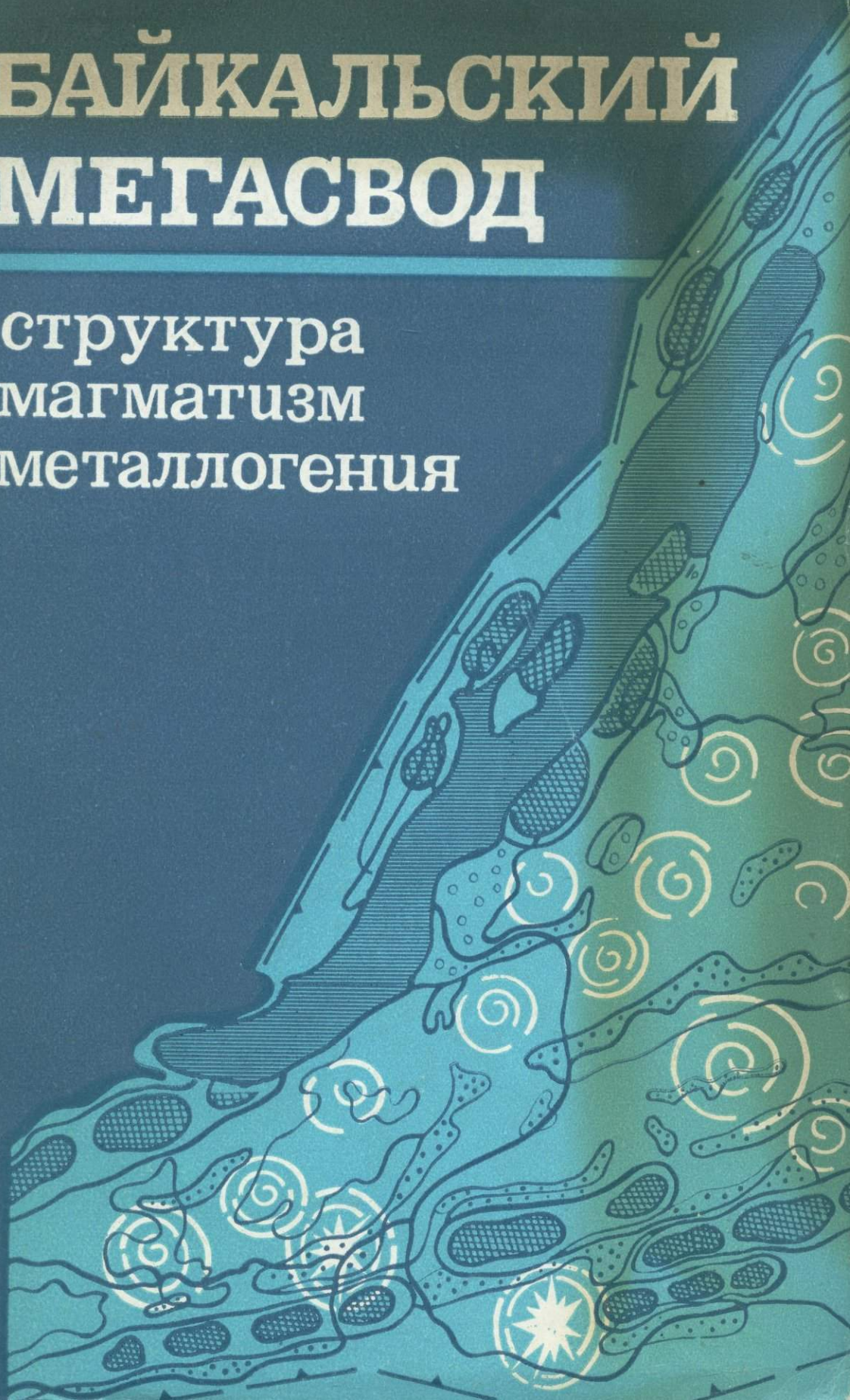


БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАСВОД

структура
магматизм
металлогения



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАСВОД

(структура, магматизм,
металлогения)

4229



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1984



Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения)/Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. и др. Новосибирск: Наука, 1984.

Рассматривается новая концепция постгеосинклинального гранито-сводового развития Байкальской горной области в фанерозое, направленная эволюция купольных и очагово-купольных структур Байкальского мегасвода. Приводится описание последовательности процессов гранитизации и гранитоидного магматизма в купольных структурах, дается характеристика рудоносности купольных структур и зон глубинных разломов, определяющих пространственное размещение эндогенного оруденения и металлогению мегасвода.

Монография предназначена для научных сотрудников, преподавателей высших учебных заведений, геологов производственных организаций и студентов старших курсов геологических специальностей.

Ил. 28. Табл. 3. Библиогр. 143.

Авторы: Ю. В. Комаров, Э. Н. Копылов, А. А. Белоголовкин, П. А. Петров, А. А. Белоголов, Н. В. Рудых

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Ф. А. Летников

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена постгеосинклинальной истории геологического развития региона, известного под названием Байкальской горной области. Это название было введено в научную литературу Е. В. Павловским [1948a] и укоренилось, потому что давало наглядное представление об обширной и орографически единой горной области, географическим центром которой является единственное в своем роде озеро Байкал. В последующем Л. И. Салоп [1964] конкретизировал границы Байкальской горной области, ограничив ее Западным, Восточным и Южным Прибайкальем, Северо-Байкальским и Патомским нагорьями и Витимским плоскогорьем. Вместе с тем употребление названия Байкальской горной области чаще встречается в геологической, нежели в географической литературе, что представляется закономерным, так как и Е. В. Павловский и Л. И. Салоп подчеркивали глубокий геологический смысл выделения этой морфоструктурной единицы, что сейчас подтверждается. Можно лишь отметить, что, действительно, в течение длительного времени, измеряемого сотнями миллионов лет, территория, охватываемая Байкальской горной областью, развивалась в едином структурном плане, который был усложнен кайнозойскими рифтогенными структурами, относительно узкой полосой пересекающими Байкальскую горную область. На остальной же значительно большей ее площади структурный план, оформившийся в первой половине палеозоя, уже в то время находил морфоструктурное отражение, которое сохранялось и в позднем палеозое, и в мезозое и дошло в почти неизменном виде до настоящего времени. Эта единая структура и представляет собой Байкальский мегасвод, морфоструктурным выражением которого является Байкальская горная область. Однако границы ее в этом случае следует расширить, включив, кроме вышеупомянутых районов, еще и Западное Забайкалье, Джидинскую горную страну и Восточное Прихубсугулье, так как и в постгеосинклинальном геотектоническом развитии в фанерозое и в современном орографическом выражении эти районы составляют единое целое с остальной территорией Байкальской горной области. В этих границах Байкальская горная область площадью около 600 000 км² выступает как единая постгеосинклинальная система, нашедшая отражение в современной морфоструктуре. В таком понимании название Байкальской горной области употребляется в работе. Постгеосинклинальный этап развития территории связан с новым качественно иным геотектоническим циклом, получившим название гранито-сводового тектогенеза [Комаров, 1982; Комаров, Копылов и др., 1982; Копылов, Комаров, 1982], который и определил формирование Байкальского мегасвода и морфоструктурное оформление Байкальской горной области.

Рассматривается последовательность формирования инфраструктуры Байкальского мегасвода и слагающих ее типоморфных купольных структур, эволюция гранитоидного магматизма в купольных структурах, их строение, рудоносность, а также металлогения мегасвода. Кроме того, выдвигается концепция гранито-сводового тектогенеза как особого и самостоятельного типа геологического развития крупных регионов, завершающихся формированием мегасводов, которые, как выясняется, играют существенную роль в структуре континентов и в эволюции земной коры

в целом. Мегасводы являются сосредоточением повышенного гранитоидного магматизма, а потому, как правило, богаты рудными полезными ископаемыми, пространственное распределение которых определяется структурными элементами мегасводов.

Разработка концепции гранито-сводового тектогенеза на примере Байкальской горной области показывает, что история геологического развития этого региона во многом своеобразна. Уникальность ряда геологических явлений отмечалась и подчеркивалась многими исследователями и повлекла возникновение оригинальных гипотез и представлений. Одни были опровергнуты или постепенно устаревали, другие же вошли составной частью в учение о развитии континентальной земной коры. Однако все они опирались на необычные элементы отдельных этапов геологической истории региона, которые не укладывались в принятые для того времени схемы.

Так, широко известна гипотеза «древнего темени Азии», выдвинутая Э. Зюссом на материках И. Д. Черского и поддержанная затем В. А. Обручевым. Основанием для нее послужило чрезвычайно широкое распространение в Байкальской горной области гранитоидов, а также немых метаморфических толщ и ограниченное присутствие здесь нормальных осадочных образований. Гипотеза «древнего темени Азии» утратила значение после того, как было установлено наличие в пределах Байкальской горной области нижнекембрийских отложений и было показано, что «древнее темя Азии» не облекается складчатыми областями, а примыкает к Сибирской платформе, возникнув в результате последовательного нарастания складчатых областей в обрамлении юга Сибирской платформы. Тем не менее «рациональное» зерно этой идеи о древнем гранитизированном ядре состоит в том, что подобное ядро в виде гигантского мегасвода, сложенное на две трети гранитоидами и гранитизированными комплексами, действительно существовало здесь в течение большей части фанерозоя. Поэтому совершенно не случайно считалось, что здесь располагается самый крупный в мире нижнепалеозойский Ангаро-Витимский батолит площадью более чем в 150 000 км² [Салоп, 1967; Литвиновский, Занвилевич, 1976; Гордиенко и др., 1978; и др.]. Следует заметить, что сюда не включались нижнепалеозойские гранитоиды Средне-Витимской горной страны, Западного Забайкалья, Джидинской горной области, а также Восточного Прихубсугулья. Если объединить все нижнепалеозойские гранитоиды Байкальской горной области с более древними и более молодыми, то их общая площадь увеличится в два раза и будет отражать поистине громадные масштабы гранитоидного магматизма в Байкальском мегасводе.

Свою роль в критическом отношении к гипотезе «древнего темени Азии» сыграло выдвинутое Н. С. Шатским на примере Байкальской горной области положение о байкальской складчатости и байкалидах, приуроченных к Сибирской платформе в самом начале палеозоя. Это положение нашло затем широкое признание, и область байкальской складчатости выделяется сейчас на всех тектонических схемах южного обрамления Сибирской платформы.

Изучая мезозойскую историю развития Байкальской горной области, Н. А. Флоренсов [1947, 1960] выдвинул идею о поверхностно выраженной пологой складчатости, отражающейся в мезозойской структуре региона. Е. В. Павловский [1948а] полагал, что в Прибайкалье и в Забайкалье со середины мезозойской эры начал проявляться аркогенез, когда большие участки древних платформ приобретали высокую подвижность и основательно меняли свою внешнюю геоморфологическую и внутреннюю тектоническую структуру.

Проявление в Байкальской горной области мезозойского впадинообразования, сопровождавшегося наземным вулканизмом и внедрением интрузий гранитоидов в разделявшие их поднятия, рассматривалось как следствие тектономагматической активизации [Комаров, Хренов, 1963, 1964; Щеглов, 1968] или дейтерогенеза [Боголепов, 1968]. Разработка

этих положений исходила из принятой в то время точки зрения, что после инверсии раннекаледонской геосинклинали и массового внедрения гранитов Байкальская горная область превратилась в консолидированную область завершённой складчатости, где прекратились и тектонические и магматические процессы. Возобновление их активизации в мезозое было принято за самостоятельную орогенную, или, иначе, автономную тектономагматическую, активизацию с проявлением внегеосинклинального магматизма [Комаров, 1972]. Широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций в этом случае связывалось с возникновением Западно-Забайкальского мезозойского вулканоплутонического пояса, происхождение которого также предопределялось тектономагматической активизацией [Хренов и др., 1965; Хренов, 1981]. Однако позже появились данные о наличии здесь среднепалеозойских гранитов, а также верхнепалеозойских гранитоидов и вулканитов [Гордиенко, 1976; Козубова и др., 1977; Литвиновский и др., 1976, 1977], что позволило пересмотреть вопрос о начале тектономагматической активизации, отодвинув ее на вторую половину палеозоя.

Появление приведенных выше новых гипотез и представлений связано также со своеобразием генерального направления структур Байкальской горной области, которое в южном обрамлении Сибирской платформы изменяется от северо-западного саянского на северо-восточное забайкальское. Северная же часть Байкальской горной области глубоким заливом вдаётся в Сибирскую платформу между Ангаро-Анабарской плитой и Алданским щитом. Здесь происходит изменение общего направления складчатых структур с северо-восточного на северо-западное с образованием вогнутой дуги, открытой на юг, что и предопределило диссонанс структур Патомского нагорья и Средне-Витимской горной страны по отношению к общему направлению структур Забайкалья, Олекминского Становика и Верхнего Приамурья. Для объяснения этого структурного диссонанса, как и других ранее отмеченных особенностей геологического развития Байкальской горной области, была выдвинута гипотеза Верхояно-Бирманской зоны (сокращенно зона Вебирс) сочленения центрально-азиатских и восточно-азиатских структур [Комаров и др., 1978; Комаров, Белоголовкин, 1981]. Суть ее сводится к тому, что зона Вебирс сочленяет Центрально-Азиатский и Восточно-Азиатский сегменты Азиатского континента, причем Восточно-Азиатский сегмент представляет собой не что иное, как Тихоокеанский подвижный пояс. Поэтому намечаются существенные различия в геотектоническом развитии двух сегментов Азиатского континента, которые более ярко проявляются в мезозойское время.

К зоне Вебирс тяготеет и наиболее массовое на Азиатском материке проявление гранитоидного магматизма, сосредоточенного в Байкальской горной области, Хэнтэй-Даурском своде, Хангайском нагорье, Восточном Саяне, Восточном и Северо-Восточном Забайкалье. Подробнее гранитоидный магматизм этих регионов и структурно-тектонические условия его проявления будут рассмотрены в главе 5. Здесь же мы только отметим, что во всех упомянутых регионах он связан с гранито-сводовым тектогенезом, причем наиболее последовательно и наглядно он проявляется в Байкальском мегасводе, морфоструктурным выражением которого выступает Байкальская горная область, т. е. мы вновь возвращаемся к положению о большом своеобразии геологической истории Байкальской горной области, которая и в этом случае представляет собой определенный тектонотип новой концепции гранито-сводового тектогенеза [Комаров, 1982; Комаров и др., 1982].

В связи с этим следует заметить, что в истории Байкальской горной области только геосинклинальные этапы, в том числе байкальский и раннекаледонский, сопоставляются и соответствуют типичным классическим схемам. Им уделялось большое внимание исследователей, так как укоренилось мнение, что на геосинклинальных этапах протекали основные геотектонические процессы, сформировавшие структуру Байкальской

горной области. Эти этапы изучены уже достаточно хорошо, им посвящено много публикаций, в том числе монографические описания Е. В. Павловского [1948б], Л. И. Салопа [1964, 1967], В. Г. Беличенко [1977] и др. Однако подобного нельзя сказать о постгеосинклинальной истории развития Байкальской горной области, которая выпала из поля зрения тектонистов. Такой подход к истории региона односторонне отразился и на металлогенических разработках, сковав и ограничив их возможности линейными геосинклинальными структурами, а также линейными структурами тектономагматической активизации. Следствием этого явилось выделение различных металлогенических зон, поясов и прочих линейных рудоконтролирующих структур, которые при детальном исследовании распадались на отдельные рудоносные площади и районы, в результате чего исчезал линейный рудоконтролирующий фактор. В то же время громадные объемы гранитоидов, активно формировавшихся здесь в течение почти всего фанерозоя, не были охвачены структурным и металлогеническим анализом. По традиции также считалось, что постгеосинклинальное развитие консолидированной области является продолжением и завершением геосинклинального процесса, в то время как в пределах Байкальской горной области оно по интенсивности тектонических процессов не уступает геосинклинальному, а по степени переработки и преобразования земной коры, а также по продолжительности активного состояния намного превосходит геосинклинальное. Пожалуй, трудно найти другой такой пример, где бы эти особенности выступали столь длительно и отражались так наглядно, свидетельствуя о существенном отклонении истории геологического развития региона от общепринятых схем.

Необычное для постгеосинклинальной «консолидированной» области длительное активное тектоническое состояние, сопровождавшееся в больших масштабах гранитизацией и гранитоидным магматизмом, находит логическое объяснение в концепции гранито-сводового тектогенеза [Комаров, 1982; Комаров, Копылов и др., 1982]. Она объясняет необычность и своеобразие постгеосинклинального этапа развития Байкальской горной области в фанерозое как проявление единого по своей направленности и завершенности гранито-сводового тектогенеза.

Новая концепция гранито-сводового тектогенеза на примере Байкальского мегасвода, его структуры, магматизма и металлогении обосновывается в данной работе.

Принятые сокращения

Алб — альбит	Орт — ортоклаз
Би — биотит	Пи — пироксен
Ди — диопсид	Пл — плагиоклаз
Кв — кварц	Рог — роговая обманка
Кшп — калиевый полевой шпат	Ск — скаполит
Ми — микроклин	Сф — сфен
ОКС — очагово-купольная структура	

История геологического развития континентальной земной коры вот уже более ста лет рассматривается с позиций геосинклинальной теории. Выдвинутая Д. Кюбером и Д. Дэна еще в середине прошлого столетия, эта теория получила всеобщее признание и сыграла чрезвычайно большую роль в познании исторического хода формирования современной структуры континентов. В трудах советских ученых — А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина и др. — геосинклинальная теория раскрыта наиболее полно.

Учение о геосинклиналях выступает не только как единая система взглядов на активное развитие континентальной земной коры, но и как определенная методологическая система ее познания. Это обеспечивает единую интерпретацию геологического материала, выработку общих критериев разжиривания подвижных структур и сопоставимых с ними структур консолидации. Главным элементом этой методологической системы выступает формационный анализ геосинклинальных отложений и анализ их последующих складчатых деформаций. Геосинклинали как высокоподвижные области противопоставляются стабильным платформам. После инверсии и складчатости геосинклинали превращаются в области завершенной складчатости, которые могут стабилизироваться в платформу, или длительно существовать в виде областей завершенной складчатости, или вновь вовлекаться в геосинклинальное развитие. Платформы же возникают на месте областей завершенной складчатости и длительно существуют в виде консолидированных жестких блоков, которые тем не менее могут вовлекаться в геосинклинальное развитие. Борьба двух противоположных начал: с одной стороны, высокой подвижности, с другой — стабилизации, по сложившимся представлениям, ведет к возникновению многообразия структур.

Длительное время геосинклинальная теория удовлетворяла существовавшим представлениям об эволюции земной коры. Однако в последние десятилетия стал накапливаться материал, который не находил объяснения с позиций геосинклинальной теории. В геологической литературе появились высказывания о «третьем» структурном элементе, который наряду с геосинклиналями и платформами принимает участие в формировании континентальной земной коры. Первоначально эти структуры получили название дива [Чень-Года, 1960; Масайтис, Старицкий, 1963], эпигоналей [Комаров, Хренов, 1963, 1964], террасинклиналей [Косыгин, Лучицкий, 1962], автономной активизации [Щеглов, 1966], дейтероорогенеза [Боголепов, 1968]. Однако постепенно общепринятым названием этих структур стало «области тектономагматической активизации», которые также являются подвижными областями с проявлением гранитоидного магматизма, но отличаются от геосинклинальных областей тем, что их активизация начинается не с прогибания, а, наоборот, с воздымания, т. е. с орогенеза. Отсюда и термин «орогенная активизация», встречающийся в литературе [Комаров, 1972].

Представления о тектономагматической активизации и сейчас пользуются всеобщим признанием. Вместе с тем выяснилось, что структуры тектономагматической активизации также многообразны. Для одних кон-

статируется синхронность тектонических движений и магматизма с рядом расположенной геосинклиналью, вследствие чего они получили название сопряженных или резонансных структур активизации; другие расположены в удалении от геосинклиналей, и для них такая связь не установлена, а потому они отнесены к структурам автономной активизации. Внегеосинклинальные граниты иногда далеко проникают в жесткие структуры древних блоков даже без видимой связи с какими-либо подвижными зонами активизации, как, например, юрско-меловые граниты Олекминского Становика и Алданского щита. Выяснилось, что рифтогенные структуры континентов не могут быть отнесены к структурам тектономагматической активизации, хотя такие попытки и предпринимались. Их место определилось лишь после бурного всплеска идей концепции «новой глобальной тектоники», когда была установлена мировая рифтовая система, состоящая из океанических и континентальных рифтов. Причем последние или отходят от океанических рифтовых систем и затухают внутри континентов, как, например, Аравийско-Африканский рифтовый пояс, или в какой-то мере являются связующим континентальным звеном в мировой рифтовой системе. Такое положение занимает Байкальская рифтовая система. Она располагается в зоне Верхояно-Бирманского сочленения центрально-азиатских и восточно-азиатских структур (зона Веб-бирс), которая на севере в Ледовитом океане смыкается со срединно-океаническим хребтом Гаккеля, а на юге в Индийском океане — с Восточно-Индокоеанским хребтом и рифтами Андаманского моря [Комаров и др., 1978; Комаров, Белоголовкин, 1981].

Таким образом, за последние десятилетия теория геосинклинального, а вернее даже геосинклинально-платформенного, развития континентов была дополнена представлениями о тектономагматической активизации и новой мобилистской концепцией тектоники плит и растекания морского дна. Это показывает, что в истории развития земной коры принимают участие не только активные структуры геосинклинального типа, но и другие, более многообразные по масштабам, по длительности и направленности развития структуры негеосинклинального типа.

В связи с этим особого внимания заслуживают структуры, названные Ю. М. Шейнманном [1955] областями завершенной складчатости, а В. Е. Хаиным [1973] — молодыми платформами, т. е. платформами, возникшими на месте каледонских, герцинских и мезозойских (раннеальпийских) складчатых зон. Возникновение этих структур предопределяется предыдущим геосинклинальным развитием, а потому широко распространено мнение, что геосинклинальное развитие состоит из двух этапов: собственно геосинклинального и орогенного, разделенных эпохой складчатости. Так, В. Е. Хаин [1973] признает необходимость выделения орогенной стадии, но в рамках единого геосинклинального цикла.

Эпоха складчатости является переломным рубежом между собственно геосинклинальным этапом прогибания с накоплением осадков и последующим орогенным воздыманием территории, сложенной уже дислоцированными складчатыми толщами. Геосинклинальное прогибание и накопление осадков принципиально однотипно во всех геосинклиналях, вследствие чего понятие геосинклинальный тип осадков является общепринятым, хотя и намечаются некоторые различия между мюгеосинклиналями и эвгеосинклиналями. Инверсия геосинклинального режима завершается складчатостью, также однотипной во всех геосинклиналях. Она ведет к образованию линейных складок в отличие от прерывистых, которые могут формироваться при других геотектонических режимах. Складчатость стабилизирует геосинклинальную область, превращая ее в консолидированную область завершенной складчатости. Лишь после этого наступает второй, собственно орогенный, этап, ведущий к образованию орогенной области.

С орогенным этапом связаны наиболее существенные различия в развитии геосинклиналей, что и послужило одним из оснований для высказывания мысли о самостоятельности орогенеза, который совсем не обяза-

тельно должен быть предопределен собственно геосинклинальным этапом. Наглядным примером служит горный пояс Центральной Азии, возникший в результате неотектонических событий на месте молодых платформ. Подвижные пояса подобного типа получили название эпплатформенных орогенических поясов [Хаш, 1973]. Более того, В. В. Белоусов [1975] выделяет самостоятельный класс орогенных режимов, отмечая, что есть примеры, когда смена геосинклинального режима на платформенный происходит без промежуточной орогенной стадии; что часто отмечается проявление орогенеза не сразу после окончания геосинклинального развития, а после более или менее длительного перерыва; что не всегда структуры орогенного этапа унаследуют геосинклинальные. К этому следует добавить, что и территориально орогенные области не всегда повторяют контуры предшествующей геосинклинали. Они могут захватывать только часть бывшей геосинклинали, или же, наоборот, выходить далеко за ее пределы. К тому же и сами орогенные области в некоторых случаях существенно различаются между собой. Одни из них амагматичны и сложены смятыми в линейные складки геосинклинальными отложениями. В других же случаях орогенез сопровождается интенсивным метаморфизмом, массовой гранитизацией и внедрением гранитных интрузий, что совершенно не согласуется с понятием консолидации области завершённой складчатости.

Постскладчатый этап развития, в противоположность собственно геосинклинальному, изучен далеко не достаточно в силу существующих объективных причин. Если представления о собственно геосинклинальном этапе базируются на исследовании осадочных толщ, их формационном анализе и изучении складчатых структур, т. е. опираются на прямые вещественные доказательства, позволяющие реставрировать последовательность и масштабность тектонических процессов и возникающих при этом структур, то подобная реставрация для орогенеза намного сложнее. Здесь отсутствуют столь наглядные и легко интерпретируемые свидетели прошлого, какими являются осадочные породы, а в тех случаях, когда орогенез сопровождается интрузивным магматизмом, его интерпретация для реставрации последовательности тектонических событий вызывает большие трудности. Все это ведет к тому, что как постгеосинклинальные области завершённой складчатости, так и орогенные области выступают, по сути дела, как бесструктурные единицы, фигурирующие в тектонических построениях лишь в некоем осредненном виде как однотонные консолидированные территории, лишенные своей оригинальности, а значит, и направленного развития.

Вместе с тем орогенез по своей природе полигенен, а потому возможно возникновение горных областей под влиянием различных эндогенных причин. Образование горных сооружений Анд на западе Южной Америки явилось следствием погружения океанической плиты под континент. Возникновение эпигеосинклинального Альпийского складчатого пояса, который одновременно является и Альпийским горным поясом, протягивающимся от Южной Европы через Малую Азию до Индостана, связано в его западной части с наступившей после инверсии геосинклинального режима интенсивной складчатостью, завершающейся орогенезом. Причина неотектонического эпплатформенного образования Центрально-Азиатского горного пояса остается пока неясной.

