемой эволюцией химического состава коры могут быть использованы в качестве ведущих принципов металлогенического анализа. Илл. 2. Библ. 6 назв.

УДК 553.411 : 551.242.4(571.6+7)

Сравнительная металлогения золота активизированных областей северной части Тихоокеанского рудного пояса. Шер С. Д.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Области тектоно-магматической активизации Тихоокеанского пояса, слагающие Восточно-Евразиатский и Северо-Американский ареалы, при металлогеническом анализе следует рассматривать как образования, генетически единые с мезо-кайнозойскими геосинклинально-орогенными системами. При типизации месторождений могут быть выделены активизированные территории в узком значении, где тектонические и магматические процессы развивались вне пределов соответствующих геосинклинальных прогибов. Золотое оруденение северной части Тихоокеанского пояса объединяется возрастом оруденения и закономерным омоложением его в Евразии и Северной Америке в восточном направлении. На размещение месторождений оказывают влияние широтные глобальные разломы. При классификации месторождений золота зон активизации следует использовать геологические обстановки, в которых происходила активизация, глубинность оруденения и парагенетически связанных с ним магматических пород и учитывать геохимическую специализацию крупных секторов Земли. Табл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 553.634.12 : 551.242.4

Месторождения флюорита в областях тектоно-магматической активизации. Иванова А. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассмотрена позиция основных флюоритовых формаций в областях с различными типами геологического развития. Редкоземельно-флюоритовая формация развита в активизированных щитах и плитах, бериллий-флюоритовая — в активизированных срединных массивах и областях завершенной складчатости, полиметаллически-флюоритовая — на платформах и в активизированных областях, флюоритовая, ртутно-сурьмяно-флюоритовая и редкометально-флюоритовая — в областях геосинклинально-складчатого развития и в активизированных областях. Выделены моно- и полиформационные флюоритоносные регионы. К последним относятся Западное Забайкалье, Средняя Азия, плато Колорадо и др. Табл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 551.242.4 : 553.3/.4(477.4)

Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения. Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Галецкий Л. С.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Украинский щит и обрамляющие его платформенные структуры испытали неоднократно тектоно-магматическую активизацию, наиболее проявившуюся в краевых частях щита и в поперечных субмеридиональных зонах. Возникновение областей активизации относится ко времени вступления щита в платформенную стадию развития — среднему протерозою. Наибольшей интенсивности процессы активизации достигли в позднем протерозое и затем возобновлялись в палеозое и мезозое. Характерные геологические формации: калиевых порфировидных гранитов, анортозитовая, рапакиви, гранитоидная щелочная, ультраосновная щелочная, терригенная и трахиандезитовая. Области тектоно-магматической активизации обладают наибольшей продуктивностью в отношении редких и цветных металлов, флюорита, камерных пегматитов. Илл. 1. Библ. 2 назв.

УДК 551.242.4 : 553.3/.4(470.2)

О новом типе месторождений областей тектоно-магматической активизации (на примере юга Карелии и других регионов). Попов В. Е.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассматривается тип полигенных месторождений, возникающих при совмещении разновозрастных рудных формаций в областях тектоно-магматической активизации (Забайкалье, Тасмания, Саксо-Тюрингия). Более подробно процесс формирования месторождений этого типа рассмотрен на примере южной части Балтийского щита. Для Питкярантского рудного поля и других месторождений Саво-Ладожской зоны отмечаются: 1) образование страти-

формных железо-полиметаллических руд вулканогенно-осадочного типа в раннегеосинклинальную стадию, 2) преобразование этих руд при скарнировании в инверсионную стадию; 3) наложение редкометального грейзенового и гидротермального оруденения на стадии тектоно-магматической активизации. Илл. 3. Библ. 13 наим.

УДК 553.3/.4 : 551.242(574)

Особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации Казахстана. Глоба В. А., Нарсеев В. А., Садовский Ю. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Освещаются основные черты геологического строения и металлогении областей тектоно-магматической активизации (ТМА) Казахстана автономной и отраженной групп. Крупнейшими представителями автономной активизации являются внутриконтинентальные пояса — Центрально-Казахстанский и Джунгаро-Балхашский трехстадийного развития и трех(двух)-членного строения. Формирование поясов отвечает двум крупным циклам — средне- и верхнепалеозойскому. Группа отраженной активизации подразделяется на три типа: первично-геосинклинальный, вторично-орогенный и повторной активизации. Первые два типа проявились в пределах срединных массивов каледонид в связи с развитием каледонской Степняк-Бетпакдалинской геосинклинали, последний — в структуре Центрально-Казахстанского пояса в связи с верхнепалеозойским циклом ТМА. Автономной активизации свойствен преимущественно антидромный характер эволюции магматизма при росте контрастности и щелочности к концу циклов на фоне прогрессирующего грабенообразования. Последнее обусловливает специфическую металлогеническую и геохимическую направленность развития с последовательным повышением роли мезократовых или контрастных рядов рудных формаций. Рудные формации отличаются комплексностью, многометальностью, частым сочетанием антагонистических групп литофильных, халькофильных и сидерофильных металлов, широким проявлением турмалиновой минерализации в первом цикле, флюоритовой — во втором. Металлогения областей (зон) наложенной активизации несет черты как геосинклинального, так и платформенного типов. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 553.3/.4 : 061.2 : 551.242.4(574.3)