Многообразие орогенных режимов не ограничивается приведенными примерами. К ним относятся и гранито-сводовый тектогенез, который имеет определенную направленную эволюцию, сопровождается образованием типоморфных структур с закономерной сменой во времени вещественных проявлений в виде магматических формаций, образующих определенные вертикальные серии. Этот орогенный тектогенез находит отражение и в морфоструктуре возникающей горной области. Перечисленные особенности говорят о том, что возникновение горной области в результате гранито-сводового тектогенеза проявляется в определенной направленности геологических процессов, поэтому гранито-сводовый тектогенез

выступает как самостоятельный и независимый геотектонический режим, ведущий к гранитизации континентальной земной коры и тем самым участвующий в ее становлении.

Гранито-сводовый тектогенез ведет к образованию мегасводов. Пример Байкальского мегасвода, на котором отработаны многие положения концепции гранито-сводового тектогенеза, наиболее показателен. История развития мегасвода и его структуры более детально будет рассмотрена в следующих разделах. Здесь же мы только остановимся на том, что формирование современной структуры мегасвода началось в первой половине палеозоя после завершения собственно раннекаледонского геосинклинального этапа и после инверсии геосинклинального режима. Складчатые структуры в пределах бывшей раннекаледонской геосинклинали, как теперь выясняется, зависят от расположения купольных структур в пределах мегасвода. Складки в общем случае облекают купольные структуры, указывая на то, что складчатость здесь формировалась под влиянием растущих куполов. Однако это может свидетельствовать и о том, что рост куполов здесь начался до проявления складчатости; тем самым подтверждается мысль, что после инверсии геосинклинального режима раннекаледонская геосинкинали в границах современной Байкальской горной области не превратилась в область заверченной складчатости, а, видимо, сразу вступила в постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие, которое затем продолжалось в течение всего фанерозоя до позднего мела.

Гранито-сводовый тектогенез охватил не только раннекаледонскую геосинклинальную область, но и распространился далеко за ее пределы на более древнюю складчатость в границах Байкальской горной области (см. приложение), активизировав уже существовавшие здесь ранее купольные структуры, унаследовав и в какой-то мере приспособив их к структуре формировавшегося Байкальского мегасвода. По отношению к раннекаледонской эвгеосинклинали гранито-сводовый тектогенез выступает как эпигеосинклинальный, а по отношению к древней складчатости как эпиплатформенный орогенез, сопровождающийся образованием подобных же структур и аналогичного гранитоидного магматизма, как и в пределах раннекаледонской эвгеосинклинали. В области байкалид в первой половине палеозоя произошло становление крупных гранитоидных массивов, таких как Конкудеро-Мамаканский, Кевактинский, Тельмамский и др. [Салон, 1967]. В среднем палеозое внедрились щелочные интрузии сыннырского комплекса, абсолютный возраст которых, по многочисленным определениям, 340—304 млн. лет [Жидков и др., 1963]. Существенное «омоложение» древних метаморфических образований, пегматитов и гранитов в Западном Прибайкалье, Северо-Байкальском и Патомском нагорьях устанавливается многими исследователями, которые отмечают, что существует тенденция распределения данных абсолютного возраста с выделением двух главных максимумов. Первый и наиболее древний из них отвечает времени образования соответствующих комплексов — чуйской и акитканской серий нижнего протерозоя — 2200—1900 млн. лет, тепторгинской серии верхнего протерозоя — 1350 млн. лет*. Второй максимум (рис. 1), всегда приходящийся на 400—300 млн. лет, отражает время термальной регенерации древних образований, вовлеченных в куполообразование.

Формирование гранито-гнейсовых куполов Патомского нагорья, начавшись в докембрии, продолжалось с перерывами вплоть до среднего палеозоя [Шаров и др., 1978]. Подобная же картина свойственна и Западному Прибайкалью, где проходит северо-западная граница Байкальского мегасвода. Здесь, по данным Ю. В. Гольцмана и др. [1982], возраст гранитов приморского комплекса из Приольхонья, определенный изохронным U—Pb методом по цирконам, составляет 1910 ± 30 млн. лет.

* Абсолютный возраст заимствован из книги «Геохронология докембрия...», 1968.

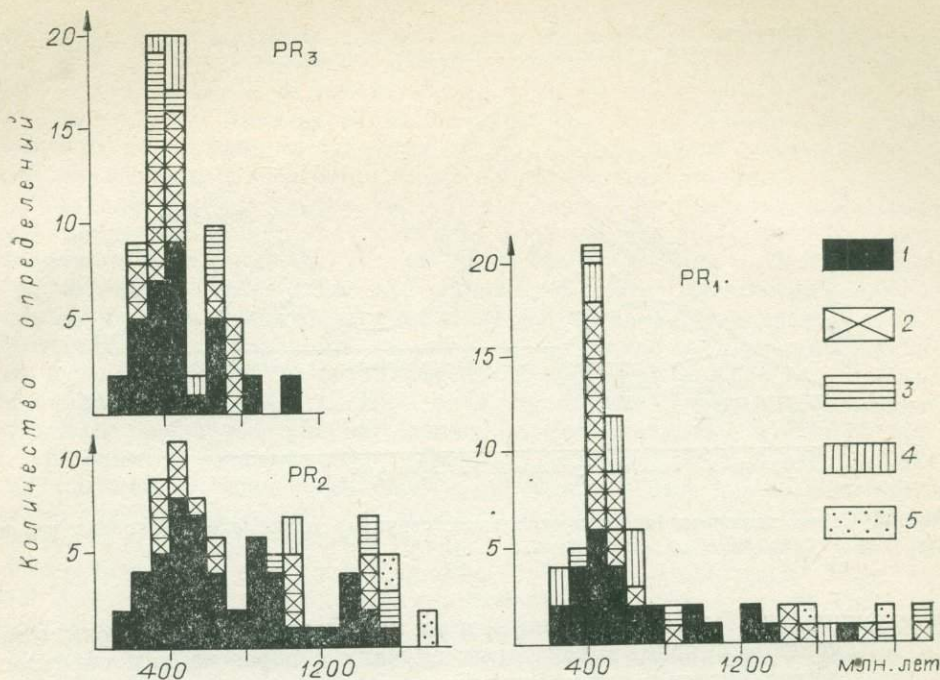


Рис. 1. Гистограмма возрастных значений протерозойских пород Северо-Байкальского нагорья (из книги «Геология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления» [1968]).

Определения К—Аг методом: 1 — по валу, 2 — по биотиту, 3 — по мусковиту, 4 — по амфиболу, 5 — изохронным методом.

В каледонское время произошло омоложение гранитов, как считают авторы, под влиянием термально-флюидных процессов. Это событие и его возраст 460—400 млн. лет фиксируются всеми тремя методами: U—Pb по цирконам, Rb—Sr по минералам и К—Аг по слюдам. Каледонский возраст омоложения приморских гранитов согласуется с данными других исследователей [Брандт и др., 1978]. Исходя из этого, можно предположить, что каледонское омоложение приморских гранитов в Западном Прибайкалье, такое же омоложение гнейсовых и мигматитовых куполов Северо-Байкальского нагорья, возобновление роста в это же время гнейсовых куполов Патомского нагорья и образование крупных массивов автохтонных и аллохтонных гранитов в Средне-Витимской горной стране (т. е. во всех случаях за пределами раннекаледонской эвгеосинклинали) определяются фанерозойским гранито-сводовым тектогенезом, охватившим Байкальский мегасвод.

Образование Байкальского мегасвода в пределах раннекаледонской эвгеосинклинали связано с зарождением и эволюцией купольных структур, а за пределами эвгеосинклинали — с повторной регенерацией уже существовавших гнейсовых, мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Купольные структуры выступают как центры повышенного теплового потока, в которых происходит сосредоточение поступающей глубинной энергии, а потому они и являются центрами повышенной гранитизации. Зарождение куполов начинается там, где интенсивно нарастает гранитизация, в результате чего возникают гнейсовые купола, представляющие собой начальную стадию формирования купольных структур (рис. 2, см. вкладку). Описание и условия их образования приводятся в работах П. Эскола [Escola, 1948], Т. Г. Павловой [1967], С. П. Кориковского [1967], Г. А. Кейльмана [1974], С. М. Сеницы [1975], Ф. А. Летникова [1975] и др. Рост гнейсовых куполов сопровождается их растеканием и подворотом периферийных частей, поэтому апикальная поверхность гней-

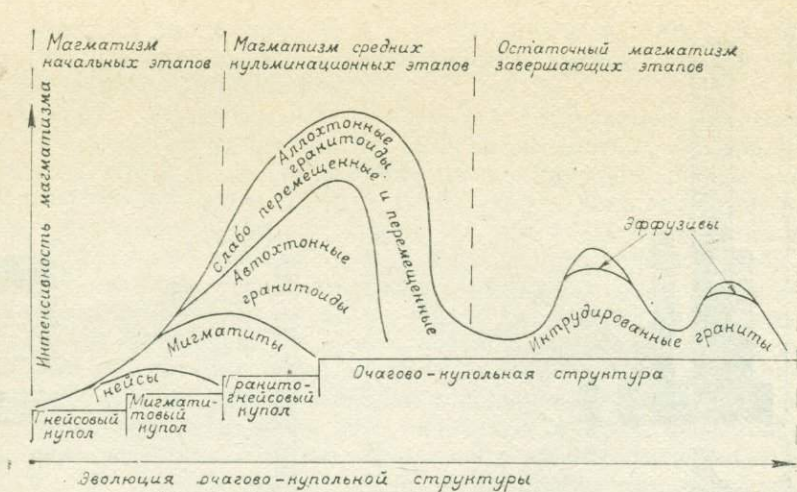


Рис. 2. Схема эволюции очагово-купольных структур и последовательности развития в них гранитоидного магматизма.

совых куполов обычно выположена, а их периферийные части испытывают интенсивное смятие, в некоторых случаях с образованием обратных и подвернутых складок, сопровождаясь разрывными нарушениями.

Нарастание гранитизации ведет к последующей мигматизации, вследствие чего гнейсовые купола перерастают в мигматитовые, в которых происходит метасоматически-анатектическая гранитизация, сопровождающаяся наиболее массовым образованием пегматитов. Мигматиты постепенно перерождаются в теневые мигматиты и гнейсо-граниты с теневыми текстурами и включениями гнейсового субстрата, в результате чего возникает гранито-гнейсовый купол. Перерождение гнейсового купола в мигматитовый, а последнего в гранито-гнейсовый происходит постепенно, а потому и разделение их довольно условно (по преобладанию соответствующих пород), однако общая направленность развития всегда остается постоянной от гнейсового к мигматитовому, а затем к гранито-гнейсовому куполу. Это начальная стадия формирования купольных структур. Вместе с тем образование гранито-гнейсового купола совершенно не означает прекращение функционирования и роста купольных структур, а продолжается их дальнейшая эволюция, как это показано Ф. А. Летниковым [1975]. На это время приходится наиболее активная кульминационная стадия преобразования куполов в очагово-купольные структуры, связанная с массовым проявлением больших объемов автохтонных гранитоидов.

В зависимости от состава первично-осадочных пород и формирующихся по ним гнейсов среди автохтонных гранитов могут существенную роль играть породы гранодиоритового, тоналитового и адамеллитового состава. В автохтонных гранитоидах присутствуют темновые граниты, содержащие в различной степени переработанные остатки и рестины гнейсового субстрата и сохраняющие «теневые» структуры былой полосчатости и слоистости. Все эти элементы былой структуры субстрата утрачиваются в аллохтонных гранитах, появление которых связано с дальнейшим нарастанием анатексиса, в результате чего происходит гомогенизация гранитоидов. Аллохтонные граниты испытывают в общем случае лишь локальные перемещения в границах купольных структур.

Массовое появление автохтонных гранитов ведет к перерастанию куполов в очагово-купольные структуры, под которыми понимаются сохранившие свое морфоструктурное выражение купольные структуры. В их недрах разрастается очаг гранитообразования, сопровождающийся появлением автохтонных, а затем и аллохтонных гранитов, т. е. ОКС становятся центром сосредоточения гранитного магматизма. Перемеще-

ние аллохтонных гранитов стирает и затушевывает наглядные структурные и морфоструктурные элементы куполов. Перерождение куполов в ОКС отражает наиболее напряженный этап развития купольных структур. Этот момент находит отражение не только в формировании новых элементов их глубинного строения, но и сопровождается орогенезом территории, которая подвергается гранито-сводовому тектогенезу.

Разуплотнение и увеличение объема пород при гранитизации вызывает увеличение мощности гранитного слоя земной коры, рост куполов, находящихся отражение на земной поверхности в виде положительных морфоструктур. Кроме того, это сопровождается изостатическим всплыванием участков интенсивной гранитизации, а все в целом ведет к общему орогенному воздыманию территории с гранито-сводовым тектогенезом, в результате чего и возникает мегасвод как геоморфологически выраженная горная область. При этом купольные и очагово-купольные структуры растут как положительные морфоструктурные элементы орогенной области. Сливаясь, они образуют горные хребты, в этом случае выступающие не только как морфоструктурные элементы, но и как геологические структуры гранито-сводового тектогенеза. Прекрасным примером такой структуры является Байкальский мегасвод, последовательность формирования которого нашла прямое отражение в орографии Байкальской горной области. Купольные структуры слагают краевые гранито-гнейсовые валы. Последние по периферии оконтуривают Байкальский мегасвод (см. приложение), представляют орографически выраженные горные хребты, такие как Бутэлин-Нуру, Заганский, Малханский, Яблоновый, Черского и др. Подобная же картина свойственна и внутренним частям мегасвода, где цепочки ОКС также выступают как морфологически выраженные горные хребты (Хамар-Дабан, Цаган-Дабан, Цаган-Хуртэй, Улан-Бургасы, Икатский, Баргузинский и др.), положение которых подчиняется генеральной структуре Байкальского мегасвода.

Проявление кульминационного этапа с массовым гранитоидным магматизмом не означает прекращения дальнейшей эволюции ОКС. Вместе с тем в их развитии происходят существенные и необратимые изменения, которые связаны с постепенным отмиранием ОКС. Прогрессивное развитие сменяется регрессивным, начинается постепенное уменьшение масштабов проявления гранитного магматизма, и кульминационный этап сменяется заключительным этапом, завершающим эволюцию купольной структуры.

На заключительном этапе происходит усиленная эрозия очагово-купольных структур, существующих в это время в виде орографически выраженных поднятий, и дальнейшее усложнение их строения, связанное с эруптивным внедрением относительно небольших гранитных массивов, излиянием эффузивов, а иногда и формированием вулкано-купольных структур. Остаточный магматизм заключительного этапа ограничен по масштабам, представлен в интрузивной фации гранитами или граносенитами и сиенитами, иногда щелочными, а в эффузивной фации более многообразным набором пород кислого, среднего и основного состава, вплоть до контрастных серий вулканитов. Остаточный завершающий магматизм тяготеет к периферии очагово-купольных структур, выходя по зонам глубинных разломов за их пределы в межкупольные пространства.

С завершающим дополнительным магматизмом ассоциирует эндогенное оруденение очагово-купольных структур, вследствие чего гидротермальные рудные месторождения редких, цветных и благородных металлов связаны со зрелыми очагово-купольными структурами, которые прошли законченный цикл развития. В связи с этим надо заметить, что последовательная эволюция купольной структуры может приостановиться на любом этапе. Так, развитие куполов в Мамском слюдоносном районе Северо-Байкальского нагорья приостановилось на стадии мигматитовых куполов, в Заганском и Малханском хребтах на юге Бурятии — на стадии гранито-гнейсовых куполов. На стадии кульминационного формирования очагово-купольной структуры в период массового автохтонного и алло-

хтонного гранитоидного магматизма прекратилась эволюция Конкудеро-Мамаканской ОКС, описание которой будет приведено в главе 4. Такие купольные и очагово-купольные структуры, не прошедшие полного завершённого цикла развития, как правило, не несут сколько-нибудь заметного редкометалльного оруденения, за исключением оруденения, связанного с пегматитами в мигматитовых и гранито-гнейсовых куполах.

Формирование купольных структур всегда имеет определённую эволюционную направленность от гнейсовых куполов до ОКС, что связано с определённой последовательностью протекания процессов метаморфизма и гранитизации. Вместе с тем каждой ОКС присущи свои индивидуальные черты и особенности, зависящие от многих причин, в том числе от размеров купольных структур, от состава исходных осадочных пород, подвергающихся гранитизации, от масштабов и завершённости этих процессов и т. д. Различия между конкретными ОКС более наглядно проявляются на заключительном этапе их эволюции и прежде всего в масштабах, составе и типах проявления остаточного завершающего гранитоидного магматизма, что находит прямое отражение в рудоносности и рудной специализации конкретных ОКС. Прекращение гранитного магматизма в ОКС не ведёт к полному отмиранию этих структур [Летников, 1981], ибо и после этого продолжается активное формирование в пределах мегасвода горного рельефа. При этом ОКС продолжают всплывать как изостатически неуравновешанные массивы с меньшей плотностью, которая к тому же прослеживается на большую глубину в сравнении с теми же показателями в межкупольных провесах. Поэтому и после прекращения гранитоидного магматизма продолжается дифференцированное развитие купольных структур и межкупольных пространств. Слившиеся купольные структуры, в которых почти исчезают межкупольные пространства, образуют цепочки купольных структур, находящих геоморфологическое выражение в виде горных хребтов, разделённых межгорными понижениями. Последние, в свою очередь, представляют вытянутые в том же направлении цепочки межкупольных депрессий. В это время возрастает роль разрывных нарушений, которые больше осложняют межкупольные депрессии, чем купольные структуры.

На примере Байкальской горной области можно проследить все степени перехода от пологих мульдообразных впадин до многоступенчатых грабен-синклиналей, односторонних грабен-синклиналей и типичных грабенов. Оживление впадинообразования и разрывной тектоники в обрамлении впадин может сопровождаться излиянием лав основного состава и накоплением отложений, которые зафиксируют и законсервируют межкупольные впадины. Примером могут служить мезозойские межкупольные впадины Западного Забайкалья, расположенные в Байкальской горной области. Однако в Байкальской же горной области находятся Северо-Байкальское нагорье и Средне-Витимская горная страна, где рельеф в мезозойское время был близок по расчленённости рельефу Западного Забайкалья, ибо купольные структуры здесь также выступали в виде положительных частей рельефа, а межкупольные провесы — в виде межгорных седловин. Между тем накопления осадочных отложений в них не произошло, так как базис эрозии постоянно находится ниже дна межгорных седловин, а потому разрушенный материал выносится за их пределы. Это обстоятельство до сих пор служило подтверждением отсутствия здесь мезозойского впадинообразования, хотя межкупольные провесы или седловины здесь были того же типа, что и в Западном Забайкалье, и только отсутствие общего опускания в этом регионе не привело к накоплению в них осадочных отложений. Поэтому правильнее следует говорить не об отсутствии здесь мезозойского впадинообразования, а об общем медленном воздымании в мезозое Северо-Байкальского нагорья, которое компенсировало эрозионный срез. В общем воздымание было вовлечено как купольные структуры, так и межкупольные провесы, практически уже в домезозойское время сформировавшиеся как межкупольные седловины. Если эрозионный срез не компенсируется общим медленным

поднятием, то в конечном итоге он нивелирует морфоструктурные различия между купольными структурами и межкупольными провесами, как это произошло в древних мегасводах, развитие которых началось еще в раннем докембрии. Отмечается это и в более молодых мегасводах, например в Кокчетавском мегасводе, формировавшемся с раннего докембрия до девона, после чего и произошло нивелирование рельефа.

Изучение эволюционной направленности и последовательности проявления гранито-сводового тектогенеза на примере Байкальского мегасвода показывает, что этот тектогенез является одним из орогенных режимов, ведущих к образованию мегасводов, которые находят свое морфологическое выражение в виде горной области. Гранито-сводовый тектогенез начинается с зарождения гнейсовых куполов. При эпигеосинклинальном гранито-сводовом тектогенезе зарождение гнейсовых куполов начинается уже во время инверсии геосинклинального режима, когда прогибание сменяется воздыманием. То обстоятельство, что в куполах Байкальского мегасвода, возникших на месте бывшей раннекаледонской эвгеосинклинали, складчатые структуры в существенной мере подчинены конфигурации куполов, создавая структуры облекающая, подтверждает это положение. На рис. 2 показана общая схема развития купольных структур и схема последовательности нарастания процессов гранитизации и гранитоидного магматизма. По этой схеме развиваются все купольные и очагово-купольные структуры, а потому она в определенной мере универсальна, ибо отражает единый и непрерывный эволюционный процесс образования ОКС и формирующихся при этом гранитов. Однако процесс может прекратиться на любом этапе, если прекратится поступление кремнезема, щелочей и воды, т. е. если прекратится поступление высокотемпературных флюидов — агентов теплопереноса. В Байкальском мегасводе есть участки, где развитие купольных структур остановилось на стадии гнейсовых, мигматитовых, гранито-гнейсовых куполов или на кульминационной стадии развития очагово-купольной структуры, в которой нет завершающего остаточного гранитного магматизма. Однако в этом же мегасводе его центральные части сложены зрелыми, прошедшими полный цикл развития очагово-купольными структурами, в которых проявился завершающий гранитный магматизм. Купольные структуры с незавершенным циклом развития при возможной последующей активизации гранито-сводового тектогенеза продолжают свою эволюцию с той стадии, на которой было приостановлено их формирование, при условии, что параметры, определяющие метаморфизм и гранитизацию, превысят ранее достигнутый уровень. В этом случае прерванный цикл повторно возобновляется и продолжается по той же общей схеме. Если же эти параметры не превысят ранее достигнутого уровня, то повторная регенерация не приведет к сколько-нибудь существенным изменениям ни в структуре, ни в вещественном выполнении куполов. Однако радиологические определения абсолютного возраста, как правило, фиксируют при этом «термальное и термально-флюидное омоложение» пород. Подобное явление характерно для гранитизированных пород из купольных структур Западного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий, в которых древние купола подверглись регенерации в связи с вовлечением байкалитов в фанерозойское гранито-сводовое развитие при формировании Байкальского мегасвода (см. рис. 1).

Байкальский мегасвод, возникший в результате гранито-сводового тектогенеза, не единственная структура подобного рода. Гранито-сводовый тектогенез как один из типов активного формирования континентальной земной коры достаточно широко проявился в истории земной коры. Формирование гранитного слоя началось еще в раннем архее в начальной «нуклеарной» [по Павловскому, 1962] стадии развития сиалической земной коры. Е. В. Павловским подчеркивается, что нуклеарному комплексу, возраст которого не моложе 3000 млн. лет, не свойственна всеобщая линейная складчатость, а присуща сложная мозаика куполов в обрамлении сильно сжатых периферийных складок, исходные породы

которых испытывают неравномерный метаморфизм, мигматизацию и гранитизацию. В качестве примера рассматриваются Канадский, Балтийский, Украинский, Алданский, Анабарский щиты, а также Южно-Родезийский кратон.

Округлые и овальные структуры докембрия и особенно раннего докембрия, столь контрастно отличающиеся от линейных структур геосинклиналей и складчатых поясов, привлекают внимание многих исследователей. Как правило, рассматриваются уже упомянутые докембрийские массивы. Специфику докембрийских структур на тех же примерах, но с большей детализацией по Алданскому щиту рассматривает Л. И. Салоп [1971], который выделяет гнейсовые складчатые овалы, свойственные исключительно архею, и гнейсовые купола, развитые во всех структурных ярусах докембрия. На Алданском щите гнейсовые складчатые овалы имеют размеры от 80 до 350 км по большой оси. Наиболее же крупной структурой подобного типа считается Южно-Родезийский кратон, ядро которого, сложенное гранитными куполами, обрамляется кольцевым поясом гнейсов основания. Образование гнейсовых складчатых овалов связывается с поднятием крупных масс реоморфизованного материала земной коры при условии, что источник энергии находится на большой глубине, возможно, даже в средней части мантии.

Особый тип структур, возникающих на ранних этапах развития земной коры, выделяет и О. Б. Гинтов [1978], называя их тектоноконцентрами, размер которых в поперечном сечении составляет сотни и тысячи километров, например Северо-Украинский и Южно-Украинский тектоноконцентры, которые выделяются им на месте Украинского щита. Образование их в виде больших впадин, заполненных осадочным и вулканогенным материалом в окружении кольцевых глубинных разломов, а также валов и трогов глыбово-аккумулятивного происхождения, произошло еще в «лунную» стадию становления земной коры. Остальные параметры тектоноконцентров вновь возвращаются к уже упоминавшимся докембрийским кратонам.

Купольные структурные формы свойственны всем докембрийским щитам и рассмотрены во многих исследованиях. Мы же остановились лишь на трех работах, в которых авторами предпринята попытка проанализировать и объяснить различия между древними докембрийскими концентрическими структурами и более молодыми линейными, связанными с геосинклинальным развитием. Эти авторы единодушны в том, что в строении древних докембрийских щитов ведущую роль играют изометричные концентрические структуры разного ранга, связанные с массовым проявлением гранитизации. Структуры типа гнейсовых, мигматитовых и гнейсо-гранитных куполов выступают как структурные единицы более крупных структур — гнейсовых складчатых овалов у Л. И. Салопа, тектоноконцентров у О. Б. Гинтова. Купольные структуры, появившись на заре образования «гранитного» слоя земной коры, были наиболее распространены в раннем докембрии и постепенно исчезали в более молодых комплексах. Поэтому верхний предел нуклеарной стадии массового развития купольных структур Е. В. Павловский ограничивает 3000 млн. лет. Л. И. Салоп особо подчеркивает, что гнейсовые складчатые овалы являются элементом тектоники исключительно архейского структурного яруса, в то время как гнейсовые купола известны во всех структурных ярусах докембрия и меньше среди образований фанерозоя.

Появление изометрично-овальных структур объясняется Е. В. Павловским [1962] существованием особой нуклеарной стадии, Л. И. Салопом [1971] — пермобильной стадией в истории развития земной коры, продолжавшейся до конца архея и закончившейся 3000—3500 млн. лет назад. В последующем эти ядра древней консолидации, представленные щитами, кратонами или тектоноконцентрами, по О. Б. Гинтову, продолжали существовать в течение длительного времени, испытывая неуклонное общее вздымание. По мнению О. Б. Гинтова, унаследованное раз-

витие Северо-Украинского и Южно-Украинского тектоноконцентров, начавшись еще в «лунную» стадию, верхний возрастной рубеж которой им определяется в 3500—4000 млн. лет, продолжалось в нуклеарную, затем в субгеосинклинальную и в завершение вступило в стадию автономной активизации, начавшуюся около 2000 млн. лет назад. Таким образом, раз возникнув, тектоноконцентры как таковые сохранились затем в течение всей последующей истории вплоть до современного неотектонического возраста.

Рассматриваемый нами гранито-сводовый тектогенез на примере Байкальского мегасвода уходит своими корнями в древние докембрийские структуры подобного же типа. Вместе с тем наши представления существенным образом отличаются от суждений, высказанных указанными исследователями. Они заключаются в двух главных положениях, которые кардинальным образом меняют общий подход к подобному типу тектонического развития.

Во-первых, прежние представления исходили из того, что гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, а также гнейсовые складчатые овалы являются конечными структурными элементами соответствующего типа развития. Отсюда и ограничение подобного типа структур только древними массивами, где по ряду закономерных причин они шире представлены, исходя из чего и был сделан вывод о формировании купольных структур преимущественно на ранних этапах развития земной коры. В действительности же формирование купольных и очагово-купольных структур не является исключительной привилегией ранних этапов развития земной коры, а присуще всей ее истории с раннего архея до кайнозоя.

Во-вторых, гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, или купола I и II типов по Ф. А. Летникову [1975], представляют собой недоразвитые очагово-купольные структуры, которые, в свою очередь, и являются центрами, или очагами, гранитного магматизма. Поэтому подавляющая масса гранитов генерирована в очагово-купольных структурах. Такой подход связывает естественное развитие купольных структур с гранитизацией и гранитным магматизмом в единый, последовательный и закономерный эволюционный процесс с начальным, кульминационным и завершающим этапами.

Строгая последовательность развития купольных структур, процессов гранитизации и гранитного магматизма определяет и общую направленную эволюцию мегасводов, т. е. существует определенный геотектонический режим со свойственной ему последовательностью тектонических событий, типов возникающих структур и эволюцией магматических формаций. Такой геотектонический тип развития и назван нами гранито-сводовым тектогенезом.

Остановимся на некоторых примерах гранито-сводового тектогенеза для того, чтобы показать, что и в архее, и в протерозое, и в фанерозое он сопровождался образованием однотипных, а вернее, даже стереотипных структур, близких по последовательности образования и составу гранитных комплексов и сходных по металлогении. Примерами архейских мегасводов, переживших гранито-сводовый тектогенез, являются древние щиты, в том числе Алданский, Украинский, Балтийский, а также Танганьикский и Южно-Родезийский массивы. История их зарождения началась еще в раннем архее, т. е. в ту стадию, которую Е. В. Павловский называет нуклеарной. Все они формировались как мегасводы, а Балтийский и Украинский щиты, возможно, как несколько мегасводов, впоследствии слившихся. Эти предпосылки подтверждаются О. Б. Гинтовым [1978], выделившим здесь Южно-Украинский и Северо-Украинский тектоноконцентры. Всем упомянутым щитам свойственны изометричные гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, а также очагово-купольные структуры, которые являются центрами гранитного магматизма.



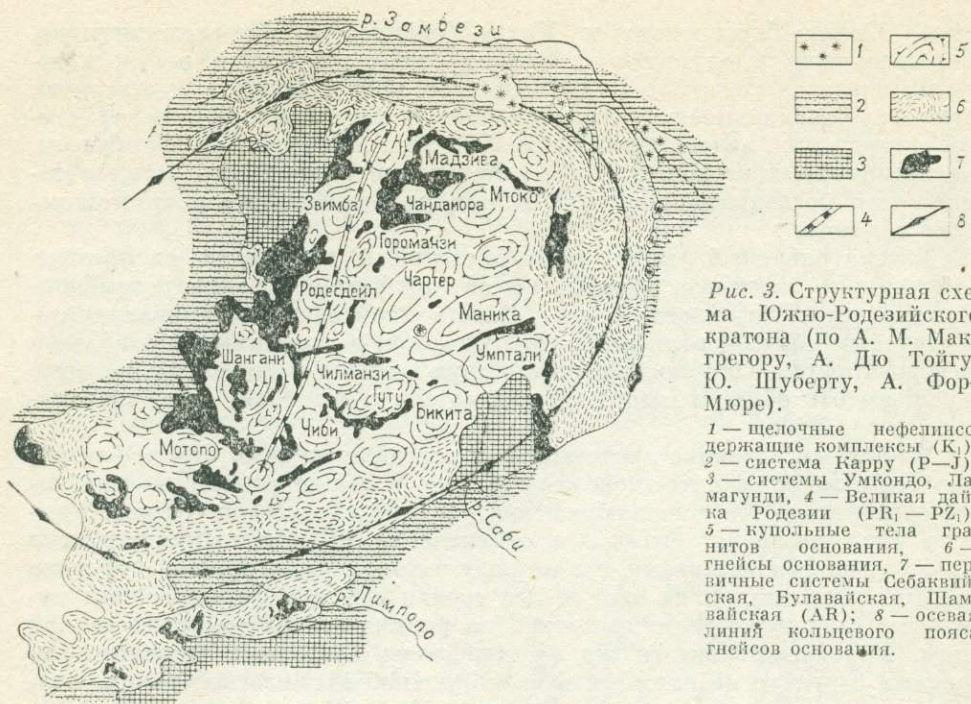


Рис. 3. Структурная схема Южно-Родезийского кратона (по А. М. Макгрегору, А. Дю Тойгу, Ю. Шуберту, А. Фор-Мюре).

1 — щелочные нефелиносодержащие комплексы (K_1); 2 — система Карру (P—J); 3 — системы Умкондо, Ламагунди, 4 — Великая дайка Родезии (PR, — PZ); 5 — купольные тела гранитов основания, 6 — гнейсы основания, 7 — первичные системы Себаквийская, Булавайская, Шамвайская (AR); 8 — осевая линия кольцевого пояса гнейсов основания.

Наиболее показателен Южно-Родезийский кратон (рис. 3), общая структура которого во многом напоминает Байкальский мегасвод. Он представляет собой изометричный мегасвод диаметром более 800 км. Его центральная часть сложена гранитными куполами, представляющими собой не что иное, как очагово-купольные структуры, в межкупольных седловинах которых сохранились метаморфические породы архея, слагающие Себаквийскую, Булавайскую и Шамвайскую первичные системы. Сланцы возникли главным образом по древним базальтам и андезитам, реже кислым вулканитам, а также различным туфогенным и осадочным образованиям, среди которых залегают горизонты железистых кварцитов [Дю Тойт, 1957]. Породы первичных систем, претерпевших значительное гнейсирование и последующую гранитизацию, облекают гранитные и гранито-гнейсовые купола, а потому их гранитизация нарастает по мере приближения к куполам. Образование гранитоидов произошло в два периода. Древние дошамвайские граниты с возрастом 2850—2800 млн. лет распространены ограниченно. Более широко представлены граниты, имеющие возраст 2650—2550 млн. лет и образующие гранитные и гранито-гнейсовые купола. По А. Дю Тойту [1957], такие купола сложены «крупными батолитами», окруженными осадочно-метаморфическими породами, имеющими простирание, грубо параллельное контакту. Вблизи контакта вмещающие породы переходят в гнейсы и мигматиты, которые также встречаются среди гранитов в виде ксенолитов и провесов кровли среди автохтонных гранитоидов, что ведет к образованию сложных гранитных или гнейсо-гранитных куполов. Так, гранитный купол Чиндамора (Чандамора) залегает в окружении древних гнейсов и мигматитов, чей возраст определяется в 2730 ± 16 млн. лет [Snowden P. A., Snowden D. V., 1979]. Мигматиты переходят в гнейсограниты, включающие тела кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов с высоким (5—40%) содержанием темноцветных минералов. Более молодые и более лейкократовые граниты внедрились на рубеже 2514 ± 16 млн. лет. Завершают интрузивную деятельность небольшие штоки тонкозернистых, иногда порфиридных гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов. Эти интрузии являются рудоносными, и с ними связаны месторождения золота, серебра, свинца, сурьмы, меди,

вольфрама и олова. Интрузивная деятельность в пределах Южно-Родезийского массива периодически в весьма ограниченных масштабах продолжалась до раннего мела, приобретая все более щелочной уклон через щелочные сипиты вплоть до посткарруских щелочных кольцевых комплексов.

Центральное ядро Южно-Родезийского кратона, сложенное гранитными и гнейсо-гранитными куполами, обрамлено северным и южным метаморфическими поясами, известными как пояс Замбези и пояс Лимпопо. Пояс Лимпопо имеет ширину около 200 км, а породы, его слагающие, метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Обычными породами являются гнейсы и гранито-гнейсы, а также чарнокиты. Гнейсы пояса Лимпопо образуют сплошную систему куполов, опрокинутых и повторно смятых складок по периферии гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов с весьма невыдержанным направлением осевых линий. Аналогичное строение, метаморфизм и состав пород имеет метаморфический пояс Замбези, большая часть которого перекрыта отложениями системы Карру. Пояса Лимпопо и Замбези образуют кольцевой пояс гнейсов основания по периферии Южно-Родезийского кратона (см. рис. 3).

Сопоставление структуры, истории ее развития и гранитоидного магматизма Южно-Родезийского кратона и Байкальского мегасвода показывает их большое сходство. Различия же заключаются в том, что гранито-сводовое развитие Южно-Родезийского кратона началось еще в раннем архее и к концу архея он уже существовал как оформившийся мегасвод. История же формирования Байкальского мегасвода охватила более короткий промежуток времени, укладывающийся в фанерозой. Однако в том и другом случае оба мегасвода обрамляются периферийными гнейсовыми и гранито-гнейсовыми поясами, в строении которых принимают участие купольные структуры. Центральные части обоих мегасводов представлены гранитными куполами, или, иначе, очагово-купольными структурами, ибо в строении их кроме перемещенных гранитов существенную роль играет гранитизированный субстрат в виде гнейсов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Идентична также общая последовательность формирующихся гранитных комплексов вплоть до небольших остаточных гранитных интрузий завершающего этапа становления очагово-купольных структур обоих мегасводов.

Направленная эволюция купольных структур и мегасводов ведет к закономерному проявлению во времени и пространстве эндогенного оруденения. Для гранито-сводового тектогенеза намечаются три металлогенические эпохи, из которых две являются наиболее продуктивными, причем каждой свойственны определенные полезные ископаемые и их генетические типы. Эти две металлогенические эпохи свойственны и Южно-Родезийскому, и Байкальскому мегасводам.

Начальная металлогеническая эпоха мегасводов определяется частичной или полной регенерацией первично-осадочных рудных месторождений или мобилизацией рудного материала из обогащенных осадочных пород в начальный этап становления мегасводов, когда зарождаются и оформляются гнейсовые и мигматитовые купола. С этим этапом связано образование железорудных, колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений осадочно-метаморфогенного и гидротермально-регенерированного типов, всегда располагающихся в межкупольных провесах или по периферии купольных структур. Непосредственно в гнейсовых и мигматитовых куполах, кроме того, располагаются мусковитоносные и редкометалльные пегматиты. Все эти типы месторождений известны в обоих мегасводах, за исключением колчеданно-полиметаллического, не свойственного Южно-Родезийскому кратону.

Конечная металлогеническая эпоха связана с завершающим этапом развития мегасводов и со зрелыми очагово-купольными структурами, прошедшими законченный цикл развития, который заключают небольшие остаточные интрузии гипабиссальных гранитов. С ним связаны

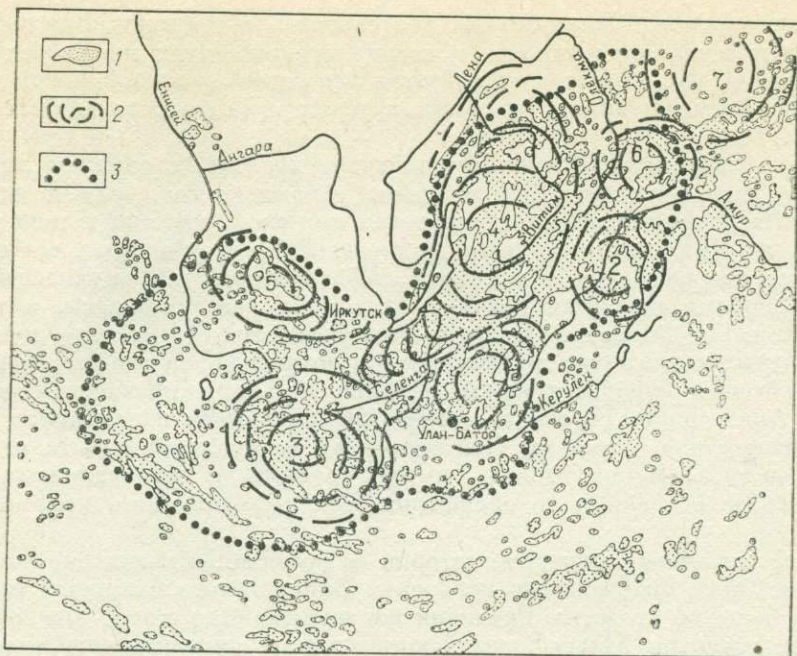


Рис. 4. Положение мегасводов в южной части Восточной Сибири и в Монголии. 1 — гранитоиды; 2 — мегасводоы: 1 — Хэнтэй-Даурский (MZ), 2 — Восточно-Забайкальский (MZ), 3 — Хангайский (PZ), 4 — Байкальский (PZ), 5 — Восточно-Саянский (PR₂ — PZ₂), 6 — Олекминский (PR), 7 — Алданский (AR); 3 — проекция на земную поверхность мантийной неоднородности.

гидротермальные месторождения золота, олова, вольфрама, меди, серебра, свинца, сурьмы, а с щелочными нефелинсодержащими комплексами — редкоземельная минерализация. Байкальскому мегасводу, кроме того, присуще и флюоритовое оруденение.

Даже общее сопоставление Южно-Родезийского кратона и Байкальского мегасвода показывает их хотя и разновременное, но однотипное развитие, связанное с гранито-сводовым тектогенезом, что и ведет к появлению близко идентичных черт геологического строения и металлогении. Все это подтверждает, что гранито-сводовый тектогенез, ведущий к образованию мегасводов, является одним из геотектонических режимов формирования континентальной земной коры и присущ всей ее истории с зарождения до современного этапа.

Примером этого может служить также Монголия и южная часть Восточной Сибири, где известны разновозрастные мегасводовые структуры, возникшие в результате гранито-сводового тектогенеза (рис. 4). Наиболее древняя структура подобного типа — Алданский щит, представляющий собой, как и Южно-Родезийский кратон, архейский мегасвод. В раннем протерозое начал оформляться Олекминский мегасвод; в среднем протерозое — Восточно-Саянский, становление которого растянулось до среднего палеозоя; в фанерозое оформился Байкальский мегасвод; в позднем палеозое — раннем мезозое — Хангайский мегасвод в Центральной Монголии. В мезозойское время закончилось образование Хэнтэй-Даурского и Восточно-Забайкальского мегасводов.

Хэнтэй-Даурский мегасвод имеет в плане форму вытянутого овала размером 750 × 350 км. Его современным морфоструктурным выражением является Хэнтэйское нагорье в Северной Монголии, продолжением которого в Центральном Забайкалье служат Зачикийская горная страна и Даурский хребет. По мнению авторов коллективной работы «Металлогенический анализ в областях активизации» [1977], Хэнтэй-Даурский мегасвод представляет собой сложно построенное, длительно развивавшееся сооружение, которое наследует антиклинорий, возникший в герцинской геосинклинальной области в завершающий этап ее развития. Поэтому мегасвод развивался унаследованно с позднепалеозойского времени, кото-

рое рассматривается как начало орогенной активизации, более широко проявившейся в мезозое. С развитием Хэнтэй-Даурского мегасвода были связаны массовый мезозойский гранитоидный магматизм, вулканические процессы и рудообразование. Рассматривая природу образования мегасводов, авторы считают, что сводообразование представляет собой одну из форм проявления процессов активизации, причем сводово-глыбовая тектоника отражает особый тип развития земной коры, контрастный по отношению к геосинклинально-складчатым условиям. Однако следует заметить, что термин «сводово-глыбовая тектоника» не раскрывает существа этого особого типа развития, потому что понятие глыбовой тектоники, хотя и часто встречается в литературе, по сути дела, понятие бесструктурное, так как не ограничивает размеры глыб, не определяет причину их образования и последующей активизации. В этом отношении термин «гранито-сводовый тектогенез» более определенный. Он указывает на причину возникновения мегасводов, которая заключается в массовом проявлении гранитизации и гранитообразования, сопровождающихся ростом купольных структур, суммарный эффект которых ведет к возникновению морфологически выраженного мегасвода.

В пределах Хэнтэй-Даурского мегасвода проявление мезозойского магматизма распределяется зонально как в количественном отношении, так и по составу [Коваленко и др., 1977]. Так, в центральной части мегасвода концентрируются крупные интрузии гранодиорит-гранитного состава раннемезозойского возраста, с юга они окаймляются зоной гипабиссальных интрузий нормальных и литий-фтористых гранитов, за которыми следует периферийная зона со щелочными гранитами. В. И. Коваленко и соавторы [1977] отмечают также общую зависимость пространственной зональности распределения отмеченных типов гранитов от регионального метаморфизма, наиболее интенсивно проявленного в центральной части мегасвода, где широко представлены гнейсы, мигматиты и гранитизированные породы. В пределах зеленосланцевой фации широко развиты гипабиссальные интрузии. В периферической зоне щелочные граниты и гранитоиды с повышенной щелочностью залегают в неметаморфизованных породах, т. е. степень регионального метаморфизма убывает от ядра мегасвода к его периферии, и в этом же направлении происходит изменение степени насыщенности мезозойскими гранитами и изменение их состава. В общем случае намечается вполне определенная зависимость метаморфизма, магматизма и соответственно металлогении от структуры мегасвода и истории его развития.

Следует заметить, что мезозойское развитие Хэнтэй-Даурского мегасвода скорее всего завершает его формирование, ибо интенсивная гранитизация, начавшись еще в раннем палеозое, завершилось образованием сложно построенного мигматит-плутона, названного В. М. Яновским [1968] Мензинским гранито-гнейсовым валом (рис. 5). Он сложен преимущественно гнейсовидными автохтонными гранитами, которые повсеместно ассоциируют с разнообразными мигматитами и реликтами гнейсового субстрата. Между гнейсами и гранитоидами существуют постепенные переходы по схеме: гнейс → послойный мигматит → теневой мигматит (гранито-гнейс) → кварцевый диорит → гранодиорит → гранит. Среди автохтонных разновидностей преобладают гранодиориты, которые, в частности, слагают Хилкотойский массив, залегающий среди метаморфизованных отложений куналейской свиты условно вендского возраста. Массив имеет вытянутую форму, согласную с простиранием субстрата. Его эндоконтактная зона шириной 2—5 км сложена плагιοгранитами и кварцевыми диоритами, в которых заметны гнейсированность и четкие директивные структуры, повторяющие элементы залегания вмещающих пород. Кроме того, здесь же присутствуют удлиненные ксенолиты переработанного субстрата, пространственная ориентировка которых также повторяет структуру вмещающих пород [Яновский, 1968].

Намечается определенная область более интенсивного проявления раннепалеозойского ультраметаморфизма и гранитизации, тяготеющая к

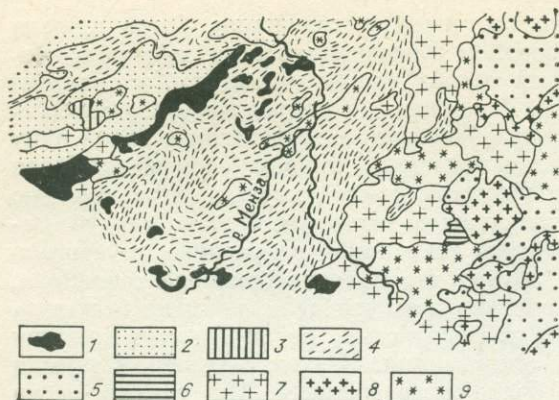


Рис. 5. Геологическая схема Чикой-Мензинского междуречья (по В. М. Яновскому).

1 — нижнепротерозойские (?) кристаллосланцы, плагиогнейсы, мигматиты; 2 — венские отложения куналейской свиты; 3 — нижнепалеозойские габбро; 4 — нижнепалеозойские темные граниты, мигматиты, гнейсы; 5 — среднепалеозойские отложения ингодинской серии; 6 — верхнепалеозойские габбро; 7 — верхнепалеозойские гранитоиды; 8 — нижнемезозойские граниты; 9 — юрские граниты.

Чикой-Мензинскому междуречью. Раннепалеозойская гранитизация была приостановлена здесь герцинским геосинклинальным развитием в среднем палеозое, когда формирование Центрально-Азиатского геосинклинального пояса частично распространилось на южную и юго-восточную части мегасвода, что и привело к накоплению в верховьях рек Чикой, Ашинга и Ингода карбоновых отложений ингодинской серии, а южнее, в пределах Монгольской Народной Республики, осадочных и осадочно-вулканогенных образований девона и карбона. Отсутствие среднепалеозойских отложений в наиболее гранитизированном ядре Хэнтэй-Даурского мегасвода обычно объясняется глубоким эрозионным срезом, в результате чего осадочные отложения здесь были денудированы. Однако в районе Быстринского гольца — одной из наиболее высоких точек Зачикойской горной страны, — такие отложения сохранились. Все это приводит к выводу, что трансгрессия моря не достигала наиболее гранитизированного ядра мегасвода, которое сохранялось как своего рода срединное, а возможно и краевое, поднятие в герцинской геосинклинали. После отмирания геосинклинали здесь вновь возобновилась гранитизация, распространившаяся затем и на другие части мегасвода. При этом гранитизации в первую очередь подверглись те породы, которые уже ранее были гнейсированы, мигматизированы и частично гранитизированы, т. е. гранитизация вновь началась в контурах тех купольных структур, которые появились здесь ранее. Произошла регенерация куполов и всего мегасвода в целом. Гнейсированные нижнепалеозойские образования при повторной гранитизации в позднем палеозое превратились в автохтонные кварцевые диориты, гранодиориты, в которых сохраняются реликты субстрата с директивными структурами, пространственно тяготеющие к полям гранито-гнейсов. Аллохтонные образования даурского комплекса слагают большие массивы, тоже в какой-то мере пространственно ассоциирующие с гнейсо-гранитами и автохтонными гранитоидами.

Мезозойские граниты триасового и юрского возраста представлены преимущественно перемещенными интрузивными телами площадью до 400 км² в Зачикойской горной стране и много крупнее в Хэнтэйском нагорье. Состав их меняется от гранодиоритов до лейкократовых гранитов с существенным преобладанием гранитов. Наряду с интрузивными гранитами здесь отмечаются и метасоматические граниты, образовавшиеся в результате калиевого метасоматоза, наложенного на нижне- и верхнепалеозойские образования. Размеры мезозойских интрузий постепенно уменьшаются к периферии мегасвода. В этом же направлении происходит их обогащение щелочами, вплоть до появления щелочных гранитов.

Становится очевидным, что начало формирования Хэнтэй-Даурского мегасвода приходится на ранний палеозой. В среднем палеозое мегасводное развитие и массовая гранитизация были приостановлены достигшим этих регионов геосинклинальным прогибанием, однако ядро мегасвода и в то время представляло собой положительную морфоструктуру, на которую не распространялась морская трансгрессия. После отмирания гео-

синклинали в позднем палеозое мегасвод продолжил свое прерванное гранито-сводовое развитие, сопровождающееся формированием даурского магматического комплекса, когда гранитизация и гранитообразование достигли здесь наибольшего размаха. В последующем гранитный магматизм постепенно сократился, отступив к периферии мегасвода.

В связи с рассмотренной этапностью формирования Хэнтэй-Даурского мегасвода встает вопрос о его возрасте. Авторы коллективной монографии «Металлогенический анализ в областях активизации» [1977] полагают, что он имеет мезозойский возраст. По нашему мнению, исходя из сути гранито-сводового тектогенеза и первопричины появления мегасводов, а именно массовой гранитизации земной коры в этой области, следует признать, что заложение Хэнтэй-Даурского мегасвода началось в раннем палеозое, а закончилось в мезозое, поэтому мезозойский этап выступает здесь как завершающий в общей последовательной эволюции мегасвода.

Своеобразие развития Хэнтэй-Даурского мегасвода, выразившееся в его повторной регенерации после отмирания герцинской геосинклинали, наложило свой отпечаток на металлогению мегасвода. Среднепалеозойские геосинклинальные отложения в пределах мегасвода не подвергались ультраметаморфизму, а мезозойские дополнительные интрузии получили здесь более широкое развитие, чем в соседнем Байкальском мегасводе. Все это привело к тому, что здесь весьма ограничено представлено оруденение, свойственное начальной металлогенической эпохе формирования мегасвода, но достаточно широко проявлено редкометальное оруденение, связанное с конечной металлогенической эпохой завершающей стадии становления мегасвода.