Геохимические и металлогенические особенности интрузивного магматизма позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана. Ященко Н. Я., Серых В. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В позднегерцинский этап краевые части Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской геосинклиналей подверглись тектонической активизации. Здесь формируются пермо-триасовые зоны отраженной активизации (Баянаул-Кызылтауская, Тлеумбетская, Қызылтас-Таятханская и др.), выразившиеся в образовании глубинных расколов в консолидированных каледонских структурах. В пределах зон активизации проявлен своеобразный интрузивный магматизм, отличающийся от орогенно-посторогенного геосинклиналей, в первую очередь, повышенной щелочностью. По глубинным разломам внедряются интрузии нордмаркитов и щелочных сиенитов, сиеногранодиоритов, сиеногранитов, щелочных и субщелочных гранитов, щелочных аляскитов и аляскитов, характеризующиеся четкой редкоземельно-редкометальной геохимической специализацией. Концентрации Be, Zr, Nb, Ta, TR связаны с постмагматическим этапом становления интрузий щелочных гранитов, щелочных сиенитов, щелочных аляскитов. Табл. 6. Илл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.242.4(574.23)

Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан). Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Приводятся данные, характеризующие приуроченность большинства эндогенных рудопроявлений Кокчетавской глыбы к зонам активизации. Описан характер метасоматических процессов в зонах активизации и их зональность. Приведены данные по распространению рудных элементов в породах зон активизации. Табл. 3. Илл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 551.243.8(571.5—13)

Активизированные краевые швы юга Сибирской платформы. Лобанов М. П., Охотников И. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В краевой зоне Сибирской платформы (Байкальская горная область) устанавливаются два типа сопряженных активизированных глубинных разломов (Байкало-Муйский и Мамско-Даванский) и ассоциирующих с ними метаморфических поясов — мантийные и коровые. Рассмотрены структурно-магматогенные, приразломно-седиментогенные, дислокационно-метаморфические, гидротермально-метаморфогенные и аркогенно-рифтогенные парагенезы (комплексы) каждого из разломов и дана их сравнительная характеристика. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 19 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.242.4(571.56+571.65)

Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении. Булин Н. К.,Ициксон М. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Дан анализ соотношения металлогенических зон этапа мезозойской тектоно-магматической активизации и особенностей глубинного строения, определенных по данным региональных геолого-геофизических исследований вдоль Амуро-Якутской магистрали. Установлено, что по толщине современной коры, достигающей 40—42 *км*, рассмотренные металлогенические зоны (золото-молибденовый пояс Приамурья, Северо-Становая и Центрально-Алданская зоны) не обнаруживают существенных отличий от смежных участков Алдано-Становой области. Спецификой строения названных металлогенических зон является относительно пониженная намагниченность образований кристаллического фундамента и почти полное отсутствие проявлений современной сейсмической активности. Контрастно проявлен в глубинном разрезе золото-молибденовый пояс, которому соответствует зона моноклинального залегания преломляющих горизонтов на глубинах от 6 до 60 *км*, падающих в северном направлении в сторону Сибирской платформы под углами 3—7°, Сходные с отмеченными элементы расслоен-

ности коры наблюдаются и в Северо-Становой зоне. Наряду с геофизическими методами для металлогенического прогнозирования большой интерес представляет геометрия глубинных сейсмических разделов. Высказаны рекомендации, представляющие интерес для оценки перспектив Становой области. Илл. 2. Библ. 28 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.242.4(571.53)

Металлогения мезозойской тектоно-магматической активизации Байкальской складчатой области протерозоя. Малых В. С.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Показано, что Байкальская область геосинклинального развития в протерозое претерпела платформенное состояние в нижнем палеозое, затем в среднем палеозое — активизацию субширотных разломов, приведшую к ее воздыманию. В мезозое данная область претерпела новый тектоно-магматический этап активизации, но уже по разломам субмеридиональной системы. Данный процесс сопровождался внедрением гипабиссальных гранитных интрузий. Как результат проведенного анализа геологического развития региона и имеющихся сведений о проявлениях эндогенной минерализации дается обоснование перспектив структур внешнего пояса Байкальской области активизации на выявление коренных месторождений золота, олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов, кобальта, меди, ртути и других полезных ископаемых. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 25 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.242.4(571.53)