Приведенные примеры трех мегасводов показывают, что, несмотря на частные особенности, свойственные каждому из них, все они являются однотипными структурами, возникшими в результате гранито-сводового тектогенеза. Поэтому они имеют сложную морфологию, представляя собой в плане изометричные купола или овалы площадью в сотни тысяч квадратных километров. Для них характерно интенсивное проявление гранитизации, сосредоточенной в купольных и очагово-купольных структурах, которые выступают типоморфными структурами гранито-сводового тектогенеза. Эволюция купольных структур всегда протекает в последовательности от гнейсовых куполов до зрелых очагово-купольных структур. Во всех случаях проявляется определенная и однотипная последовательность гранитоидного магматизма в купольных структурах, а в связи с этим и близко однотипная металлогения мегасводов. Закономерная направленность тектонических процессов и гранитного магматизма при формировании мегасводов, повторяющаяся в разное геологическое время от архея до мезозоя, дает все основания утверждать, что гранито-сводовый тектогенез является вполне самостоятельным геотектоническим типом формирования континентальной земной коры. Развивая эту мысль дальше, можно сказать, что становление докембрийских кратонов идет через стадию гранито-сводового тектогенеза. По-видимому, гранито-сводовый тектогенез с его массовой и глубокой гранитизацией, потребляющей громадное количество эндогенной энергии, консолидирует зрелые мегасводы, превращая их в жесткие массивы, лишенные высокой подвижности, но сохраняющие устойчивую тенденцию длительного и медленного воздымания, которое может неоднократно усложняться. Формирование крупных структур континентов, которые сохраняются очень длительное время и тем самым определяют структурный рисунок континентальной земной коры, выдвигает гранито-сводовый тектогенез по значимости и масштабности на один уровень с геосинклинальным развитием.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ БАЙКАЛЬСКОГО МЕГАСВОДА

По мере изучения верхней мантии в ее строении все более отчетливо просматриваются связи с геологической структурой вышележащих уровней земной коры. Не является исключением и Центрально-Азиатский регион, в котором расположен Байкальский мегасвод. Последний, как это следует из геофизических данных, пространственно, а возможно и причинно, также связан с крупными мантийными неоднородностями.

Байкальский мегасвод расположен в границах северной ветви гигантского гравитационного минимума, охватывающего большую часть Азиатского континента, в том числе всю Центральную Азию. Минимум объединяет его фанерозойские структуры: каледониды на севере, герциниды в центральной части и альпиды на юге, но ограничивается в основном Атлантическим сектором Азиатского континента, уменьшаясь субмеридиональной ступенью по направлению к Тихоокеанскому побережью. Гравитационная ступень протягивается от западных областей Индокитайского полуострова через районы Внутреннего Китая, Монголию и Забайкалье и фиксирует в глубинной структуре материка западную границу зоны Вебирс [Комаров, Величенко и др., 1978]. Азиатский гравитационный минимум обусловлен, по-видимому, неоднородностями мантии, в том числе раздувами астеносферного слоя, который приурочен главным образом к складчатым областям, резко уменьшаясь в мощности или даже отсутствуя под платформами [Рябой, 1979; Беляевский, 1981].

Один из раздувов астеносферы, изученный лучше других, занимает территорию Западного Забайкалья, Восточного и Западного Саянов, Горного Алтая, а также северных частей Западной и Центральной Монголии. Его контуры определены В. А. Рогожиной и др. [1979] по кинематическим особенностям условий прохождения сейсмических волн удаленных землетрясений. Они согласуются с данными гравиметрии и охватывают в плане складчатую область каледонид, которые опоясывают с юга Сибирскую платформу. Поверхность раздува находится на глубине 100—200 км и более от подошвы коры, а в Западном Забайкалье поднимается выше, возможно даже непосредственно под кору. Гигантский раздув астеносферы, уходящий своими корнями в нижнюю мантию до глубины 600—700 км, сам по себе обладает огромными запасами тепловой энергии и, кроме того, конвективно пополняется ею из нижнемантийного астеносферного слоя, вследствие чего он может существовать очень длительное время и активно воздействовать на литосферу. В частности, его воздействие на кору проявилось в гигантских масштабах фанерозойского орогенеза, охватившего всю Центральную Азию, в необычайно интенсивном проявлении фанерозойского же гранито-сводового тектогенеза, сопровождавшегося массовым гранитоидным магматизмом и сводообразованием в контурах проекции астеносферного раздува на дневную поверхность, а также в рифтогенезе.

Глубинное строение Байкальского мегасвода активно изучалось в последние десятилетия в связи с проблемами рифта и строительством БАМа. Опубликованные к настоящему времени результаты глубинных сейсмических зондирований, гравиметрии [Зорин, 1971], сейсмологических [Аргутина и др., 1974; Голенецкий и др., 1975; Селезнев и др., 1979], магниторазведочных и геотермических [Зорин и др., 1976], электроразведочных [Попов, 1977] и других исследований позволяют уже довольно определенно судить о структуре верхней мантии и коры. В границах мегасвода кора подстилается низкоскоростной разуплотненной мантией, возможно, представляющей аномально разогретую и частично расплавленную коромантийную смесь. По данным ГСЗ, это — линза

мощностью до 20 км, подстилаемая «нормальной» мантией, а по сейсмологическим данным, это — поверхность астеносферного слоя, достигшая подошвы коры. Разрешающая способность сейсмологических методов ниже, чем ГСЗ, вследствие чего вторая глубинная модель более простая.

Поверхность раздела коры и верхней мантии (граница М) в пределах мегасвода неровная, ступенчатая. В Байкальской впадине ее глубина составляет 34—35 км. Поднятия раздела М отмечены и под другими крупными кайнозойскими впадинами. В Северо-Байкальском нагорье, в Ангаро-Баргузинской и Средне-Витимской горной стране раздел М погружается до глубины 43—45 км, а под хр. Хамар-Дабан — до 48 км. Несмотря на значительные колебания глубин поверхности М, амплитуда ее отдельных уступов редко превышает 2 км.

Внутрикоровые скоростные границы более многочисленны, чем на платформе, но фиксируются нечетливо и неповсеместно. По данным метода обменных волн, на глубинах 8—12 км прослежена относительно протяженная сейсмическая граница. Несколько глубже, в интервале глубин 11—17 км, с помощью ГСЗ в коре выделен низкоскоростной слой «волновод» и приблизительно там же, по данным МТЗ, слой высокой электропроводности. Возможно, что МОВЗ, ГСЗ и МТЗ фиксируют в коре один и тот же слой. Граница Конрада, предположительно разделяющая «гранитный» и «базальтовый» слои коры, отмечена лишь в нескольких случаях. Ее глубина составляет 18—19 км. Предположение об отсутствии в Прибайкалье четкого разделения коры на «гранитный» и «базальтовый» слои было сделано еще А. А. Тресковым [1960] на основании наблюдений большого числа землетрясений. По-видимому, сам характер геологической эволюции мегасвода, с необычайно широким развитием гранитизации, неблагоприятен для формирования в ней контрастных и протяженных физических границ.

Мощность земной коры в пределах мегасвода, по данным ГЗС и гравиметрии, в среднем несколько превышает 40 км, т. е. она больше, чем на платформе и в соседнем Восточном Забайкалье. Максимальные мощности коры отмечены в центральной части мегасвода, на юге Северо-Байкальского нагорья и в Ангаро-Баргузинской горной стране, а также на южном фланге мегасвода в районе хр. Хамар-Дабан. Они равны соответственно 48 и 52 км. Периферийным частям мегасвода в целом свойственна несколько пониженная мощность земной коры. Особенно это заметно в Удино-Витимской зоне, где мощность коры меняется от 38 км в западной и до 41 км в восточной ее частях, составляя в среднем около 40 км. Колебания мощности в общем случае соответствуют изменениям состава коры, ибо с увеличением саличности ее мощность повышается. Кора Западного Забайкалья, имеющая в целом переменную и несколько повышенную мощность, была отнесена А. Н. Беляевским [1974] к салическо-фемическому типу, которому также свойственно некоторое преобладание по мощности «базальтового» слоя над «гранитным». Дальнейшими геофизическими исследованиями эта характеристика была подтверждена. Она не исключает некоторых вариаций в оценке состава коры отдельных частей региона. В частности, кора центральной части мегасвода, по-видимому, несколько ближе к салическому типу относительно осредненного салическо-фемического, вследствие большей саличности подвергнувшегося гранитизации субстрата, в сравнении, например, с Джидинской и Удино-Витимской зонами, где субстрат был значительно более основным.

В магнитном и гравитационном полях мегасвода широко распространены как линейные, так и концентрические формы аномалий. Если линейные структуры полей многократно описаны и использованы в тектонических схемах, то концентрические формы аномалий практически не рассматривались, хотя иногда и отмечались при описании магнитного поля отдельных районов Западного Забайкалья. Среди концентрических аномалий наряду с круговыми наблюдаются и характерные кольцевые формы с центральными минимумами и периферийными кольцами ло-

кальных максимумов геофизических полей. Геологическая природа локальных концентрических аномалий в общем достаточно хорошо известна. Совмещенные в плане минимумы магнитного и гравитационного полей предопределяются небольшими массивами гранитов без проявления контактового метаморфизма, останцами кислых эффузивов, сохранившихся в понижениях мезозойского рельефа, рыхлыми отложениями в котловинах мезокайнозойских впадин. При этом гранитам отвечают, как правило, положительные, а остальным образованиям — отрицательные формы современного рельефа.

Магнитными минимумами, совмещенными с максимумами силы тяжести, фиксируются останцы осадочно-метаморфических пород. Максимумы магнитного и гравитационного полей характеризуются тела базитов и metabазитов. Повышенными значениями магнитного поля и минимумами гравитационного фиксируются спениты, граноспениты завершающего этапа магматизма, примером чему может служить Шубугуйский массив в среднем течении р. Уда. В отдельных случаях такое же сочетание аномалий характерно и для гранитоидов кульминационного этапа с преобладанием магнитных биотит-амфиболовых и амфибол-пироксеновых разновидностей, образовавшихся вследствие ассимиляции гранитной магмой базитов и гнейсбазитов, например гранитоидные массивы в пределах Муйского офиолитового пояса. Кольцевые аномалии с обязательными центральными магнитными и гравитационными минимумами в большинстве своем фиксируют концентрически-зональные интрузии гранитоидов, контактированные в эндоконтактах, и с широкими ореолами метаморфизированных пород в экзоконтактах. Петрофизическая зональность гранитоидов может быть связана также с палингенными и метасоматическими преобразованиями.

В расположении локальных концентрических геофизических аномалий отмечается тенденция к группированию в кольцевые аномалии больших размеров, фиксирующие соответственно и более крупные геологические структуры: очагово-купольные и вулканокупольные. В центральных зонах ОКС обычно размещаются интрузии палингенных гранитов лейкократового облика. Там же наиболее интенсивны проявления метасоматоза в виде калишпатизации и окварцевания с выносом в периферийные зоны структур элементов фемической группы. Вследствие этого граниты центральных зон ОКС характеризуются аномально низкими значениями намагниченности и плотности, а также относительно малой изменчивостью этих параметров.

Геофизические кольцевые аномалии, отвечающие ОКС, также объединяются в более крупные кольцевые аномалии, которыми, вероятно, фиксируются геологические структуры основания мегасвода и соответственно всего «гранитного» слоя коры.

Геофизические поля центральной части мегасвода составлены по меньшей мере шестью гравимагнитными аномалиями подобного ранга: Туркино-Удинской, Баргузино-Ципиканской, Верхне-Ангарской, Конкудеро-Мамаканской, Чина-Витимканской и Бамбуйской (рис. 6). Здесь не рассматриваются геофизические аномалии Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны вследствие того, что отвечающие им структуры имеют докембрийский возраст.

Аномалии центральной части мегасвода объединены региональным минимумом магнитного поля, который пространственно связан с палеоструктурой Байкальской складчатой области, и его контуры в общем повторяют в плане контуры раннекаледонской «известняковой» геосинклинали [Беличенко, 1977]. Следовательно, минимум может быть объяснен не только поднятием изотермической поверхности Кюри [Булмасов, 1960], но и глубоким залеганием докембрийского фундамента, обладающего повышенной магнитностью, а также слабой магнитностью подвергнувшегося гранитизации карбонатно-терригенного субстрата, в котором практически отсутствовали богатые железом основные и средние вулканиты. Вероятно, в основном этими факторами и объясняются видимые

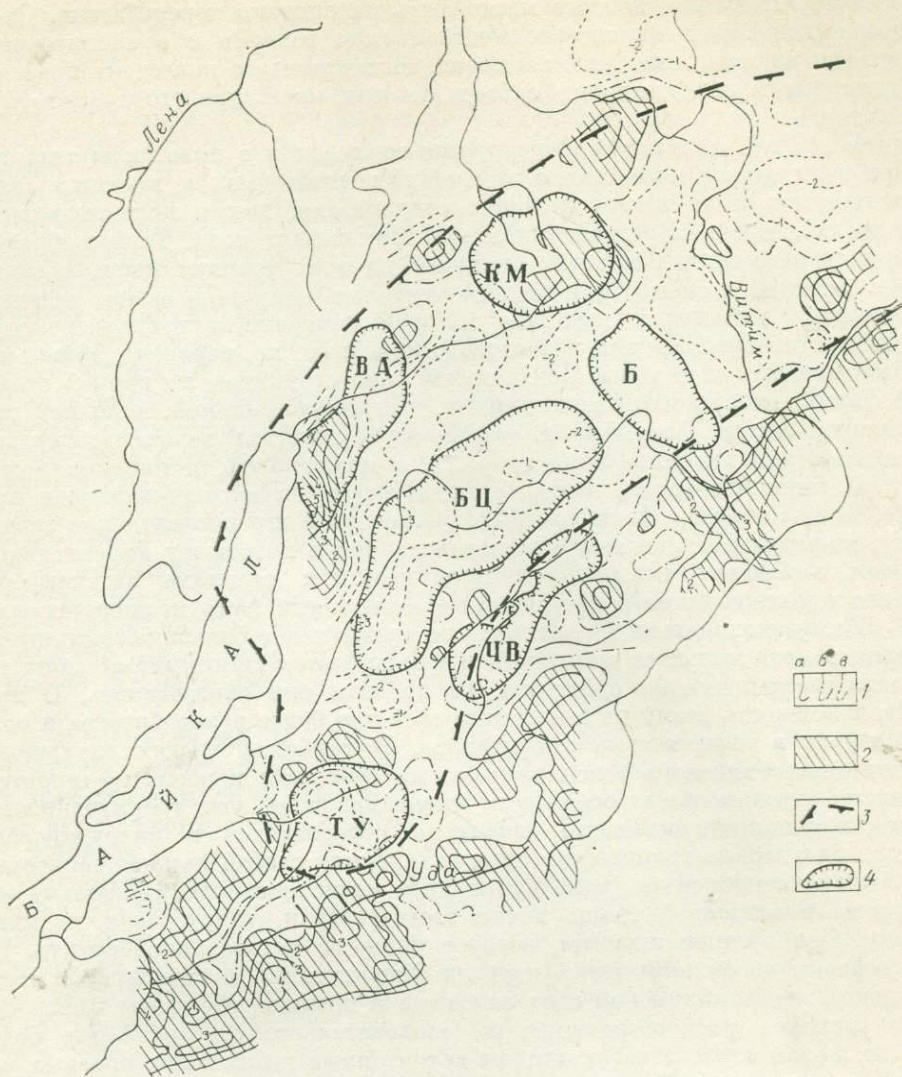


Рис. 6. Карта осредненного магнитного поля центральной части Байкальского мегасвода (площадки осреднения 32×32 км, сеть 8×8 км). Составил П. А. Петров. 1 — изодинамы магнитного поля (10^2 нТл): а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные; 2 — площади повышенного магнитного поля; 3 — контуры минимума региональной составляющей гравитационного поля; 4 — аномалии гравитационного поля (штрихи направлены в сторону уменьшения силы тяжести); БЦ — Баргузино-Ципицкая, ТУ — Туркино-Удинская, ВА — Верхне-Ангарская, КМ — Конкудеро-Мамаканская, Б — Бамбуйская, ЧВ — Чина-Витимканская.

различия физических полей центральной и периферийной зон мегасвода.

Для общей характеристики структуры мегасвода была построена карта осредненного магнитного поля его центральной части с осреднением по площадкам 32×32 км, что приблизительно соответствует пересчету поля на высоту 4—5 км. Следовательно, можно допустить, что карта осредненного магнитного поля с такими размерами площадок осреднения характеризует распределение магнитных масс примерно до такой же глубины (см. рис. 6). На карте осредненного поля магнитная аномалия мегасвода генерализована и значительно более контрастна, нежели на обычной мелкомасштабной карте. В ее периферийном кольце магнитным максимумам во многих местах соответствуют выходы нижепротерозойских и архейских пород, на основании чего можно считать, что аномалия фиксирует подъем раннедокембрийского основания мегасвода. Магнитный минимум в центральной части мегасвода указывает на глубокое залегание или даже отсутствие здесь архейско-нижнепротеро-

зойского основания, которое могло быть интенсивно переработано. Сходство магнитной и палеотектонической схем говорит и о значительном влиянии на магнитное поле вещества, составляющего палеотектонические структуры и послужившего субстратом для последующего гранитообразования.

Подобной аномалией фиксируется мегасвод и в поле силы тяжести. При этом форма аномалии с внутренним минимумом и внешней зоной максимумов и ее местоположение сохраняются как в поле локальных аномалий, так и в региональном гравитационном поле. Таким образом, структурный план мегасвода одинаков на всех уровнях коры, а также и в верхней мантии, тем самым отражая единую в своем развитии структуру литосферы, вещество которой изменено и разуплотнено не только в верхней мантии и в «гранитном» слое, но, вероятно, также и в «базальтовом» слое коры. Центральная зона структуры на ранней стадии ее формирования была, по-видимому, высокопроницаемой, и по ней шел основной поток флюидов, а также осуществлялся теплообмен. Впоследствии эта зона была закрыта, а может быть, истощился подкоровый источник тепла, и новые подкоровые очаги возникли уже южнее. Таким образом, возникновение мегасвода и его последующая эволюция, по-видимому, связаны с проникновением в литосферу конвективным путем по зонам повышенной проницаемости вещества астеносферы. Такие проникновения в проницаемые зоны могли быть неоднократными.

Все разновидности гранитоидов по сравнению с большинством других пород имеют меньшую плотность и фиксируются минимумами силы тяжести, независимо от субстрата, на котором они образовались. В противоположность этому их магнитные свойства более разнообразны, и роль субстрата в этом весьма значительна. В глубоких частях внутренней зоны «известняковой» геосинклинали на субстрате карбонатно-терригенных геосинклинальных осадков и, возможно, ранее уже гранитизированного верхнепротерозойского основания образовались и интродировали вверх биотитовые граниты, которые отличаются слабой намагниченностью и создают пониженное, мало изменчивое магнитное поле. Поскольку эффузивы в осадочной толще почти отсутствовали, то субстрат, по-видимому, был обеднен железом, которое ушло на образование биотита. На периферии геосинклинали в породах уколкитской, пядоининской, итапчинской и суванихинской свит основные и средние эффузивы имели более широкое распространение, и, следовательно, субстрат был более богат железом. По этим причинам автохтонные гранитоиды краевых частей «известняковой» геосинклинали обладают заметной магнитностью. Еще более магнитны гранитоиды, слагающие Чивыркуйский, Левомамский, Конкудеро-Мамаканский и Тельмамский массивы на внутренней дуге Байкало-Витимского поднятия. Их субстратом явились насыщенные основными вулканитами нижнепротерозойские образования муйской серии, включающие и офиолиты. Вследствие разнородности субстрата магнитные свойства автохтонных гранитоидов меняются в широких пределах, что отражается на характере поля.

Магнитны по тем же причинам и гранитоиды Удино-Витимской зоны, исключая их лейкократовые разновидности. В геосинклинальном субстрате здесь широко развиты вулканогенные породы андезит-дацитовой формации. Повышенную основность имеет также и нижнепротерозойское основание. Связь петромагнитных характеристик гранитоидов с составом субстрата объясняет сходство геофизической структуры мегасвода с палеотектонической схемой Байкальской складчатой области. Существенные различия магнитного поля очагово-купольных структур Ангаро-Баргузинской и Удино-Витимской зон мегасвода объясняются еще и тем, что ОКС этих зон развивались на петрофизически различающихся субстратах.

Как уже говорилось, распространенной формой аномалий геофизических полей мегасвода являются кольцевые аномалии. Наиболее крупные из них, составляющие мегасвод, подтверждаются космоснимками.

Следует заметить, что кольцевые и линейные геофизические поля часто сопоставляются со структурами на космоснимках, что помогает определению их геологической природы. Интерпретация геологической природы кольцевых аномалий неоднозначна, но большинство их объясняется магматогенными структурами. Аномалии с магнитным минимумом в центральной зоне и максимумами в периферийном кольце чаще связаны с гранитоидным магматизмом.

Неопределенность истолкования существенно уменьшается с привлечением данных гравиметрии и геоморфологии. Если кольцевой магнитной аномалии соответствует гравитационная, построенная по тому же принципу (с минимумом силы тяжести в центре), а также положительная морфоструктура, то объектами могут быть лишь мигматовый или гранитно-гнейсовый купол, ОКС или интрузивный гранитный купол.

Кольцевые геофизические аномалии могут быть рапжированы по размерам и некоторым особенностям строения. Наиболее крупные имеют в поперечном сечении более 100 км. Разуплотнение пород в границах таких аномалий распространяется в отдельных случаях на всю мощность «гранитного» слоя коры. Они отчетливо видны в гравитационном и осредненном магнитном полях, и все расположены только в пределах минимума регионального поля силы тяжести, в чем проявляется связь структуры верхнего этажа коры с особенностями строения ее глубоких горизонтов и подкорового слоя. По петрофизическим характеристикам образований коры, которые фиксируются перечисленными аномалиями, их можно рассматривать как очень крупные ОКС или даже как локальные своды.

Кольцевые аномалии средних размеров имеют обычно 30—70 км в поперечном сечении, а предельные глубины нижних кромок аномальных масс составляют большей частью 10—12 км. В их периферийных зонах расположены многочисленные подобные по форме аномалии меньших размеров.

Средними кольцевыми аномалиями фиксируется большинство ОКС: Туркинской, Онинская, Зазинская, Ангырская, Дашабылкинская и др. Мелкие кольцевые аномалии имеют в поперечном сечении менее 30 км, чаще 10—12 км и построены более просто. Периферийные кольца у таких аномалий более узкие и не всегда отчетливые, а предельные глубины нижних кромок аномальных масс не превышают 5 км.

Расположение кольцевых и линейных геофизических аномалий подчинено глубинной структуре мегасвода. Некоторые закономерности их размещения удобно рассмотреть на примере аналогичных структур магнитного поля, привлекая при необходимости данные гравиметрии. Кольцевые аномалии магнитного поля (рис. 7) очень много в центральной и южной частях мегасвода, на северном фланге их значительно меньше, но размеры аномалий больше. Общее количество аномалий увеличивается с севера на юг, а размеры их в том же направлении уменьшаются.

В центральной части более крупные аномалии сосредоточены в пределах минимума регионального гравитационного поля. Морфологически эта площадь соответствует наиболее поднятой части Байкальской горной области с Делю-Уранским, Северо-Муйским, Южно-Муйским, Кодарским и Каларским хребтами. Связи в расположении аномалий и отдельных хребтов здесь мало заметны.

На остальной территории мегасвода преобладают средние и малые кольцевые аномалии, расположение которых более упорядочено. Большинство аномалий средних размеров группируется в отчетливо видимые цепочки. Одна часть таких цепочек хорошо совмещается в плане с горными хребтами: Мал. Хамар-Дабаном, Кудунским, Мухор-Тала, Баргузинским, Улан-Бургасы, Икатским и некоторыми другими. При этом отдельные аномалии во многих случаях фиксируют в магнитном поле конкретные гольцы. Указанное соответствие служит лучшим подтверждением тому, что кольцевые магнитные аномалии в большинстве своем

На периферии мегасвода характерными линейными аномалиями повышенного магнитного поля на общем спокойном фоне в северной части и мозаичном на юге фиксируются гнейсовые валы. Они прерывисто окаймляют мегасвод и служат его естественной границей. В южной половине мегасвода между цепочками кольцевых аномалий находятся протяженные и контрастные минимумы магнитного и гравитационного полей. Минимумы обусловлены цепочками мезозойских впадин, которые и придают геофизическим полям этой части мегасвода столь выраженную линейность.

У кольцевых магнитных и гравитационных аномалий средних и особенно малых размеров пространственная связь с субширотными разломами выражена наиболее отчетливо. Цепочки таких аномалий тянутся, например, по Туркино-Витимскому, Хаим-Тулдунскому, Ангыро-Онинскому, Иволгино-Иргеньскому и другим субширотным разломам. Кольцевые аномалии располагаются обычно в местах пересечения разнонаправленных зон линейных минимумов, но обязательно в субширотных, и к тому же в периферийных, отчасти во внутренних зонах кольцевых аномалий более высокого ранга. Этим подтверждается двойной контроль рудоносных интрузивных куполов завершающего этапа магматизма: разломами, с одной стороны, и очагово-купольными структурами — с другой. Говорить о связи кольцевых аномалий с линейными минимумами какого-то другого азимута, кроме субширотного, затруднительно, так как они в большинстве своем сформированы на пересечении зон линейных аномалий трех и даже четырех направлений, но предпочтительнее на пересечении с субмеридиональными разломами. В пределах Туркино-Удинского междуречья насчитывается более 70 кольцевых гравимагнитных аномалий, которыми в основном фиксируются ОКС и интрузивные купола.

Завершая краткую характеристику геофизических полей мегасвода, нельзя не отметить, что геофизические данные как в целом, так и в деталях подтверждают гипотезу гранито-сводового характера фанерозойской эволюции мегасвода. Они помогают также представить механизм этого процесса, способствуют пониманию его особенностей и изучению некоторых результатов. В первую очередь это касается глубинного строения и его связей с геологической структурой региона.

В свете новых представлений логично прослеживается длительное и интенсивное влияние мантийных неоднородностей на геологическое развитие Байкальского мегасвода, которое периодически проявлялось в течение всего фанерозоя и предопределило ряд особенностей его эволюции, объединяемых понятием гранито-сводового тектогенеза.

Важные результаты дал проведенный на основе новых положений анализ геофизических полей мегасвода как в аспекте палеотектоническом, с районированием полей на основе структурно-фациальной зональности раннекаледонской геосинклинали, так и в пространственно-временном аспекте с оценкой влияния на структуру геофизических полей различных этапов гранитообразования и формирования мегасвода. В этой связи было, в частности, показано, как отражаются в геофизических полях рельеф основания мегасвода и состав субстрата, на котором развивался гранитоидный магматизм.

В геофизических полях Западного Забайкалья были выделены кольцевые формы аномалий, которые так же распространены, как и линейные, и наряду с ними являются основными элементами строения полей. Кольцевыми аномалиями фиксируются преимущественно ОКС и интрузивные купола, а линейными — разломы. Поскольку ОКС взаимосвязаны с разломами, то и кольцевые аномалии сочетаются с линейными, располагаясь в местах их пересечения и сочленения. Они образуют цепочки, соответствующие в плане горным хребтам, если хребты составлены слившимися между собой ОКС или просто группируются там, где ОКС объединяются в локальные своды. В совокупности же кольцевые и линейные аномалии формируют геофизическую структуру мегасвода.

Все геофизические данные свидетельствуют в пользу высокой унаследованности мезокайнозойскими структурами значительно более древних структур, что, по-видимому, связано с глубинным строением мегасвода.

ГЛАВА 3

СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОГО МЕГАСВОДА

Выше уже отмечалось, что Байкальская горная область является морфоструктурным выражением Байкальского мегасвода, который начал оформляться после завершения здесь собственно геосинклинального развития ранних каледонид и закончил свое становление во второй половине мезозоя. В последующем структура Байкальского мегасвода была осложнена кайнозойским рифтогенезом, однако Хубсугульская, Тункинская и Байкальская рифтогенные впадины располагаются по западному и северо-западному обрамлению Байкальского мегасвода, подчиняясь его генеральным направлениям. К межкупольным провесам тяготеют Баргузинская и Верхне-Ангарская впадины, и только Муйская впадина занимает секущее положение по отношению к общей структуре мегасвода.

Граница Байкальского мегасвода очерчивается краевым гранито-гнейсовым поясом, почти непрерывно прослеживаемым по всему периметру мегасвода (см. приложение). На юге он начинается Бутэлиин-Нурским гранито-гнейсовым валом, выраженным в рельефе хр. Бутэлиин-Нуру, который к северо-востоку переходит в Заганский хребет. Далее на северо-восток выделяются Безымянный, Малханский и Яблоновый гранито-гнейсовые валы, а также гранито-гнейсовый вал хр. Черского. Все они сложены вытянутыми в направлении простирания хребтов гранито-гнейсовыми куполами и практически представляют собой цепочки гранито-гнейсовых куполов.

В принципе подобная же картина наблюдается и по северо-западному и северному обрамлению мегасвода. Серию гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов представляет и Ачитканский хребет, выделяемый как краевой Ачитканский гранито-гнейсовый вал, переходящий в Чуйский, а затем и в Тонодский гранито-гнейсовые валы. Купольные структуры сложены здесь гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами, обрамляющими автохтонные гранитоиды, среди которых преобладают породы гранодиоритового состава, меньше биотит-амфиболовые граниты и в подчиненном объеме присутствуют лейкократовые, иногда турмалиновые граниты. Гравитационные исследования [Александров и др., 1979] выявили здесь и нескрытые купола (Таймендринский, Мало-Патомский и Среднежуинский), которые структурно располагаются в пределах краевых гранито-гнейсовых валов.

В Чуйском и Мамском гранито-гнейсовых валах намечается различная степень метаморфизма нижнепротерозойских и более молодых отложений протерозоя. Наиболее интенсивно гнейсированы, мигматизированы и гранитизированы нижнепротерозойские отложения чуйской толщи. Верхнепротерозойский метаморфизм накладывается на уже метаморфизованные доверхнепротерозойские образования. Породы верхнего протерозоя постепенно преобразовываются от зеленосланцевой фации в Бодайбинском синклинии до интенсивной гранитизации, ведущей к появлению гранитов мамско-оронского комплекса в Северо-Байкальском нагорье. Интенсивная мигматизация, сопровождаемая образованием мусковитоносных пегматитов, а также интенсивная гранитизация тяготеют к осевым частям Чуйского и Мамского гранито-гнейсовых валов.

Краевые гранито-гнейсовые валы прослеживаются и далее на юго-запад по обрамлению Байкальского мегасвода. Вытянутую систему интенсивно сжатых гнейсовых куполов, в строении которых принимают участие образования, частично возникшие по диафторированным породам гранулитовой фации [Ескин и др., 1980], представляющей собой структуры Приморского хребта в Западном Прибайкалье. Интенсивное гнейсирование, мигматитообразование и гранитизация присущи древним образованиям Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Прихубсугулья. Время проявления метаморфизма по А. А. Шафееву [1970] — поздний протерозой, по В. Г. Беличенко [1977] — ранний палеозой.

Таким образом, граница Байкальского мегасвода по всему периметру опоясана периферийным гранито-гнейсовым поясом, в свою очередь состоящим из гранито-гнейсовых валов. Последние представляют собой вытянутые цепочки куполов, среди которых наряду с преобладающими гранито-гнейсовыми куполами отмечаются также мигматитовые и гнейсовые. Гранито-гнейсовые валы кулисообразно заходят друг за друга, создавая «чешуйчатое» обрамление мегасвода.

Периферийные гранито-гнейсовые валы были заложены в докембрии. Так, Приморский и Чуйский гранито-гнейсовые валы, вероятно, начали оформляться еще в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствует абсолютный возраст приморских гранитов, определяемый изохронным методом и составляющий 1910 ± 30 млн. лет [Гольцман и др., 1982] и 1690 ± 40 млн. лет [Брандт и др., 1978], а также то обстоятельство, что в Чуйском гранито-гнейсовом валу тепторгинская серия заметно меньше метаморфизована, мигматизирована и гранитизирована, нежели отложения чуйской толщи нижнего протерозоя. Видимо, формирование купольных структур и гранитизация были приостановлены на время геосинклинального развития байкалид. После инверсии геосинклинальных байкалид на месте последних начали также формироваться купольные структуры, развитие которых в Мамском районе дошло до стадии мигматитовых куполов со слюдоносными пегматитами, а в некоторых случаях — до гранито-гнейсовых куполов с тeneвыми мигматитами и автохтонными гранитами, относимыми Л. И. Салопом [1967] к мамско-оронскому комплексу. Этот этап сопровождался регенерацией ранее возникших купольных структур среди отложений чуйской и тепторгинской серий, вследствие чего нижнепротерозойские метаморфические образования в Чуйском гранито-гнейсовом валу были интенсивно мигматизированы.

Позднепротерозойское куполообразование проявилось также и по юго-восточному обрамлению мегасвода. Бутэлин-Нурский, Заганский, Малханский, Яблоновый гранито-гнейсовые валы, а также гранито-гнейсовый вал хр. Черского возникли в результате гранитизации немых, возможно протерозойских, отложений. Куполообразование в это время имело место и во внутренних районах Байкальской горной области, где пока не представляется возможным в полной мере оценить его масштабы, так как имеются лишь отдельные данные, указывающие на позднепротерозойский возраст гранитов из этих районов. Так, возраст среднернзистых гнейсовидных гранитов по р. Джирга (приток р. Баргузин), по данным Rb — Sr метода, 1014 ± 80 млн. лет [Шергина и др., 1981]. Однако верхнепротерозойское куполообразование достигло лишь стадии гнейсовых, мигматитовых или гранито-гнейсовых куполов, ибо начавшийся раннекаледонский геосинклинальный тектогенез приостановил их формирование. Только после завершения геосинклинального развития здесь с новой силой проявился гранито-сводовый тектогенез, который коренным образом переработал геосинклинальные структуры и регенерировал купольные структуры, возникшие раньше в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях, а также во всех периферийных гранито-гнейсовых валах. Причем мощный гранито-сводовый тектогенез во внутренних районах Байкальского мегасвода привел к образованию зрелых очагово-купольных структур, а в регенерированных куполах

способствовал их дальнейшей эволюции. Последнее повсеместно находит подтверждение в палоченном омоложении повторной гранитизации, которое испытали древние толщи. Абсолютный возраст гранитизированных образований из регенерированных куполов 400 ± 100 млн. лет (см. рис. 1), что отмечают все исследователи, занимавшиеся этим вопросом [Великославинский и др., 1961; Соколов и др., 1965; Шергина и др., 1981; Гольдман и др., 1982]. Более того, для краевых гранито-гнейсовых валов южного обрамления Байкальского мегасвода устанавливается и последующая мезозойская регенерация [Козубова, 1972, 1976; Коваль, Смирнов, 1980].

Внутренние районы Байкальского мегасвода представляют собой сложное сочетание купольных структур, межкупольных седловин и сохранившихся устойчивых докембрийских массивов, не испытавших во время фанерозойского гранито-сводового тектогенеза интенсивной гранитизации. К ним относятся Муйская, Амалатская и Гаргинская глыбы. Не претерпел существенных изменений в фанерозое и Бодайбинский синклиниорий. Вся остальная внутренняя часть мегасвода испытала интенсивный гранито-сводовый тектогенез, который переработал геосинклинальные структуры и создал типоморфные купольные структуры, служившие очагами гранитообразования. Массовое проявление гранитизации и гранитообразования привело к слиянию магматизма многих очагово-купольных структур и созданию видимости громадного батолита или мегаареал-плутона, получившего название Ангаро-Витимского, площадь которого определялась почти в $150\,000\text{ км}^2$ [Литвиновский, Завилевич, 1976]. И хотя единого Ангаро-Витимского батолита не существует, поистине огромные масштабы гранитоидного магматизма в пределах Байкальского мегасвода выдвигают его в один из наиболее насыщенных гранитоидами регионов Евразийского континента. Степень насыщенности гранитоидами Байкальской горной области, площадь которой составляет около $600\,000\text{ км}^2$, примерно 60%.

Гранито-сводовый тектогенез начался после отмирания раннекаледонской геосинклинали. Общепринятые схемы развития геосинклиналей исходят из того, что собственно геосинклинальное прогибание и накопление осадков сменяется инверсией и складчатостью, в процессе которой возникает линейный геосинклинальный тип складок и создается область завершённой складчатости. Инверсия раннекаледонской геосинклинали в границах Байкальской горной области произошла в среднем кембрии. К этому времени наступила почти полная регрессия моря. Причину инверсии В. Г. Беличенко [1977] видит в гигантском по масштабам проявлении процессов регионально-плутонического метаморфизма, который сопровождался гранитообразованием и ростом куполовидных поднятий. Этот вывод существенно меняет устоявшееся представление о ранних каледонидах, хотя последующую геологическую историю региона автор возвращает в русло привычных взглядов, утверждая, что инверсия завершилась складчатостью и превращением геосинклинали в область завершённой складчатости. Если видеть причину инверсии в высокой интенсивности регионального метаморфизма и гранитизации, то следует признать, что этот этап является началом гранито-сводового тектогенеза и формирования купольных структур. Рост гнейсовых куполов сопровождается образованием облегающих их складчатых структур, возникновением невыдержанных разнонаправленных, иногда подвернутых и опрокинутых складок. В общем случае элементы залегания осадочно-метаморфических пород, как и направление осей складок, которые характеризуют полную голоморфную, или, иначе, линейную, геосинклинальную складчатость, здесь отсутствуют. Примеры детально откартированных купольных и очагово-купольных структур подтверждают это положение. Так, сохранившиеся останцы осадочно-метаморфических толщ нижнего кембрия в пределах Туркинской ОКС имеют элементы залегания пород, соответствующие контуру купола (см. рис. 16).

То же самое картируется и в Ангырской ОКС, где слоистость сохранившихся полей осадочно-метаморфических пород субстрата также повторяет контур купола (см. рис. 14). Практически во всех детально откартированных купольных и очагово-купольных структурах наблюдается подобная картина, которая позволяет утверждать, что в пределах раннекаледонской эвгеосинклинали типичная геосинклиальная складчатость не проявлялась. Возникшие здесь складчатые структуры связаны с ростом и растеканием гнейсовых и мигматических куполов, что и создает на склонах купольных структур простые складки, а в межкупольных пространствах и в межкупольных седловинах ведет к нагнетанию складчатых структур, к образованию подвернутых и опрокинутых складок. Направление складок в общем случае следует контуру купольных структур.

Гранито-сводовый тектогенез наиболее интенсивно проявился в пределах раннекаледонской эвгеосинклиальной зоны, где наиболее полно и в больших масштабах протекала гранитизация. Однако мощный гранито-сводовый тектогенез распространился из эпицентральной зоны каледонид на области докембрийской консолидации в пределах Байкальской горной страны, повторно регенерировав возникшие там ранее купольные структуры, которые продолжили свое эволюционное развитие. Этим обстоятельством и объясняется широко известное омоложение древних ультраметаморфических образований, имевшее место на рубеже 400—500 млн. лет. В Южном и Западном Прибайкалье, в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях регенерация и повторная активизация купольных структур, как правило, не вышли за пределы мигматитовых и гранито-гнейсовых, а в некоторых случаях и гнейсовых куполов, что в какой-то степени ограничило здесь гранитоидный магматизм. В то же время в Средне-Витимской горной стране их повторная регенерация привела к формированию очагово-купольных структур с массовым проявлением автохтонного и аллохтонного гранитного магматизма, вследствие чего здесь, уже за пределами раннекаледонской эвгеосинклинали, в палеозойское время возникли крупные, площадью до 10 000 км², сложно построенные гранитные массивы, законсервировавшие очагово-купольные структуры. К ним, в частности, относятся Конкудеро-Мамаканская и Тельмамская очагово-купольные структуры (см. приложение, рис. 11).

Наиболее интенсивная гранитизация проявилась в пределах эвгеосинклиальной зоны, где все или почти все купола прошли заверченный цикл развития, достигнув зрелого уровня по схеме: гнейсовый купол → мигматитовый купол → гранито-гнейсовый купол → очагово-купольная структура (см. рис. 2). По этой схеме гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола — это недоразвитые очагово-купольные структуры. Намеченная эволюционная последовательность развития купольных структур представляет собой логичный ряд поступательного изменения вещественного выполнения купольной структуры по мере прогрессивного нарастания процессов гранитизации. При этом структурной формой, отражающей интенсивно проявленную гранитизацию, почти всегда является купол, что связано с весьма необычными для твердого тела свойствами кварца при его фазовых превращениях, чему уделено большое внимание в работе Ф. А. Летникова [1975]. Следует лишь напомнить, что в температурной зоне α — β -перехода начинается интенсивное разрыхление структуры кварца, в связи с чем в интервале 555—585° происходят катастрофическое падение термодинамической устойчивости обеих фаз кварца, наиболее быстрое изменение значения всех основных упругих постоянных, наибольшие деформации. В точке инверсии при α — β -переходе скачкообразно возрастает коэффициент линейного расширения, увеличиваясь в 25 раз в интервале температур от 550 до 580°, а изменение объема с температурой увеличивается при 500—600° до 4,55% (при 1000° оно уменьшается до 4,26%). В интервале температур 524—580° упругое поведение кварца становится аномальным для твердого тела. Появление отрицательных и необычайно высоких значений

коэффициентов Пуассона означает, что при наложении любого одно-стороннего растягивающего напряжения кварц вместо поперечного сжатия испытывает всестороннее расширение [Зубов, Фирсова, 1962]. При температуре 510—520° и выше происходит резкое падение механической устойчивости кварца, достигающей наименьших значений в интервале температур 555—585° [Семеченко, Баскакова, 1969], что создает условия для перехода кварцсодержащих пород в вязкопластичное состояние. При соответствующем литостатическом давлении порода способна к пластическому растеканию, получившему название «механического плавления», т. е. происходит реоморфическое растекание гнейсов, что, по-видимому, и является главной причиной появления гнейсовых текстур. К этому нужно добавить и отмечающийся аномальный рост теплоемкости кварца при температуре 550—577°, связанный с α — β -превращением, что стабилизирует температурное поле при α — β -переходе. Последнее необходимо для того, чтобы аномальные явления, сопровождающие инверсию кварца, могли реализоваться в виде активизации определенных геологических процессов или возникновения определенного типа структур. Так, скачкообразное возрастание коэффициента линейного расширения кварца и резкое возрастание его объема с уменьшением объемного веса ведет к появлению и росту купольной структуры, которая к тому же становится изостатически неуравновешенной с вмещающими толщами, не подвергающимися гнейсификации.

Падение механической устойчивости и переход кварца в вязкопластичное состояние сопровождается появлением гнейсовых текстур течения, что ведет к растеканию возникающих гнейсовых куполов и нагнетанию сложных складчатых деформаций по их периферии и в межкупольных пространствах. Все это показывает, что возникновение гнейсов и гнейсовых куполов связано с аномальными свойствами кварца в температурной зоне его α — β -перехода, которая растет при повышении давления. При обычном давлении инверсия происходит при температуре 573°, при 1000 бар температура инверсии возрастает до 599°, а при 5000 бар — до 704°.

Таким образом, возникновение гнейсов происходит в температурном интервале инверсии кварца. Поэтому одно из основных условий образования гнейсовых текстур — наличие кварцсодержащих пород или привнос кремнезема, который отлагается на этом уровне в виде свободного кварца. Остальными условиями являются повышенный тепловой поток и стабильный в течение длительного времени термодинамический режим. Кроме того, энергетически отмирающие структуры, в которых прекращается поступление глубинной энергии, не способны к формированию гнейсовых куполов, поэтому гранито-сводовый тектогенез более других геотектонических режимов способствует возникновению купольных структур и их естественной эволюции от гнейсовых куполов до зрелых очагово-купольных структур. В некоторых из них на завершающей стадии формирования весьма интенсивно проявляется вулканическая деятельность, сопровождаясь накоплением мощных вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений, а также внедрением эруптивных гранитных тел. В результате этого в строении таких очагово-купольных структур доминирующую роль играют вулканогенные и интродуцированные образования завершающего этапа развития купольной структуры. Такие структуры названы вулcano-купольными. Они представляют собой разновидность зрелых очагово-купольных структур с массовым проявлением вулканизма на завершающем этапе развития.

В пределах Байкальского мегасвода намечается несколько вулcano-купольных структур (см. приложение), а именно: Тэшигская, расположенная в Северной Монголии в бассейне р. Эгин-Гол и закончившая свое развитие с массовым проявлением вулканизма в перми [Нагибина, Комаров, Бадамгарав, 1980]; Боргойская, вулканизм в которой закончился в начале юрского периода; Тайдутская, в пределах которой массовый вулканизм активно продолжался еще в юрское время. К подоб-

ным же образованиям относится и Тамирская вулcano-купольная структура, занимающая несколько необычное положение в структуре мегасвода. Расположена она на западном замыкании Малханского гранито-гнейсового вала, т. е. на периферии или даже за пределами Байкальского мегасвода, что совершенно не свойственно ОКС. Возможно, поэтому завершающий вулканизм и гранитоидный магматизм Тамирской вулcano-купольной структуры не сопоставляются ни по возрасту, ни по составу с вулканизмом других ОКС внутренних частей мегасвода. Намечающаяся асинхронность в проявлении завершающего этапа развития в вулcano-купольных структурах, которые к тому же извергали неидентичные по составу вулканические продукты, и объясняет те трудности, с которыми сталкиваются геологи при сопоставлении и корреляции верхнепалеозойских и мезозойских вулканитов. Представляется, что вулcano-купольные структуры являют собой наиболее активные структуры на завершающем этапе, а потому они меньше эродированы в сравнении с другими купольными структурами и в них, как правило, отсутствуют или почти отсутствуют гнейсированные и гранитизированные породы фундамента.

Приведенная выше чрезвычайно общая, но принципиальная схема эволюции купольных структур от гнейсовых куполов до ОКС типична для мегасводов, что указывает на существование определенного «технологического режима» зарождения, бурного развития и отмирания ОКС при гранито-сводовом тектогенезе.

Рассмотренная выше последовательная схема развития куполов сопровождается столь же последовательной эволюцией гранитоидного магматизма, который повторяется во всех зрелых ОКС. В недоразвитых куполах соответственно проявляется лишь эквивалентная часть магматизма. Вместе с тем каждая купольная и очагово-купольная структура имеет свои местные особенности, которые, в первую очередь, зависят от состава пород, подвергающихся гранитизации, от размера купольной структуры, интенсивности процессов гранитизации, зрелости очагово-купольных структур и других причин. Тем не менее общая направленность гранитоидного магматизма сохраняется во всех купольных структурах (см. рис. 2), представляя закономерно сменяющиеся во времени формационные серии.

В обобщенном случае гранитоидный магматизм начинается гнейсовой формационной серией, отвечающей фации средних давлений и являющейся исходной субстанцией для последующей мигматизации. Состав этой формационной серии отражает ее зависимость от состава первично-осадочных пород. Последующая мигматизация гнейсов ведет к появлению мигматит-гнейсо-гранитной формационной серии, в которой Ю. А. Кузнецов [1964] намечает два формационных типа: формация мигматитов амфиболитовой фации и формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитов. Конечным продуктом формации мигматитов амфиболитовой фации являются теневые мигматиты (небулиты), еще сохраняющие реликты теневых текстур субстрата. Теневые мигматиты могут переходить в гнейсо-граниты, которые обладают однородным составом, но сохраняют неясную гнейсовидность, указывающую на преобладание метасоматической гранитизации над анатектическим плавлением. Образование теневых мигматитов и гнейсо-гранитов завершает развитие гранито-гнейсового купола и намечает его переход в очагово-купольную структуру, когда метасоматическая гранитизация сменяется обширным анатексисом, а последний — палингенезом, что ведет к появлению больших масс гранитного расплава и образованию автохтонных и аллохтонных гранитов, знаменующих средний кульминационный этап развития очагово-купольной структуры. В это время образуются наиболее крупные гранитоидные массивы, слагающие диорит-гранодиорит-гранитную формационную серию, которая выделялась Ю. А. Кузнецовым как ряд батолитовых гранитоидных формаций. Диорит-гранодиорит-гранитная формационная серия включает довольно большое число

формационных типов, ибо конкретная формация практически в каждой очагово-купольной структуре имеет свои особенности, связанные с интенсивностью гранитообразования, масштабами проявления, соотношением различных пород вплоть до полного исчезновения некоторых разностей и т. д.

Гранитоидный магматизм завершающего этапа представлен эруптивными телами сиенит-граносиенит-лейкогранитной и щелочно-гранитоидной формационных серий, включающими большое многообразие конкретных магматических формаций, с многочисленными вариациями соотношений близких по составу пород. Намечается повышение общей щелочности и сиенитизации пород с переходом от пород нормальной щелочности до щелочных гранитов. Породы отмеченных формационных серий слагают почти во всех случаях эруптивные и, как правило, относительно небольшие массивы, вплоть до мелких штоков, а поэтому среди них обычны и мелкозернистые разности, указывающие на их становление в малоглубинных условиях. В отдельных случаях они сопровождаются вулканогенными образованиями. С указанными формационными сериями связана основная масса оруденения цветных, редких и благородных металлов мегасводов.

В некоторых мегасводах завершающим интрузивным магматизмом является ультращелочной магматизм, представленный нефелиновыми сиенитами и их производными. Образование нефелиносодержащих пород, по общему мнению, носит полигенный характер и связано либо с охлаждением магматических расплавов, либо с реакционным взаимодействием гранитной магмы с карбонатными породами. Помимо этого, нефелиносодержащие породы могут быть производными глубинных мантийных источников. Однако время их проявления всегда относится к наиболее поздним стадиям отмирания мегасводов, причем тяготеют они большей частью к зонам глубинных разломов.

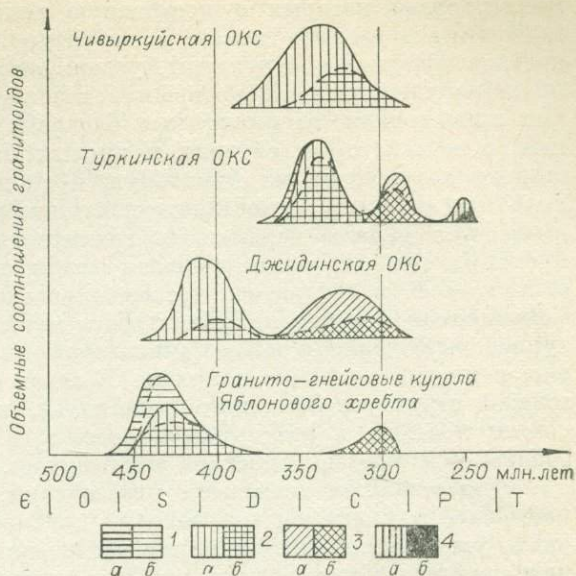
Рассмотренная генерализованная схема магматических формационных серий показывает, что разные формационные серии соответствуют разным уровням эволюции очагово-купольных структур. Начальному и кульминационному этапам свойственно перерождение магматических формаций и формационных серий, стоящих на низком уровне развития, в другие, стоящие на более высоком уровне эволюции, т. е. происходит постепенное перерождение низших магматических формаций в высшие. Все это подтверждает положение о том, что определенные геологические процессы сопровождаются соответствующими вещественными проявлениями, в данном случае определенными магматическими формациями, которые позволяют реставрировать былую структурно-геологическую обстановку. В этом отношении намеченный ряд формационных серий раскрывает новые возможности формационного анализа гранитоидов, позволяющего по типу магматических формаций судить о степени зрелости соответствующих купольных структур.