Особенности строения и металлогении верхнепалеозойских зон тектоно-магматической активизации в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье. Андреев Г. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Наряду с областями тектоно-магматической активизации, представляющими, по мнению ряда исследователей, третий структурный элемент земной коры, необходимо выделять зоны тектоно-магматической активизации. Последние отличаются меньшими размерами, развитием щелочного интрузивного магматизма и специфической металлогенией. В качестве примера приводится характеристика двух таких зон, расположенных на территории Байкальской горной области. Рассмотренные зоны тектоно-магматической активизации несут многие черты, присущие областям тектоно-магматической активизации и подмеченные А. Д. Щегловым. Вместе с тем устанавливаются четкие отличия этих зон от областей тектоно-магматической активизации: 1) значительно меньшие их масштабы, 2) отсутствие в пределах зон сингенетичных осадочных и вулканогенных образований, 3) исключительно щелочной состав интрузивных пород, 4) ограниченный спектр полезных ископаемых. Илл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 553.31.4 : 551.242.4(571.56)

Тектоническая и металлогеническая специфика областей автономной активизации на примере Якутии. Еловских В. В.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

На основании формационного анализа устанавливаются два типа структурно-вещественных комплексов и соответственно два типа континентальных прогибов, впадин и покровов, являющихся структурными элементами областей автономной активизации,— койлогены (лимнические угленосные формации) и вулканогены (эффузивные формации и вулкано-плутонические ассоциации). Они проявляются раздельно или совместно и в различной последовательности, располагаясь по окраинам орогенных или филократонных областей.

Металлогеническая специфика областей тектоно-магматической активизации определяется развитием малых субвулканических и гипабиссальных тел и связанных с ними эпитермальных близповерхностных рудных формаций, которые обычно завершают развитие вулканогенов и приурочены к блоковым поднятиям внутри или по окраинам вулканогенных структур.

Развитие койлогенов и вулканогенов происходит либо одновременно с первичными орогенными и филократонными областями, либо процессы тектоно-магматической активизации сменяются во времени процессами вторичного возрожденного орогенеза, в результате чего возникают два типа переходных областей, являющихся краевыми частями орогенов и филократонов. В первом из них вулканиты ассоциируют с синхронными рудно-интрузивными комплексами орогенов (поздних и конечных этапов эволюции геосинклинальных циклов), а во втором — рудно-интрузивные комплексы филократонов и возрожденных орогенов сменяют во времени вулкано-плутонические, обычно безрудные образования активизированных областей. Рудно-интрузивные комплексы являются в данном случае индикаторами геосинклинальных (орогенных и платформенных (филократонных) областей — антиподов областей автономной активизации. Илл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 553.498'48 : 551.242.4(571.151+571.52)

Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы. Митропольский А. С., Кулик Н. А.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

В Горном Алтае и Западной Туве известен ряд рудопроявлений и месторождений арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта, сульфидов и сульфосолей меди, в рудах которых обычно содержатся висмут, серебро, иногда золото. Рудопроявления размещаются в зонах региональных разломов. Оруденение накладывается на пермские граниты, грейзены с редкометальной минерализацией, скарны с шеелитовыми рудами и дайковые породы — диабазы и лампрофиры триасового возраста. Определения абсолютного возраста руд укладываются в пределы от позднего палеозоя до позднего мезозоя. Эти геологические и радиологические данные свидетельствуют о том, что территория региона в процессе послегеосинклинального развития в позднем палеозое и мезозое неоднократно подвергалась тектоно-магматической активизации. Установление проявлений последней расширяет перспективы поисков гидротермальных рудных месторождений на площадях, занятых верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Илл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 553.493.54 : 551.242.4(571.55)

Редкометальное оруденение эпох тектоно-магматической активизации в Забайкалье. Скурский М. Д., Бабкин А. С.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Рассмотрено редкометальное оруденение геологических эпох и областей тектоно-магматической активизации Забайкалья. В различных областях тектоно-магматической активизации выделены свойственные им редкометальные рудные формации и минеральные типы и установлены закономерности их размещения. Показана промышленная значимость редкометального оруденения областей тектоно-магматической активизации Забайкалья. Приведены сведения о смене источников рудного вещества с омоложением возраста тектоно-магматической активизации складчатых областей.