Кроме того, намеченный эволюционный ряд формационных серий гранитоидного магматизма в условиях несколько асинхронного развития конкретных купольных структур позволяет понять наличие разных, но синхронных магматических формаций в пределах одного мегасвода и, наоборот, появление однотипных, но разновозрастных формаций. Это обстоятельство вносит существенные коррективы в распространенное мнение об одновозрастности однотипных магматических формаций на обширных территориях, относимых к одновозрастным складчатым системам. В тех случаях, когда такие системы перерождаются в мегасводы, может оказаться, что для гранитоидных формаций одного формационного типа существуют скользящие возрастные границы, а потому не исключено, что в разных очагово-купольных структурах одновременно будут формироваться разные магматические формации (рис. 8).

Как уже отмечалось, фанерозойский гранито-сводовый тектогенез, приведший к образованию Байкальского мегасвода, охватил не только область каледонид, но и распространился в Байкальской горной области

Рис. 8. Последовательность и асинхронность образования гранитоидных формационных серий в купольных структурах Байкальского мегасвода.

Формационные серии гранитоидов: 1 — мигматит-гнейсо-гранитная: мигматиты (а), гнейсо-граниты и гранито-гнейсы (б); 2 — диорит-гранодиорит-гранитная: тоналиты, диориты, гранодиориты, адамеллиты, монзониты (а), граниты (б); 3 — сиенит-граносиенит-лейкогранитная: сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты (а), граниты (б); 4 — щелочно-гранитоидная: щелочные сиениты (а), щелочные граниты (б).



на докембрийскую складчатость Западного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий, где он активизировал и регенерировал ранее заложённые купольные структуры. Регенерация краевых гранито-гнейсовых валов северо-западного

периферийного ограничения мегасвода, включающего Западно-Хамардабанский, Приморский, Аkitканский, Чуйский, Тонодский, а также Непский гранито-гнейсовые валы, как правило, не превышала ранее достигнутого уровня, а поэтому не сопровождалась какими-либо структурными или вещественными преобразованиями. Однако это воздействие вполне однозначно фиксируется при определении возраста пород К — Ar-методом, показывая устойчивое омоложение пород в пределах 450—350 млн. лет (см. рис. 1). К центру мегасвода степень гранито-сводового тектогенеза нарастала, сопровождаясь возрастающей степенью преобразования ранее существовавших купольных структур. Так, в мамской кристаллической серии, слагающей мигматитовые купола, их регенерация привела к нарастанию мигматизации и образованию пегматитов в палеозойское время [Великославинский и др., 1962; Соколов, 1965].

Несколько юго-восточнее, т. е. ближе к каледонской эвгеосинклинальной зоне, преобразование древних купольных структур более существенно. Здесь древние купольные структуры, формировавшиеся на докембрийском фундаменте, в палеозое эволюционировали до перерождения их в очагово-купольные структуры, как, например, Конкудеро-Мамаканская и Тельмамская. Однако, превратившись в очагово-купольные структуры, они не достигли зрелого состояния, и их развитие остановилось на средней кульминационной стадии. Подобные же очагово-купольные структуры с незаконченным циклом развития есть и в других районах Байкальского мегасвода, в частности в Хамар-Дабане и в Баргузинском хребте. В структурном отношении они тяготеют к краевому геантиклинальному поднятию каледонид.

В эвгеосинклинальной зоне каледонид купольные структуры прошли законченный цикл развития с проявлением дополнительного остаточного гранитного магматизма. Вместе с тем в Байкальском мегасводе как в зоне каледонид, так и за ее пределами, есть площади, которые на фанерозойский гранито-сводовый тектогенез реагировали как стабильные участки, сохраняющие докембрийскую структуру и метаморфизм. К ним относится Бодайбинский синклиниорий, образовавшийся в позднем протерозое и уцелевший в течение всего фанерозоя. В его обрамлении были активизированы и регенерированы купольные структуры, а в пределы синклинория проникали лишь небольшие тела гранитов, как, например, граниты Константиновского штока. Неизменными остались структуры Муйской, Гаргинской и Амалатской глыб (см. приложение), сложенные высокометаморфизованными архейско-нижнепротерозойскими образова-

ниями, среди которых существенную роль играют различные гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы. В структуре этих глыб также намечаются древние купольные структуры, усложненные многочисленными разрывными нарушениями, по которым в течение их длительного существования происходили неоднократные блоковые подвижки, внедрение основных, а в некоторых случаях и кислых интрузий, что в значительной степени затушевало их купольную природу. Тем не менее эти глыбы являются древними участками континентальной коры, которые еще в протерозое начали испытывать гранитизацию. Впоследствии она была приостановлена, и упоминавшиеся глыбы сохранились как жесткие массивы во всей последующей чрезвычайно сложной геологической истории. Современная структура Байкальского мегасвода, нашедшая морфоструктурное выражение в виде Байкальской горной области, была заложена еще в первой половине палеозоя. В связи с этим встает вопрос о мезозойской структуре Западного Забайкалья, возникшей, как считали еще совсем недавно, в результате мезозойской или верхнепалеозойско-мезозойской тектономагматической активизации.

Существенным элементом мезозойской структуры Байкальской горной области являются мезозойские континентальные впадины, которые давно уже привлекают внимание исследователей, а потому их внутренняя структура, состав, возраст, фациальное расчленение и угленосность выполняющих отложений достаточно хорошо изучены и освещены в многочисленных публикациях. Однако структурное положение впадин, а также их генезис до сих пор являются предметом оживленной дискуссии.

Наиболее длительную историю имеет представление о блоковой природе мезозойских впадин, убежденным сторонником которого был В. А. Обручев [1929]. Поэтому мезозойскую структуру Селенгинской Даурии он рассматривал как чередование горстов и грабен. В силу кажущейся простоты гипотеза получила большое распространение, и сейчас еще имеет своих приверженцев [Очиров и др., 1965; Налетов, 1966; Булнаев и др., 1975; Очиров, 1976].

Вместе с тем гипотеза блоковой природы мезозойской структуры Забайкалья еще раньше стала встречать возражения, ибо не объясняла многих явлений мезозойской тектоники. Так, видный исследователь Забайкалья Н. А. Флоренсов [1947] рассматривал происхождение мезозойских впадин и разделяющих их хребтов в связи с поверхностно выраженной широкой и пологой складчатостью, в результате которой возник сложный комплекс линейных складок значительного радиуса кривизны. При этом антиклинальные поднятия выступают в качестве положительных рельефообразующих элементов — хребтов, а синклиналильные прогибы — в качестве впадин. Развивая эти представления, Н. А. Флоренсов [1960] отмечал, что тектоническая основа мезозойских сводов имеет до-мезозойскую природу, унаследованно сохранившуюся и в мезозое, и в современном рельефе Западного Забайкалья. Эти положения получили в настоящее время достаточно убедительные подтверждения и имеют в конечном итоге чрезвычайно важное значение для понимания мезозойской структуры Забайкалья и его современного рельефа.

Интересные положения выдвинул и Е. В. Павловский [1948а], который полагал, что в Прибайкалье и в Забайкалье с середины мезозойской эры начал проявляться аркогенез, с которым связано образование впадин и сопряженных с ними поднятий как отражение геоморфологически выраженной линейной складчатости.

Большое внимание сводовым поднятиям уделял К. В. Боголенов [1967] при рассмотрении мезозойской тектоники Сибири. Им выделялся забайкальский тип сводовых поднятий. К ним относилась Яблоново-Становая область, которая в мезозойское время представляла собой морфологически выраженное поднятие с блоковым расчленением на системы протяженных линейно вытянутых горстовых поднятий и опусканий. Подобных же взглядов придерживался и В. А. Соловьев [1968], выделяя

ший Селенгино-Витимо-Ингодинское поднятие, мезозойскую структуру которого определяет блоковая тектоника. По его мнению, она находит четкое выражение в рельефе, где горсты представлены хребтами, а грабены — межгорными впадинами. Поэтому разломам отводится ведущая роль при формировании мезозойской структуры Забайкалья.

Несколько иной точки зрения на сводовые структуры придерживается Л. И. Салоп [1967]. Исследователь полагает, что только с середины юрского периода на большей части Байкальской складчатой области, а также Восточного Саяна и Станового хребта возникло Саяно-Становое сводовое поднятие; южнее располагалась широкая Витимо-Селенгинская зона глыбово-складчатых структур, основу которой составляли складки большого радиуса кривизны, осложненные впадинами и поднятиями, в структурном отношении представлявшими собой грабен-синклинали и горст-антиклинали.

Даже краткий обзор существующих представлений о природе, образовании и структурном положении мезозойских впадин Западного Забайкалья наглядно отражает множество разных решений этой проблемы, которая и сейчас остается остро дискуссионной. Вместе с тем предположение о формировании Байкальского мегасвода в результате массовой гранитизации, сосредоточенной в купольных и очагово-купольных структурах, меняет понимание природы мезозойских впадин, ибо и положение, и происхождение мезозойских впадин определяется гранито-сводовым тектогенезом и связано с развитием купольных структур.

Очагово-купольные структуры слагают внутреннюю часть мегасвода, в то время как гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, почти непрерывно обрамляющие по периферии Байкальский мегасвод, образуют краевые гранито-гнейсовые валы. Совокупность купольных и очагово-купольных структур, а также краевых гранито-гнейсовых валов и составляет генеральную инфраструктуру Байкальского мегасвода (см. приложение), которая определяет положение мезозойских впадин.

Мезозойские впадины располагаются в южной части Байкальского мегасвода, известной как Селенгино-Витимское поле мезозойских впадин, представлявшее, по мнению Н. А. Флоренсова [1947, 1960], обширную пологую Селенгино-Витимскую депрессию, в строении которой принимали участие линейные своды и прогибы. Аналогичную структуру для мезозойского времени наметил здесь и Е. В. Павловский [1948], выделивший Селенгино-Витимский синклиниорий в обрамлении сводовых поднятий. Эти высказывания отражают общую направленность эпейрогенических колебательных движений в этом регионе с конца ранней юры до начала мела. Действительно, вся территория намеченного Селенгино-Витимского поля мезозойских впадин испытала общее опускание, вследствие чего в межкупольных прогибах, а вернее, в межкупольных седловинах, представлявших собой морфологические выраженные отрицательные формы рельефа, происходило накопление осадочных и осадочно-вулканогенных образований, консервировавших межкупольные прогибы, которые возникли задолго до этого. В то же время, например, в Северо-Байкальском нагорье и в Средне-Витимской горной стране, где купольные структуры также выступали в виде положительных форм рельефа, а межкупольные провесы в виде межгорных седловин, не происходило общего опускания, а потому в них не произошло накопления мезозойских осадков, хотя межкупольные провесы уже в домезозойское время сформировались здесь как межкупольные депрессии.

Общее опускание в мезозойское время началось с Джидинской горной страны, а затем медленно распространилось на восток. Произошло постепенное смещение с запада на восток мезозойского впадинообразования, однотипного осадконакопления и вулканизма, получившее название волновой миграции тектонических процессов и магматизма [Комаров, 1976; Скобло, 1969]. Волновая миграция сопровождалась и другим, как теперь выясняется, вполне закономерным явлением, а именно: расщеплением и рассредоточением впадинообразования по межку-

польным пространствам вследствие относительно большего опускания центральных и восточных частей этого региона. В Джидинской горной стране (см. приложение) начинается наиболее протяженная ветвь впадин, которая следует через Гусиноозерскую и Иволгино-Удинскую впадины, до р. Витим, затем в виде разобитых мелких впадин по долине Витима протягивается еще далеко на северо-восток почти до устья р. Каренга. В районе Гусино озера от нее отделяется Тугнуйско-Кондинская ветвь, представленная Тугнуйской, Кижингино-Кудунской, Мохейской, Верхне-Кондинской и Ушмунской впадинами. От Удинской впадины отходит и Курбинская впадина, на направлении которой много восточнее расположена Зазинская впадина, переходящая в Бутуйскую, а затем в серию мелких впадин по долине Бол. Амалата.

На приводимой схеме размещения мезозойских впадин в структуре Байкальского мегасвода (см. приложение) отчетливо видно, что все мезозойские впадины, за исключением лишь нескольких наложенных грабенов, располагаются в межкупольных провесах. Подобное же структурное положение впадин намечается и по обрамлению краевых гранито-гнейсовых валов. Одна из ветвей впадин всегда следует по их внешнему юго-восточному обводу. Там, где последние кулисообразно заходят друг за друга, ветви мезозойских впадин переходят с внешнего обвода на внутренний. Так, Селенгино-Хилокская ветвь впадин обрамляет внешний склон Бутэлин-Нурского и Заганского гранито-гнейсовых валов. Далее на восток она уже ограничивает внутренний склон краевого Яблонового гранито-гнейсового вала. Ту же схему имеет и Чикой-Ингодинская ветвь, которая с внешнего обвода Малханского и Яблонового гранито-гнейсовых валов переходит на внутренний обвод гранито-гнейсового вала хр. Черского. Во всех этих случаях впадины располагаются только в межкупольных пространствах, следуя вдоль обрамления периферийных гранито-гнейсовых валов.

Все отмеченные системы впадин имеют северо-восточное направление, подчиненное генеральному направлению южной части Байкальского мегасвода, и только в Джидинской горной стране, где меняется направление вытянутости купольных структур, меняется и направление ориентировки впадин. Вместе с тем существуют впадины, не вписывающиеся в упомянутые генеральные направления мезозойских систем, так как имеют иное, «поперечное», направление. Однако и в этом случае они располагаются в межкупольных пространствах, разграничивая соседние купола. К ним относятся небольшие по размерам Кижя-Горхонская, Брянская и Бойцевская впадины, разделяющие Цаган-Дабанскую и Дашабылкинскую очагово-купольные структуры. Такой же впадиной является Сарантская, расположенная между Цаган-Хуртэйской и Тайдутской купольными структурами. Поперечные, т. е. имеющие северо-западное или субмеридиональное направление, впадины в более позднее время были вовлечены в поднятия, а потому не все они находят отражение в современном рельефе.

Кроме межкупольных впадин, к которым относится подавляющее большинство мезозойских впадин Западного Забайкалья, здесь имеются типичные наложенные грабены, рассекающие купольные структуры. Такой структурой является Илькинская впадина, представляющая собой систему грабенов, которые в плане имеют ступенчатое расположение. Илькинская впадина почти по центру рассекает Дашабылкинскую купольную структуру (см. рис. 18). Выполнена она конгломератами и трахитовыми раннемелового возраста, которые в западной части впадины перекрывают средне-верхнеюрские кислые вулканы. К подобным же грабенам относится и Туркинская впадина, пересекающая Туркинскую очагово-купольную структуру (см. рис. 16, 17).

Илькинский и Туркинский грабены располагаются в зонах широтных глубинных разломов. Наиболее крупной грабеновой структурой подобного типа является Зазинская впадина и ее восточное продолжение, названное Бутуйской впадиной. Эта система впадин протягивается на

150 км при наибольшей ширине впадины 12 км. Впадины ограничены крупными разломами и выполнены нижнемеловыми отложениями, мощность которых достигает 2000 м.

Приведенный выше обзор положения мезозойских впадин показывает, что все они, за единичным исключением паложженных грабен, структурно располагаются в межкупольных седловинах, что и дает основание относить их к межкупольным депрессиям. Ведущую роль в их образовании играют опережающий рост и воздымание купольной структуры по отношению к межкупольным пространствам. Накопление же мезозойских осадков в межкупольных понижениях отмечается в Селенгино-Витимском секторе, где во вторую половину мезозоя произошло общее опускание.

Роль разломной тектоники в образовании впадин остается весьма существенной, ибо она сопровождала рост куполов и проседание межкупольных седловин, а потому наиболее активно проявилась в зоне их сочленения, усиливая контрастность вертикальных движений и соответственно контрастность рельефа. Роль вертикальных перемещений по разломам в бортах впадин стала превалировать во второй половине мезозоя, когда существенно уменьшилась активная составляющая роста куполов. Однако, когда считают, что мезозойская структура Западного Забайкалья представляет собой сочетание горстов и грабен, то роль разломной тектоники, несомненно, преувеличивают. В действительности же даже внутреннее строение впадин чрезвычайно разнообразно с различной ролью в их оформлении разломной тектоники. Здесь и небольшие пологие мульды, и многочисленные их варианты, усложненные разломами, и сложные сочетания пологих синклиналий структур с разломами вплоть до односторонних грабен-синклиналей, ступенчатых грабен-синклиналей и типичных грабен. Разломная тектоника сопровождала образование не только межкупольных впадин, но и купольных структур в виде радиальных и дуговых систем разломов.

Различна роль и крупных региональных разломов как диагональной, так и ортогональной систем. Северо-восточные разломы выступают ведущими в определении направления мезозойских впадин, глубинные разломы широтного направления в сочетании с северо-западными региональными разломами определяют положение центров гранитизации. По некоторым разломам широтного направления в меловое время образовались наложенные на купольные структуры грабены, такие как Туркинский, Илькинский и Зазинский.

Вместе с тем межкупольная природа мезозойских впадин отрицает наличие горстов в структуре Байкальского мегасвода, ибо разделяющие впадины поднятия представляют собой не горсты, а купольные и очагово-купольные структуры, лишь усложненные по периферии элементами горстовой тектоники или аркогенными надвигами. Сливаясь, а в некоторых случаях вовлекая в поднятия межкупольные пространства, купольные структуры образуют морфологически выраженные горные хребты.

К типичным горстам здесь могут быть отнесены только небольшие блоки, расположенные непосредственно в мезозойских впадинах. К ним, например, относится поднятие Тугнуйского хребта, получившее название Тугнуйского клина, расположенного в одноименной впадине. Подобные же поднятия есть и в других впадинах, однако во всех случаях это мелкие усложняющие структуры второго порядка по отношению к впадинам, которые практически не играют какой-либо существенной роли в общей мезозойской структуре региона, тем более, что их образование скорее связано с кайнозойской историей региона. Кайнозойский рифтогенез, который сопровождается образованием крупных наложенных грабен, представляет собой самостоятельный этап, не связанный с предыдущей фанерозойской историей Байкальского мегасвода. Образование Байкальской рифтовой системы, территориально смещенной к северу от Селенгино-Витимского поля мезозойских впадин, в какой-то мере отражается на мезозойских структурах активизацией перемещений по раз-

ломам. Вследствие этого усиливаются элементы грабенного строения в междупольных впадинах и появляются внутривпадинные горсты, однако и кайнозойские движения не приводят к образованию горстов, сопоставимых с мезозойскими впадинами. Вместе с тем отмечается, что и наложенные рифтогенные структуры в какой-то мере подчиняются структуре мегасвода, ибо наиболее значительные из них, такие как Байкальская, Тункинская и Хубсугульская, располагаются по его периферии, а другие более мелкие впадины — Баргузинская, Нижне-Ангарская, Муйская, — хотя и располагаются внутри мегасвода, но тяготеют к междупольным пространствам (см. приложение).

Рост куполов и их перерождение из гнейсовых в гранито-гнейсовые, а затем и в очагово-купольные структуры сопровождаются местным уплотнением пород, увеличением напряжений сжатия, ведущих к появлению по периферии куполов аркогенных надвигов, теоретическое обоснование которых было разработано В. Н. Даниловичем [1960, 1963].

Локальные надвиговые структуры внутренних областей Байкальского мегасвода обнаруживают прямые генетические связи с очагово-купольными структурами. Так, кристаллические породы хр. Улан-Бургасы надвинуты на мезозойские отложения по северо-западному борту Иволгино-Удинской впадины. Надвиговые структуры с зонами милонитов отмечаются по северо-западному и юго-восточному подножию Заганского хребта, который представляет собой цепочку гранито-гнейсовых куполов. Аркогенные надвиги гранито-гнейсовых куполов уже получили освещение в литературе [Гладков и др., 1967; Шевченко, 1974] и закартированы нами при изучении структуры Заганского гранито-гнейсового купола. Их описание будет приведено в главе 4 при рассмотрении этого купола (см. рис. 9). По данным В. Г. Гладкова и др. [1967], гранито-гнейсы по р. Хохюрта надвинуты на верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы хилокской свиты. Амплитуда надвига не превышает 1 км. Следует отметить срезание краевой части надвига по р. Хохюрта более поздним вертикальным нарушением. Подобные явления, во многих случаях маскирующие надвиговые структуры в бортах мезозойских впадин, видимо, далеко не единичны.

Надвиговые структуры отмечаются в обрамлении Боргойской впадины, прослеживаются по сочленению Тарбагатайской впадины с Яблоновым гранито-гнейсовым валом. Серия надвигов наблюдается по южному борту Усть-Селенгинской и Итанцинской впадин от пос. Посольска до пос. Турунтаево. Следует только заметить, что среди надвиговых структур лишь в относительно редких случаях происходит надвигание кристаллического аллохтона на осадочные отложения мезозоя. Упомянутые выше случаи надвигов в Хилокской, Иволгино-Удинской, Боргойской, Тарбагатайской, Чикойской впадинах, а также хорошо известные Ангарский и Посольский надвиги относятся именно к этой наиболее ярко выраженной категории, когда кристаллическое основание надвинуто на осадочный мезозой. Однако надвиговые структуры подножия развиваются главным образом в кристаллическом основании купольных структур во время их активного роста. В связи с этим отмечающиеся многими геологами зоны милонитов вдоль подножий гранито-гнейсовых валов в бортах мезозойских впадин скорее всего и являются отражением надвиговых структур.

Мезозойская структура Байкальского мегасвода находит прямое отражение в современном рельефе. В связи с этим возникает вопрос о древности унаследованного рельефа Байкальской горной области от интрасруктуры Байкальского мегасвода. Формирование последней практически приходится на первую половину палеозоя, ибо именно в то время здесь имели место наиболее активные процессы метаморфизма и гранитизации. Почти все возникшие при этом купола сохранили свою морфоструктуру до настоящего времени. Поэтому Байкальская горная область, являющаяся морфологическим выражением постгеосинклинального Байкальского мегасвода, в течение почти всего фанерозоя отражала

те генеральные черты рельефа, которые сохранились и сейчас, за исключением зоны Байкальского рифта, переработанной рифтогенными структурами кайнозоя. Образование же мезозойских впадин в Западном Забайкалье (исключение составляют наложенные грабены) связано с ростом купольных структур Байкальского мегасвода, что и определяет их структурную приуроченность к межкупольным провесам, а потому они могут быть названы межкупольными впадинами. Больше того, все, что до недавнего времени считалось связанным о тектономагматической активизацией Западного Забайкалья, а именно: образование мезозойских континентальных впадин, проявление внегеосинклинального магматизма в поднятиях и эффузивного во впадинах — в действительности представляет собой естественный завершающий этап, заканчивающий развитие и оформление инфраструктуры Байкальского мегасвода. Длительная унаследованность структурного плана мегасвода указывает на направленную эволюцию гранито-сводового тектогенеза, свойственного всем мегасводам. Таким образом, верхнепалеозойская и мезозойская тектономагматическая активизация Западного Забайкалья представляет собой не что иное, как завершающий этап фанерозойского гранито-сводового тектогенеза, который привел к образованию Байкальского мегасвода.

ГЛАВА 4

КУПОЛЬНЫЕ И ОЧАГОВО-КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕГАСВОДА

Купольные и очагово-купольные структуры являются теми типоморфными структурными элементами мегасвода, которые определяют его инфраструктуру, общую направленность развития, а в конечном итоге сущность гранито-сводового тектогенеза. Общее число очагово-купольных структур в пределах Байкальского мегасвода более 70, а количество гнейсовых, мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов периферийного-гранито-гнейсового пояса приближается к 60.

Рассматривается несколько купольных структур, развитие которых остановилось на разных стадиях эволюции. Хотя каждая купольная структура имеет свои индивидуальные черты, проявленные в строении и магматизме, все они развиваются по единой принципиальной схеме от гнейсового купола до зрелой очагово-купольной структуры, последовательно проходя через стадию мигматитового и гранито-гнейсового купола. Общую эволюцию купольных структур можно проследить на примере Заганского гранито-гнейсового купола, являющегося составной частью Заганского краевого гранито-гнейсового вала; Конкудеро-Мамаканской недоразвитой ОКС, эволюция которой прекратилась на кульминационном этапе; Бом-Горхонской, Ангырской, Туркинской и Дашабылкинской зрелых ОКС. К этой же категории структур относится и Цаган-Дабанская ОКС, отличающаяся от других массовым становлением пород сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии. Кратко рассмотрена Тайдутская вулcano-купольная структура с интенсивным проявлением мезозойского вулканизма.

Заганский гранито-гнейсовый купол является одним из куполов Заганского краевого гранито-гнейсового вала, который с юга обрамляет Байкальский мегасвод и находит орографическое выражение в виде одноименного горного хребта. Хребет этот имеет пологие очертания, субширотное направление и с юга и с севера ограничен мезозойскими впадинами (см. приложение). У подошвы его склона почти по всему периметру вала прослеживаются метаморфизованные и раскристаллизованные вулканогенные образования. По южному склону это преимущественно кислые туфы, которые, несмотря на раскристаллизацию, прекрасно со-

хранили рисунок былой флюидалности. Среди кислых вулканитов отмечаются прослой эффузивов среднего состава мощностью обычно в несколько метров или в первые десятки метров. Количество их в разных сечениях непостоянно, однако они всегда занимают резко подчиненное положение. На северном склоне доля основных эффузивов увеличивается, и они слагают прослой мощностью уже в сотни метров среди кислых вулканитов. Возраст вулканогенной толщи до сих пор не определен. Наиболее высокометаморфизованные и гранитизированные породы, превращенные в гранито-гнейсы и гнейсы, относят к малханской серии верхнего архея — нижнего протерозоя или к коротковской толще верхнего протерозоя, а менее метаморфизованные разности — к катаевской толще венда — нижнего кембрия. Часть основных эффузивов, претерпевших изменения, но сохранивших былую структуру, на некоторых картах показаны или нижнекембрийскими, или даже пермскими образованиями. Исследования убедили нас, что описываемые вулканиты представляют собой единую толщу с преобладающим составом кислых пород и подчиненным количеством средних и основных, соотношение которых не остается постоянным в разных сечениях структуры.

Относительно возраста вулканогенной толщи можно лишь утверждать, что это допермские образования, ибо вулканиты алентуйской свиты, в которой обнаружена верхнепермская флора, не испытывают метаморфизма и не подвергаются гранитизации, хотя непосредственно контактируют с рассматриваемыми гранитизированными вулканитами. Вместе с тем метаморфизм и гранитизация вулканитов, относимых к малханской толще, сопоставимы с нижнекембрийскими вулканитами олдындинской свиты, развитой на Витимском плоскогорье. Ввиду меньшей гранитизации в Заганском куполе больше сохранились гнейсы, гранито-гнейсы, теневые граниты, которые в очагово-купольных структурах центральных частей мегасвода претерпели дальнейшую гранитизацию с превращением в массивные автохтонные и аллохтонные гранитоиды. Поэтому возраст древней вулканогенной толщи Заганского хребта, именуемой малханской, коротковской, катаевской и пр., вполне может отвечать венду — раннему кембрию и сопоставляться с олдындинской вулканогенной свитой Витимского плоскогорья. В то же время выше уже отмечалось, что при подобных сопоставлениях вулканизма разных купольных структур мегасвода следует быть осторожным ввиду некоторой асинхронности и специфики развития конкретных купольных структур. Аналогичный случай имеет место и здесь. Так, малханская серия высокометаморфизованных и гранитизированных пород выделяется не только в Заганском, но и в Малханском, Безымянном, Яблоновом хребтах и хр. Черского, однако только в Заганском хребте первичным субстратом для них служат вулканогенные образования, во всех же остальных случаях они преобразуют нормально-осадочные породы, включающие карбонатные осадки и редко маломощные прослой метаэффузивов основного состава. Таким образом, описываемые древние вулканогенные образования участвуют в строении купольных структур только Заганского гранито-гнейсового вала, накладывая определенный отпечаток на их своеобразие.

Строение куполов Заганского гранито-гнейсового вала относительно простое. Во всех пересечениях наблюдается одна и та же картина постепенного нарастания гранитизации от подошвы купола к его центральным частям, от метаморфизованных вулканитов, подвергающихся гранитизации, до темных гранитов с неясными директивными текстурами.

На рис. 9 приведена структурная схема Заганского купола, размеры которого составляют 120×30 км. Залегające по его периферии вулканогенные образования имеют углы падения $10-30^\circ$ от центра купола, и только у подошвы купола, где интенсивно проявлена дизъюнктивная тектоника в виде аркогенных надвигов, сбросов, сдвигов, элементы залегания вулканитов осложняются. В целом же Заганская структура имеет форму простого пологого купола, осложненного дочерними

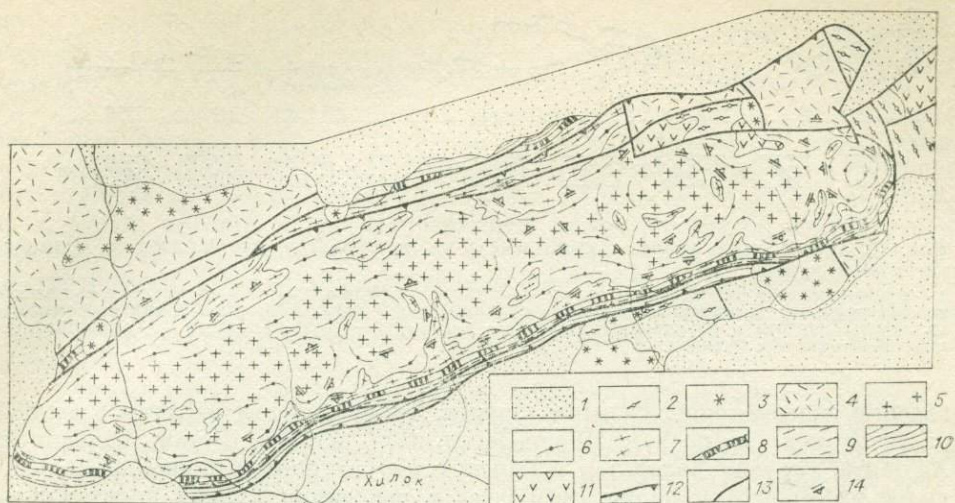


Рис. 9. Схема строения Заганского гранито-гнейсового купола. Составили Ю. В. Комаров, А. А. Белоголовкин, Н. В. Рудых [1982].

1 — вулканогенно-осадочные отложения (MZ); 2 — калишпатизированные основные вулканиты с переходами в порфиробластические монзониты, 3 — щелочные граниты, 4 — вулканиты (PZ₃ — MZ₁); 5 — теневые граниты, 6 — гранито-гнейсы, 7 — гнейсы, 8 — разгнейсованные кристаллические сланцы, 9 — биотит-кварцполевошпатовые сланцы по кислым туфам, 10 — раскристаллизованные кислые туфы с сохранившейся теневой текстурой бывлой флюидалности, 11 — измененные основные вулканиты (PR₃ — PZ₁); 12 — аркогенные надвиги; 13 — разломы; 14 — элементы залегания пород.

куполами. Последние имеют правильные изометричные формы, а размеры их колеблются от 8 до 15 км. Элементы гнейсовидности всегда повторяют былую слоистость и флюидалность.

Купол по периферии в зоне сочленения его с межкупольными впадинами — Сухаринской и Тугнуйской на севере, Хилокской — на юге — ограничен дизъюнктивными нарушениями типа аркогенных надвигов, редко поддвигов, сбросов, сдвигов. Сбросы и сдвиги являются типичными нарушениями зоны сочленения купола с межкупольными впадинами. По зонам разломов с гранитизированными породами купола контактируют верхнепермские вулканиты алентуйской свиты, а также мезозойские вулканогенные образования. В зонах разломов породы интенсивно перемяты, катаклазированы и мионитизированы. Мощность зон катаклаза — от первых десятков до первых сотен метров. Довольно часто по зонам катаклаза отмечается интенсивная калишпатизация пород. При этом более глубоким метасоматическим преобразованиям подвергаются древние метаморфические породы. В тех случаях, когда они представлены породами основного и среднего состава — амфиболитами или метавулканитами, они превращаются в не выдержанные по структуре, составу и цвету монзониты, иногда с крупными порфиробластами (до 3 см) калиевого полевого шпата. Дальнейшая полевошпатизация намечает переход монзонитов в биотит-роговообманковые порфиробластические сиениты. К обрамляющим купол разломам тяготеют поля верхнепермских и нижне-мезозойских вулканитов, а также щелочных гранитов. Кроме того, к зонам этих же разломов в Хилокской впадине приурочены излияния юрских трахибазальтов и зоны низкотемпературного окварцевания с халцедоновидным кварцем. Все это указывает на длительную и активную роль разломов в обрамлении Заганского гранито-гнейсового купола.

Типичными дизъюнктивными структурами для Заганского купола являются аркогенные надвиги, описанные в свое время В. Н. Даниловичем [1960], В. Г. Гладковым и др. [1967] и другими исследователями, которые установили мезозойский возраст надвигообразования и определили амплитуды смещений, достигающие 1—3 км. Проведенные нами работы показали более сложное строение краевых надвиговых зон, в которых наряду с молодыми присутствуют и более древние надвиги, зале-

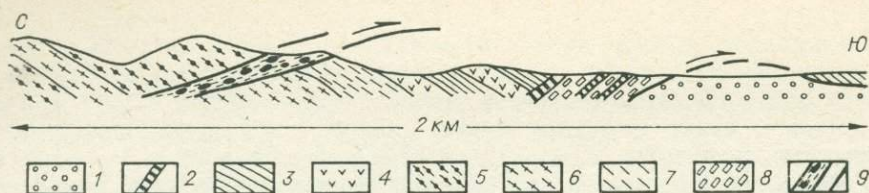


Рис. 10. Поперечный разрез надвиговой зоны в южной части Заганского гранито-гнейсового купола.

1 — вулканогенно-осадочные отложения; 2 — дайки микродиоритов; 3 — раскристаллизованные кислые туфы; 4 — измененные основные вулканиты; 5 — рассланцованные гранитизированные вулканиты кислого и основного состава; 6 — гнейсы; 7 — гранито-гнейсы; 8 — калишпатизация; 9 — надвиги с будинажем.

гающие гипсометрически выше первых. Такие надвиги развиты в южной части купола по речкам Нарин-Заган, Бол. и Мал. Гутай, Шибертуй, Хахюрта, где они находятся в близком структурном положении с молодыми мезозойскими надвигами. Здесь в основании купола кристаллические сланцы и раскристаллизованные кислые туфы по молодому пологому фронтальному нарушению надвинуты с амплитудой до 1 км (рис. 10) на породы хилокской свиты позднеюрского возраста. Породы в зоне надвига интенсивно катаклазированы и милонитизированы, в них отмечаются согласные с плоскостью главного шва сместителя дайки микродиоритов, многочисленные жилы и прожилки низкотемпературного халцедоновидного кварца, флюоритовая минерализация, интенсивно проявлена калишпатизация, которая накладывается как на тектониты, так и на дайки микродиоритов. Анализ имеющихся в зоне надвига линейно ориентированных структурных элементов свидетельствует о перемещении аллохтона в юго-западном направлении по азимуту 200—210°.

В 800 м от описанного надвига наблюдается другая надвиговая структура с широко проявленным в ее зоне дислокационным метаморфизмом, что указывает на ее формирование в более ранний домезозойский этап развития гранито-гнейсового купола. Надвиг приурочен к пачке гранитизированных основных и кислых вулканитов, в которых имеются маломощные прослои разгнейсованных туфов кислого состава, линзы и жилы пегматоидных и аплитовидных гранитов и метаморфогенного кварца. Этот надвиг имеет волнистую почти горизонтальную поверхность и под небольшими углами погружается в сторону центральных частей купола. Основные и кислые вулканиты в его зоне интенсивно рассланцованы, перемяты и милонитизированы, в них развит целый комплекс линейно ориентированных структурных элементов, характеризующих пластичное перемещение пород, в частности будинаж, складки волочения, линейная ориентировка минералов. Будинажу подвергаются преимущественно гранитизированные туфы кислого состава, жилы аплитовидных и пегматоидных гранитов и метаморфогенного кварца. Кроме того, в будинажах, размером 8—10 м по большой оси и 2—3 м по малой, появляются экзотические массивные крупнозернистые сиениты, коренных обнажений которых в этом районе не установлено. Будины разного состава залегают в плоскостях рассланцевания с азимутом падения большой оси 70° при угле 10—15°. Многочисленные складки волочения обычно опрокинуты к югу, а их шарниры ориентированы в большинстве случаев по азимуту 75—80°. Все эти структурные элементы указывают на движение материала в аллохтоне в южном направлении в сторону Хилокской впадины по азимуту 160—170°. Таким образом, устанавливается разный план смещений в изученных надвигах, разное время их проявления, но близкое пространственное положение. Аналогичные надвиговые структуры имеют место и вдоль северной окраины Заганского гранито-гнейсового купола. Останавливаться на их характеристике нет необходимости. Следует лишь отметить, что все они отражают общую динамику процесса куполообразования, протекавшего с приращением

объема пород при гранитизации, который в краевых частях купольных структур реализовался в виде надвигов в определенные этапы их развития.

Во внутренних частях купола разрывные нарушения уже не играют такой роли, и здесь структурная картина определяется элементами купола и осложняющими его выступами и провесами кровли. Структура купола отчетливо определяется не только по элементам залегания гнейсовидности, которая повторяет элементы залегания былой слоистости и флюидалности вулканитов, но и по степени гранитизации субстрата. Гранитизация повсеместно постепенно нарастает от периферии купола к его центральному частям, причем состав образующихся метаморфических и ультраметаморфических пород зависит от состава исходного субстрата.

Кислые вулканиты на периферии купола подвергаются раскristализации с образованием хлорит-кварц-полевошпатовых или серицит-кварц-полевошпатовых сланцев с сохранившейся текстурой былой флюидалности. Под микроскопом бывшая флюидалность проявляется в чередовании тонких миллиметровых полосок, сложенных то преимущественно кварцем, то преимущественно калишпатом, в котором присутствуют чешуйки хлорита и серицита. В породе повсеместно встречаются участки с гранобластовыми структурами. Дальнейшее нарастание метаморфизма и раскristализации ведет к появлению биотита, сначала в виде очень мелких чешуек, размеры которых постепенно увеличиваются, при этом происходит их перераспределение в виде неясных линзовидных сосредоточений, и порода принимает гнейсовидный облик. Одновременно происходит укрупнение зернистости и разрастание участков с гранобластовыми структурами. Дальнейшая гранитизация ведет лишь к укрупнению зернистости пород, появлению блоков с крупнозернистым строением и немногочисленных выплавок, в том числе и пегматитов кварц-полевошпатового состава, иногда с биотитом. Укрупнение зернистости пород сопровождается постепенным исчезновением гнейсоватости и возникновением массивной текстуры. Породы переходят в гнейсо-граниты, в которых бывшая гнейсовидность еще отчетливо сохраняется. Конечным продуктом являются теньевые биотитовые граниты с неясной директивной текстурой, которая наследует гнейсовидность, а последняя, в свою очередь, как уже отмечалось, повторяет былую слоистость и флюидалность первичных вулканитов.

Таким образом, раскristализация и гранитизация кислых вулканитов происходит постепенно с увеличением зернистости пород, с постепенным замещением структур флюидалности структурами гнейсовидности, а последних — директивными и массивными гранобластовыми структурами. По сути дела, гранитообразование в этом случае связано лишь с постепенной раскristализацией вулканогенного материала кислых туфов до средне- и крупнозернистых гранобластовых структур и до превращения их в теньевые граниты без сколько-нибудь существенного перераспределения вещества в изохимических условиях и проявления анатексиса.

Несколько иная картина предстает при гранитизации средних вулканитов, залегающих среди кислых, а потому имеющих идентичные условия гранитизации. Средние вулканиты, подвергаясь метаморфизму, превращаются в зеленые сланцы, а затем в амфиболиты. Последние же переходят в мелкозернистые биотитовые, биотит-роговообманковые или роговообманковые диориты и гнейсо-диориты, всегда сохраняющие четкие контакты с вмещающими кислыми лейкократовыми гнейсами и гнейсо-гранитами. В некоторых случаях сохраняется мелкая складчатость и даже пloyчатость, которую претерпели бывшие вулканогенные образования, теперь представленные лейкократовыми гранито-гнейсами и меланократовыми диоритами. На мигматитовой стадии в гнейсо-диоритах появляются пегматоидные выплавки кварц-полевошпатового состава с кислым плагиоклазом и скоплениями крупных чешуек и даже пластин

биотита. Дальнейшая гранитизация гнейсо-диоритов и диоритов, отмечающаяся лишь в отдельных случаях, ведет к постепенному уменьшению темноцветов и появлению сначала калишпата, а затем и кварца. Появляются породы монодиоритового состава с невыдержанным минеральным парагенезисом и структурно-текстурным рисунком.

В пределах Заганского купола практически неизвестны более молодые эруптивные магматические образования. В единичном случае по р. Бол. Гашей наблюдалась дайка диоритовых порфириров, прорывающая гранито-гнейсы, не испытывающая метаморфизма и не подвергающаяся гранитизации. За пределами купола и в зоне сочленения его с межкупольными впадинами установлено несколько массивов щелочных гранитоидов, относимых к малокуналейскому интрузивному комплексу позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Щелочные гранитоиды пространственно ассоциируют с верхнепалеозойскими вулканитами, имеют с ними эруптивные взаимоотношения, а в ряде случаев небольшие массивы щелочных гранитов калишпатизируют вмещающие эффузивы.

Таким образом видно, что развитие Заганского купола остановилось на гранито-гнейсовой стадии и не сопровождалось сколько-нибудь заметным анатектическим выплавлением вещества, а потому здесь даже наиболее гранитизированные участки сложены теньевыми биотитовыми гранитами с директивными текстурами. Поэтому Заганский гранито-гнейсовый купол еще не перерос в очагово-купольную структуру. Подобные купола слагают все краевые гранито-гнейсовые валы в южном и юго-восточном обрамлении Байкальского мегасвода.

Более сложную структуру имеют гнейсовые и гранито-гнейсовые купола по северному и северо-западному ограничению мегасвода, что связано с очень длительной историей их формирования, начавшейся для некоторых куполов еще в раннем протерозое. Впоследствии эти купола были неоднократно активизированы. Так, гнейсовые и гранито-гнейсовые купола Чуйского, Тонодского и Чипикетского краевых валов, по мнению В. Н. Шарова и др. [1978], имеют запрокинутые и подвернутые краевые части, а купольные структуры Приморского вала, по данным А. С. Ескина и др. [Корреляция эндогенных..., 1979], приобретают сильно сжатую с боков и как бы уплощенную в вертикальном разрезе форму. Однако все гнейсовые и гранито-гнейсовые купола имеют принципиально близкое строение, связанное с ростом купола при гранитизации.

Конкудеро-Мамаканская очагово-купольная структура является одной из наиболее крупных очагово-купольных структур Байкальского мегасвода. Располагается она в Северо-Байкальском нагорье (см. приложение), где морфологически представляет собой изометричное горное сооружение альпийского облика, отдельные вершины которого достигают высоты 2,5 км. Здесь берут начало многие реки, стекающие в оз. Байкал или в р. Витим. На территории купола и его обрамления проведена среднемасштабная геологическая съемка, в которой принимали участие Л. И. Салоп, Б. П. Кудинов, В. Л. Тихонов, Л. В. Ревякин, Ю. М. Бажин, П. Ф. Зайцев, А. А. Малышев и многие другие. Приводимая структурная схема купола (рис. 11) составлена по материалам этих геологов. Удаленность и труднодоступность местности, отсутствие каких-либо полезных ископаемых не способствовали более детальному геологическому исследованию этой территории. Тем не менее даже среднемасштабные съемки позволили выявить здесь гранитный купол, история развития которого приостановилась на кульминационном этапе и не сопровождалась дополнительными остаточными интрузиями завершающего этапа. По этой причине Конкудеро-Мамаканская ОКС практически безрудна.

Площадь купола составляет 9500 км². Залегает он среди древних метаморфических образований, объединяемых в муйскую серию нижнего протерозоя, тепторгинскую и патомскую серии верхнего протерозоя. Метаморфические породы представлены гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, метаэффузивами основного и кислого состава,

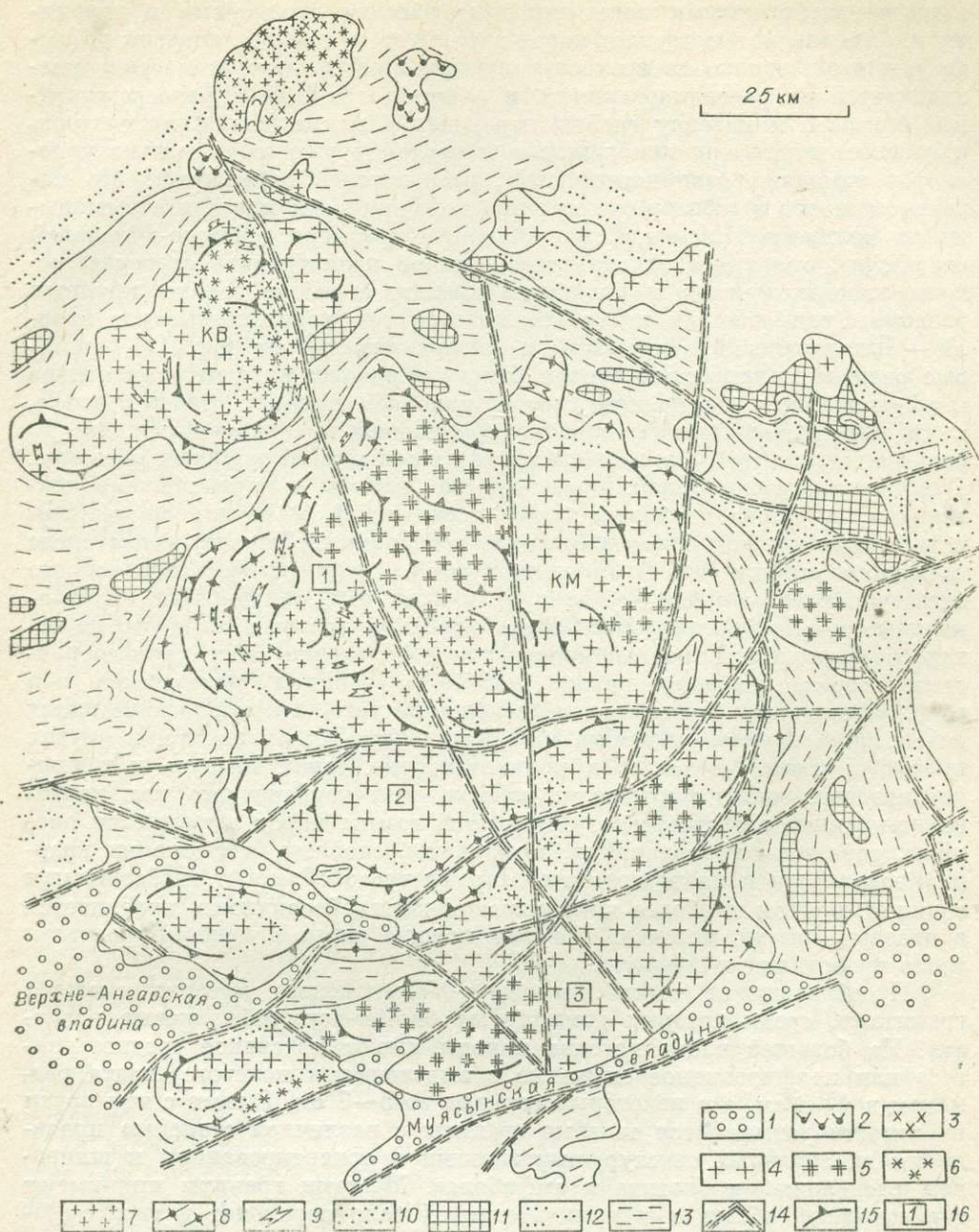


Рис. 11. Структурная схема Конкудеро-Мамаканской (КМ) и Кавергинской (КВ) очагово-купольных структур. Составил Ю. В. Комаров по материалам Ю. М. Бажи-на, П. Ф. Зайцева, В. П. Кудинова, А. А. Малышева, Л. В. Ревякина, Л. И. Салопа, В. М. Таевского, В. Л. Тихонова.

1 — кайнозойские отложения рифтогенных впадин; 2 — щелочные сиениты; 3 — аляскитовые граниты; 4 — среднезернистые, иногда порфировидные, аллохтонные и автохтонные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, реже граносиениты и гранодиориты; 5 — автохтонные порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — сиениты, граносиениты; 7 — автохтонные гранитоиды «пестрого» состава: граниты, гранодиориты, граносиениты, монзониты, тоналиты, плагиограниты, диориты; 8 — теневые гнейсовидные гранитоиды периферийных частей массивов: биотитовые, биотит-амфиболовые и двуслюдяные граниты, пироксен-амфиболовые гранодиориты, монзониты, диориты, мусковитизированные биотитовые гранито-гнейсы; 9 — реликты гранитизированного субстрата; 10 — кембрийские осадочно-метаморфические образования; 11 — габброиды; 12 — докембрийские кристаллические сланцы; 13 — сложный комплекс докембрийских высокометаморфизованных пород, испытавших интенсивную гнейсфикацию и гранитизацию: кристаллосланцы, гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, пегматиты; 14 — зоны крупных разломов; 15 — прототектонические элементы, отражающие бывшую полосчатость гранитизированного субстрата, 16 — куполовидные выступы массива, разделенные провесами кровли (1 — Дзялоканский, 2 — Чуронский, 3 — Ангараканский).

а также карбонатными породами: известняками, мраморами и доломитами. Степень метаморфизма пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой, однако во всех случаях при приближении к массиву увеличивается их рассланцованность и разгнейсование, а в непосредственной близости к массиву гнейсы переходят в мигматиты. Сланцеватость и гнейсовидность при приближении к контакту уже за несколько километров изменяют свое направление, располагаясь параллельно его поверхности, что и создает впечатление конформности массива с вмещающими толщами. Несмотря на громадные размеры очагово-купольной структуры, она имеет относительно простое изометричное строение, осложненное выступами и провесами кровли, а также зонами крупных разломов, пересекающих купол. Намечается три крупных выступа кровли — Дзялоканский, Чуронский и Ангараканский (см. рис. 11), — которые разделены провесами кровли. Выступы кровли находят современное морфологическое выражение в виде наиболее высоких точек рельефа, в то время как провесы кровли приурочены к пониженным частям рельефа, к ним тяготеют долины крупных рек и зоны крупных разломов. В провесах кровли обнажаются темновые граниты с директивными текстурами, а также гнейсо-граниты, включающие в различной степени переработанные и гранитизированные ксенолиты субстрата, в том числе гнейсов и мигматитов. В Дзялоканском выступе, уровень эрозионного среза которого меньше, чем в других выступах, обнажаются близзакральные части массива, сложенные довольно пестрым набором пород, характеризующихся неравномернозернистым, мелко- или среднезернистым, иногда порфиroidным сложением, обилием темноцветов при общей невыдержанности состава, вследствие чего часто переходы одних разновидностей в другие. Подобные же образования встречаются и в других выступах кровли, а также в приконтактных зонах массива и в приконтактных зонах с крупными ксенолитами карбонатного или карбонатно-кремнистого субстрата. Среди этой гаммы пород выделяются диориты, тоналиты, гранодиориты, монцониты, сиениты, а также их кварцевые разновидности и плагиограниты. Породы часто обладают гнейсовидным обликом, причем наиболее ярко выраженная гнейсовидность проявляется в крайних частях массива. Все эти породы через кварцевые разновидности тесно примыкают к гранитам.