УДК 553.3/.4 : 551.242.4(571.55)

Металлогения активизированных структур Забайкалья. Александров Г. В., Булин Н. К., Кормилцын В. С., Строна П. А., Шувлов Ю. М., Щеглов А. Д.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Статья посвящена характеристике процессов мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья, их места в геологической истории региона и их металлогенического значения. Рассмотрен вопрос о взаимосвязи мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья с предшествующими, параллельно протекающими геологическими процессами. Илл. 2. Библ. 16 назв.

УДК 553.463 : 553.26 : 551.242.4(571.55)

Региональная и локальная зональность вольфрамитовых месторождений активизированных областей Забайкалья. Сизых В. И.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Выявлены разные ряды рудных формаций, связанных с верхнеюрскими гранитоидами гуджирского комплекса (кварц-молибденитовая и кварц-вольфрамит-сульфидная). Локальная зональность вольфрамовых месторождений определяется строением гранитоидных массивов. Региональная зональность вольфрамоносных рудных поясов обусловлена процессами тектоно-магматической активизации разновозрастных складчатых областей и связанными с ней рудоносными гранитоидами. Выделяются оловянно-вольфрамовый и золото-молибден-вольфрамовый рудные пояса. Табл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 552.321.1 : 553.3/.4(517.3)

Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

На основе геохимического анализа пространственно-временной эволюции мезозойских гранитоидов Монголии разработаны металлогенические схемы для двух эпох тектоно-магматической деятельности: раннемезозойской (220—180 млн. лет), позднемезозойской (140—100 млн. лет). В полном соответствии с зональным размещением гранитоидов разных геохимических типов проявляется и металлогеническая зональность каждой эпохи. Замыкание магматических ареалов каждого временно́го интервала обусловливает дугообразный, близкий к концентрическому характер металлогенических зон, что отличает мезозойскую металлогению Монголии от металлогении Забайкалья. Илл. 3. Библ. 5 назв.

УДК 553.3/.4 : 551.24(5)

Мезозойская структурно-магматическая и металлогеническая зональность восточной окраины Азии и ее интерпретация с позиций новой глобальной тектоники. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

На основе палеотектонического анализа по узким интервалам геологического времени (40—60 млн. лет) выявляется следующая структурно-магматическая и металлогеническая зональность, свойственная каждому такому интервалу (от Тихого океана к Азиатскому континенту): 1) эвгеосинклинальная зона с офиолитами и с Cu, Au, Cr, Ni, Pt; 2) тыловой терригенный прогиб; 3) зона наземного известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма (с подзонами — гранодиорит-гранитных батолитов с Au, Mo и редкометальных гранитов с Sn, W, местами Pb — Zn); 4) зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма с присущими ей редкими элементами. Эта зональность подчинена в своем расположении эвгеосинклинальным зонам и пересекающим их крупным поперечным (трансформным) разломам. Появление зональности можно объяснить с позиции тектоники плит существованием наклонной зоны Беньофа, уходящей от эвгеосинклинали под континент. Илл. 6.

УДК 551.242.4 : 533.4'98(477.87)

Неогеновая автономная тектоно-магматическая активизация Закарпатья, основные черты ее металлогении и нефтегазоносности. Лейе Ю. А., Теплов В. П.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. XI. «Наука», 1975.

Неогеновая тектоно-магматическая активизация Закарпатья подчинена регматическим структурам меридионального простирания, которые контролируют размещение выделенных очаговых структур, изменяющихся по мере увеличения мощности земной коры от тектономагматогенных к тектоногенным при соответствующем изменении формационных и генетических типов, приуроченных к ним рудных и нефтегазовых проявлений. Приведенные данные свидетельствуют о генетической связи последних, их закономерном размещении в пространстве и времени, энергетическом единстве структуро- и рудообразующих (нефтегазообразующих) процессов. Показаны возможности нового подхода к прогнозированию эндогенных месторождений. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 35 назв.

Закономерности размещения полезных ископаемых

Том XI

(Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации)

Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию
Отделения геологии, геофизики и геохимии
АН СССР

Редактор *Е. М. Камшилина*
Редактор Издательства *Т. А. Николаева*
Художественный редактор *Н. Н. Власик*
Технический редактор *Э. Л. Кунина*
Корректоры *Н. Г. Васильева, В. А. Гурова*

Сдано в набор 12/XI 1974 г.
Подписано к печати 15/IV-1975 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2
Усл. печ. л. 34,48. Уч.-изд. л. 36,2. Тираж 1400.
Т-02167. Тип. зак. 4351
Цена 3 р. 95 к.

Издательство «Наука» 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства «Наука», 121099,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

1380