Преобладающая часть Конкудеро-Мамаканского массива сложена гранитами, среди которых доминируют биотит-рогообманковые разновидности. На большей части массива породы имеют массивное среднезернистое или порфиroidное сложение с выделениями полевого шпата размером в 1—3 см, а в некоторых случаях до 5—7 см. Вместе с тем почти повсеместно отмечаются темновые граниты с различной степенью проявления директивных текстур, выраженных в ориентированном и шпировом расположении биотита и амфиболов. Местами граниты принимают гнейсовидный облик, а в приконтактной зоне переходят в гнейсо-граниты, в мигматиты, иногда очковые, и в гнейсы, которые располагаются уже за пределами массива. Нарастание гнейсовидности и мигматизации во вмещающих толщах происходит по направлению к массиву, и в некоторых случаях они столь же незаметно переходят в гранито-гнейсы и темновые граниты массива. Несомненно, что весь ряд от гнейсов, мигматитов до гранито-гнейсов, темновых и массивных, в том числе порфиroidных гранитов с диорит-монцонит-сиенитовой серией приконтактных пород, связан с единым по своей направленности процессом гранитизации. В результате возник Конкудеро-Мамаканский гранитный купол, представляющий собой очагово-купольную структуру, развитие которой прекратилось на кульминационном этапе во время массового формирования автохтонных и аллохтонных гранитов. Произошло это в раннем палеозое, ибо перемещенные разновидности гранитов в бассейнах рек Правый и Средний Мамакан, по наблюдениям Л. И. Салопа [1967], а также В. Л. Тихонова и Л. В. Ревякина, прорывают фаунистически охарактеризованные нижне- и среднекембрийские отложения.

Сложнее решается вопрос о времени зарождения Конкудеро-Мамаканского купола. Большинство исследователей причисляют вмещающие массив толщи к древним докембрийским образованиям, причем чем выше их метаморфизм и гнейсификация, тем древнее считается возраст толщи. То же относится и к гранитизированным образованиям. В Средне-Витимской горной стране выделяются докембрийские гранитоидные комплексы, в частности угольканский, возраст которого условно определяется ранним протерозоем, а в состав включаются различные гнейсограниты, мигматиты и теневые граниты. Аналогичным составом пород представлен мамско-оронский комплекс верхнего протерозоя. В то же время уже подчеркивалось, что в Конкудеро-Мамаканском куполе в его близапикальных частях, в провесах кровли и в эндоконтактовых зонах обычны подобные же породы, а гранито-гнейсы в эндоконтактовых частях, где нет перемещенных выплавок, постепенно переходят в мигматиты и гнейсы вмещающей рамы. Это обстоятельство нивелирует различие между гранитизированными породами, связанными с формированием нижнепалеозойского Конкудеро-Мамаканского гранитного купола, и такими же гнейсированными и гранитизированными образованиями докембрия. С другой стороны, кембрийские базальные горизонты грубокластических осадков, известные в этом районе, залегают с угловым несогласием на докембрийских метаморфических образованиях. Они слабо метаморфизованы и в виде разобщенных полей размещаются восточнее, южнее и западнее купола на некотором удалении от него. Создается впечатление, что отложение кембрийских осадков происходило по дальней периферии Конкудеро-Мамаканского купола, который уже в то время существовал как положительная морфоструктура, отражавшая нескрытый или слабо вскрытый гнейсовый или мигматитовый купол. И только после инверсии раннекаледонской геосинклинали, когда начался гранито-сводовый тектогенез, этот купол был вновь активизирован, а массовая гранитизация привела к перерастанию купола в очагово-купольную структуру, гранитизировав древние метаморфические образования, принимавшие участие в сложении купола. Лишь кембрийские отложения, залегающие по его дальней периферии, остались вне сферы гранитизации.

В региональных геофизических полях очагово-купольной структуре соответствует сочленение гравитационных «ступеней» северо-восточного и северо-западного простираний и пересечение линейных магнитных аномалий тех же направлений, из чего следует, что структурная позиция ОКС прежде всего определяется сочленением или пересечением диагональных разломов. Кроме того, она находится в зоне субмеридиональных разломов, которые фрагментарно фиксируются в геофизических полях и, возможно, также имеют отношение к положению структуры.

В гравитационном поле Конкудеро-Мамаканская ОКС, представляющая собой крупный гранитоидный массив, фиксируется минимумом силы тяжести (см. рис. 6), который окаймлен открытым на юг полукольцом локальных гравитационных аномалий. Южная граница массива в гравитационном поле незаметна.

Магнитное поле ОКС дифференцировано значительно сильнее. В отличие от других подобных структур ее гранитоиды характеризуются в целом повышенной намагниченностью. Это связано, по-видимому, с гранитизацией основных метавулканитов нижнепротерозойского основания, в том числе и офиолитов, что ведет к образованию довольно пестрой гаммы пород от диоритов, тоналитов, монцонитов до их кварцевых разновидностей. Последующая гранитизация этих пород сопровождается переходом их в биотитовые граниты, наряду с которыми возникают и существенно магнитные биотит-амфиболовые и амфибол-пироксеновые разновидности.

Несмотря на сложное строение магнитного поля, в нем все же можно выделить соответствующую очагово-купольной структуре «нормальную» кольцевую аномалию. В ее внутренней зоне, центр которой нахо-

дится в верховьях р. Бол. Конкудера, средний уровень магнитного поля примерно тот же, что и в других ОКС, или даже немного выше. Судя по петрофизическим характеристикам пород района, здесь должны преобладать биотитовые граниты. Контуры зоны, по-видимому, определяются дугой магнитных аномалий, протягивающихся от р. Каверга на севере к верховьям Левого Мамакана на востоке и далее на юг через верхнее течение рек Верх. Ангара и Ангаракан к верховьям р. Муя. В этой дуге, вероятно, более широко развиты биотит-амфиболовые и амфибол-пироксеновые граниты, малые интрузии базитов и гипербазитов, а также небольшие массивы щелочных гранитоидов.

Приведенное рассмотрение геофизических полей показывает, что они в целом соответствуют структуре ОКС, тем самым еще раз подтверждая ее индивидуальность и обособленность.

Бом-Горхонская очагово-купольная структура расположена на южном фланге Байкальского мегасвода, занимая здесь юго-западную часть хр. Цаган-Хуртай. Она имеет форму удлиненного в северо-восточном направлении эллипса, размеры которого составляют 30×50 км (рис. 12).

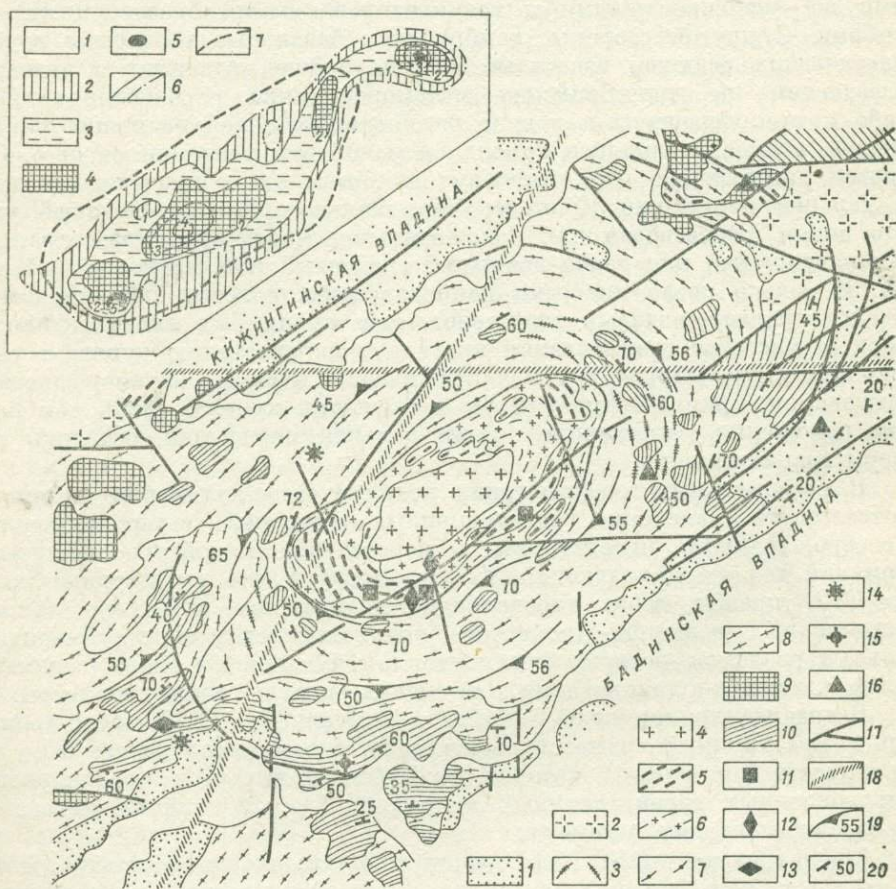


Рис. 12. Схема строения Бом-Горхонской очагово-купольной структуры. Составил А. А. Белоголовкин. Геофизические данные М. Р. Новоселовой.

1 — вулканогенно-осадочные образования, 2 — щелочные гранитоиды, 3 — дайки кислого состава, 4 — лейкократовые и биотитовые граниты (аллохтонные), 5 — порфиробластические граниты, гранодиориты, монзониты (автохтонные), 6 — гнейсовидные биотитовые граниты (PZ₁ — MZ); 7 — теневые граниты, гранито-гнейсы, 8 — гнейсы, 9 — диориты, габбро-диориты (PZ₁₋₂); 10 — кристаллические сланцы, амфиболиты, плагиограниты (PR₃); 11—16 — формационные типы проявлений эндогенного оруденения: 11 — кварц-флюоритовый, 12 — кварц-вольфрамовый, 13 — кварц-молибденитовый, 14 — пегматитовый с касситеритом, 15 — редкометалльно-пегматитовый, 16 — пегматитовый с мусковитом, 17 — разрывные нарушения; 18 — осевые линии зон глубинных разломов; 19 — элементы залегания полосчатости в гранитах и мигматитах; 20 — элементы залегания пород.

На врезке: схема районирования магнитного поля Бом-Горхонского гранитного массива. Интервал изодинам (10^2 нТл): 1 — от 0 до 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — от 3 до 4; 5 — от 4 до 5; 6 — положительные и нулевые изодинамы; 7 — контур гранитного массива.

В ее строении принимают участие породы малханской метаморфической толщи позднепротерозойского возраста, раннепалеозойские ультраметаморфические гранито-гнейсы начального, средне-позднепалеозойские гнейсовидные и палингенные граниты кульминационного и раннемезозойские граниты завершающего этапов формирования ОКС. Почти по всему периметру она обрамлена мезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, выполняющими межкупольные впадины. Характерной особенностью ОКС является исключительно широкое развитие гранитоидных образований начального и относительно слабое проявление интрузивного магматизма кульминационного и завершающего этапов ее становления.

Породы малханской метаморфической толщи представлены кристаллическими сланцами разного состава, амфиболитами, гнейсами и плагиогнейсами. В раннепалеозойских гранито-гнейсах они присутствуют в виде ксенолитов или разобщенных пласто- и линзообразных тел различных размеров, иногда довольно крупных, которые в краевых частях структуры слагают участки площадью до 50 км² и более. Породы здесь интенсивно дислоцированы и смяты в крутые линейные, иногда изоклиналильные, опрокинутые складки различных порядков. На северо-востоке и юго-западе района метаморфические образования намечают периклиналильное замыкание ОКС.

Большая часть Бом-Горхонской ОКС сложена нижнепалеозойскими гранито-гнейсами, мигматитами и теневыми гранитами, образующими единую плутоническую формацию, соответствующую начальному этапу развития. Характерной особенностью этих пород являются тесная пространственная связь, частая смена разновидностей и отсутствие интрузивных контактов между ними, вследствие чего в пределах ОКС не наблюдается сколько-нибудь значительных площадей, сложенных однородными по составу и структуре породами. Переходы к метаморфическим породам постепенные и совершаются, как правило, через зоны мигматитов и гнейсов различной мощности. При этом кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород совпадает с полосчатостью и гнейсовидностью в ультраметаморфических гранитоидах, что позволяет реставрировать элементы былых складчатых структур гранитизированной малханской толщи. По морфологическим особенностям среди мигматитов выделяются послойные и полосчатые разности, а также пегматиты. Наибольшим распространением пользуются полосчатые и послойные мигматиты. Полосчатые мигматиты сменяются гранито-гнейсами и теневыми гранитами, а последние в центральной части ОКС — средне-позднепалеозойскими гнейсовидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Биотитовые и лейкократовые граниты развиты ограничено в виде небольших полей, неправильных обособлений и жил, часто имеют эруптивные контакты с гранито-гнейсами и могут быть отнесены к образованиям кульминационного этапа развития ОКС. Среди них, как и среди гранито-гнейсов, встречаются пегматиты, пегматоидные и аплитовидные разности гранитов.

Палингенные и палингенно-метасоматические граниты завершающего этапа формирования Бом-Горхонской ОКС занимают центральную ее часть, где они выделены под названием одноименного гранитоидного массива площадью около 150 км² и где с ними ассоциирует редкометальное оруденение. Механизм становления массива связан с регенерацией гнейсовокупольной структуры в позднем палеозое — раннем мезозое, протекавшей при решающей роли калий-кремниевых метасоматоза. Метасоматоз сопровождался образованием автохтонных гранитоидов разного состава, а затем и появлением гранитного расплава, который лишь в отдельных частях массива приобрел подвижность.

В массиве намечаются внешняя и внутренняя зоны. Внешняя зона, сложенная продуктами начальных стадий изменения исходных пород, сохранила основные черты их строения. Для нее характерны теневые разновидности гранитоидов, постепенные переходы к вмещающим тол-

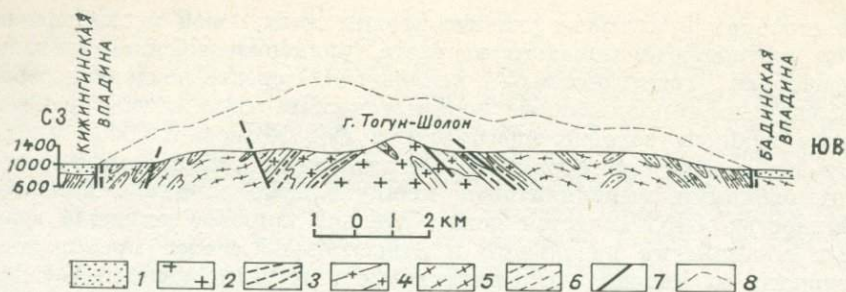


Рис. 13. Схематический структурно-геологический профиль через Бом-Горхонскую очагово-купольную структуру по рекам Хохотуй и Ара-Тигня.

1 — вулканогенно-осадочные отложения межкупольных впадин; 2 — граниты лейкократовые и биотитовые; 3 — порфиробластические граниты, гранодиориты, монцониты; 4 — граниты гнейсовидные биотитовые; 5 — гранито-гнейсы, темновые граниты и мигматиты; 6 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы; 7 — разрывные нарушения; 8 — контуры палеокровли ОКС.

щам, многочисленные ксенолиты, реликты и тени складчатых структур. Нарастающая гранитизация приводит к образованию порфиробластических темновых гранитов, гранодиоритов и монцонитов, связанных между собой постепенными переходами, которые слагают разрозненные обособления, укрупняющиеся от периферии к центральным частям массива. В гнейсо-гранитах и темновых гранитах отмечаются шпирь, обогащенные темноцветными минералами.

Лейкократовые и биотитовые граниты внутренней зоны массива являются палингенными образованиями. Переходы между ними и гранитоидами внешней зоны постепенные, выражающиеся либо в образовании лейкократовых обособлений и шпиров с последовательным увеличением их объема к центральной части массива, либо в появлении полосчатых тел и жил лейкократовых и биотитовых гранитов, сливающихся в крупные сплошные тела овальной формы. К внедренным образованиям относятся серии даек гранитного состава, слагающих на северо-восточном и отчасти юго-восточном флангах массива дуговые дайковые пояса.

Бом-Горхонская ОКС имеет зонально-концентрическое строение. Метаморфические породы в краевых частях ОКС, имея выдержанное северо-восточное простирание, падают в сторону от осевой ее линии под углом $30-45^\circ$ (рис. 13). В них отмечаются мелкие складки, которые являются изоклинальными, часто опрокинутыми, асимметричными. По мере продвижения от долины р. Хилок к центральной части купола метаморфические породы, мигматиты и гранито-гнейсы приобретают выдержанное северо-восточное простирание и падение гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости на юго-восток. Отмечается лишь локальное осложнение простираний структурных элементов с северо-восточных на широтное, что выражается в появлении пологих флексуобразных изгибов. Ближе к ядру ОКС метаморфические породы встречаются в виде изолированных линзовидных и пластообразных тел, простирание которых остается северо-восточным, а падение меняется с юго-восточного на северо-западное под углом $35-60^\circ$. Среди гранито-гнейсов здесь встречается много гранитоидов с массивным строением. Изменение элементов залегания метаморфических пород и гранито-гнейсов фиксирует на этом участке антиклинальную складку, осложняющую юго-восточное крыло ОКС. Аналогичная складка отмечается в 2 км к юго-востоку от Бом-Горхонского массива, а также на северо-западном крыле ОКС. Ближе к центральной части ОКС в южной экзоконтактной зоне Бом-Горхонского массива наблюдаются складки более высоких порядков, где они образуют асимметричные антиклинальные и синклинальные складчатые формы с размахом крыльев от нескольких метров до $300-500$ м и углами падения $65-70^\circ$. Простирание осевых плоскостей складок совпадает с общим простиранием пород. Отмеченный выше характер взаимоотношений между структурными элементами кристаллических сланцев и гранито-гнейсов свойствен и данному участку,

вследствие чего реликты складчатых структур протерозойских пород отчетливо просвечивают в гранито-гнейсах. В строении Бом-Горхонской ОКС немаловажное значение имеют разрывные нарушения. Само ее структурное положение определяется узлом пересечения ортогональных Куйтун-Могзонского и Вершиношовокиканского разломов, а детали внутреннего строения — разломами более низкого порядка.

Одной из крупных зон нарушений является Бом-Горхонский разлом северо-восточного простирания, контролирующий вольфрамовое месторождение и проявления других полезных ископаемых.

Касаясь вопроса о рудоконтролирующем значении разрывных нарушений, следует отметить, что общий контроль редкометального оруденения в ОКС осуществляется Бом-Горхонским разломом, игравшим в рудном процессе роль дренирующей термостатированной структуры. В его пределах в числе участков, благоприятных для размещения жильных и штокверковых проявлений, находятся узлы сочленения флексуриобразных изгибов с поперечно ориентированными разломами, часто имеющими взбросовый характер. Из числа других рудоконтролирующих разломов следует указать дуговые, которые на северо-восточном и юго-восточном флангах ОКС контролируют проявления флюорита, олова, бериллия и мусковита. К подобным же структурам относятся Вершиношовокиканский и широтный Куйтун-Могзонский глубинные разломы. Судя по геофизическим данным (см. рис. 12), в северо-восточной части ОКС в зоне влияния Куйтун-Могзонского разлома находится скрытое подземное продолжение Бом-Горхонского массива. Характер магнитного поля на данном участке идентичен магнитному полю района вольфрамового месторождения, которое расположено на юго-западном фланге массива. Это обстоятельство, с учетом наличия других благоприятных признаков для размещения рудной минерализации, дает основание считать участок перспективным в отношении поисков редкометального оруденения.

Заканчивая характеристику Бом-Горхонской ОКС, отметим, что формирование внутренней ее структуры происходило в течение длительного геологического времени. Рассмотренная ранее [Белоголовкин, 1977] последовательность развития структурно-вещественных парагенезисов района указывает на проявление, по крайней мере, четырех главных структуроопределяющих этапов в ее эволюции, каждый из которых характеризовался определенным планом деформации.

Совпадение планов деформации в позднепротерозойский, раннепалеозойский и позднепалеозойско-раннемезозойский этапы предопределило унаследованное развитие внутренней структуры ОКС, основные элементы которой были заложены на ранних этапах ее эволюции. Наиболее важным в развитии ОКС явился завершающий позднепалеозойско-раннемезозойский этап, поскольку он определил формирование палингенных и палингенно-метасоматических образований в центральной ее части и генетически связанного с ними редкометального оруденения.

Ангырская очагово-купольная структура размещается в северном обрамлении Удинской впадины, на водоразделе рек Уда, Курба и Итанца. В современном рельефе она представляет собой округло-изометрическое поднятие, входящее в состав хр. Улан-Бургасы. Перечисленные и другие реки околонтривают ее, образуя удлиненный в северо-восточном направлении овал, длина большой оси которого составляет около 70 км. Основные водотоки этой площади имеют хорошо проработанные террасированные долины. Неравномерное распределение в них осадков, деформация русел рек свидетельствуют о тектоническом характере долин. В плане проекции осей долин сходятся в центральной части структуры, образуя единую радиальную систему, наряду с которой намечается также концентрическая система. Элементы рельефа радиальных и концентрических направлений хорошо дешифрируются на космоснимках и аэрофотоснимках, на которых просматриваются узкие валы, впадины, склоново-поперечные долины и разломы дугообразной формы. Устанавливаются

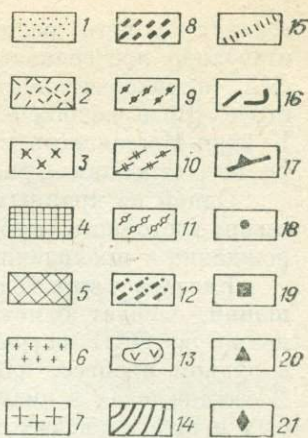
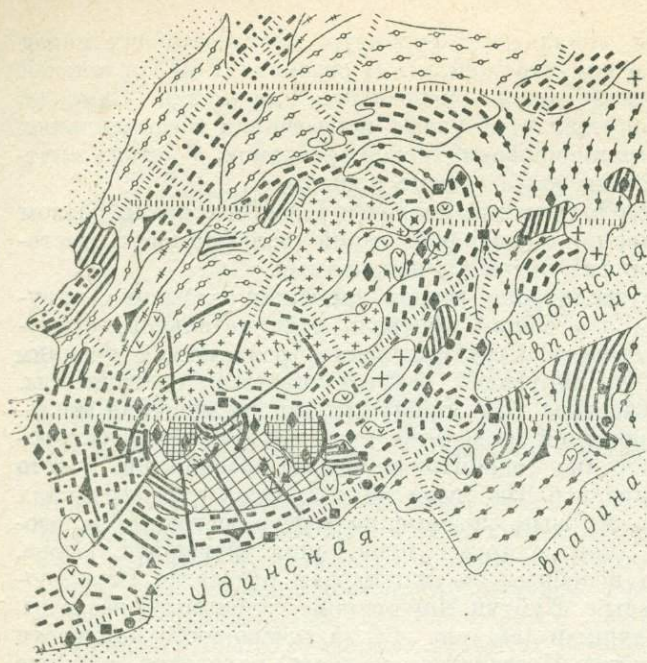


Рис. 14. Схема строения Ангырской очагово-купольной структуры. Составили А. А. Белоголовкин, Э. Н. Копылов, Ю. В. Комаров.

1 — осадочно-вулканогенные отложения (MZ — KZ); 2 — вулканиты (PZ₁); щелочно-гранитоидная формация (PZ₂ — MZ₁); 3 — щелочные сиениты, 4 — лейкограниты, 5 — сиениты, граносиениты; 6—12 — диорит-гранодиорит-гранитная формация (PZ₁₋₂), аллохтонная фация: 6 — граниты мелкозернистые, 7 — граниты средне-крупнозернистые, 8 — граниты резкопорфировидные, 9 — монзониты, кварцевые монзониты и сиениты; автохтонная фация: 10 — гнейсовидные граниты, 11 — теневые адамеллиты, 12 — резкопорфировидные граниты с директивными текстурами; 13 — габбро, габбро-диориты, гранитизированное габбро (PZ₁); 14 — терригенно-карбонатные отложения (PR₃ — PZ₁); 15 — зоны глубинных разломов; 16 — радиально-концентрические размывные системы; 17 — элементы залегания прототектонических структур; 18—21 — проявления эндогенного оруденения: 18 — железа, 19 — полиметаллов и золота, 20 — флюорита, 21 — редких металлов.

также дочерние радиально-концентрические структуры более высокого порядка. Данные о тектоническом характере долин и об их радиально-концентрическом расположении позволяют говорить о том, что при заложении они использовали тектонически ослабленные зоны, возникшие при образовании купольной структуры.

Ангырская ОКС обладает отчетливо выраженным зонально-концентрическим внутренним строением, которое подтверждается вполне закономерным размещением в ее контурах магматических и осадочно-метаморфических пород (рис. 14). Наиболее древние осадочно-метаморфические образования, участвующие в строении ОКС, представлены разнообразными кристаллическими сланцами и мраморами позднего протерозоя, а также карбонатно-терригенными отложениями раннего палеозоя. Они сохранились главным образом по периферии структуры в виде незначительных по площади разрозненных полей и ксенолитов среди палеозойских гранитоидов. На западном фланге ОКС преимущественно развиты терригенно-карбонатные отложения, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, а вдоль восточной окраины — в условиях зеленосланцевой фации. Подобная асимметрия в размещении стратифицированных толщ, характеризующихся различной степенью метаморфизма, обусловлена различным уровнем эрозионного среза, свойственным западному и восточному флангам Ангырской структуры.

В осадочно-метаморфических породах развиты складки различных порядков и морфологических типов. В центральных частях структуры преобладают простые линейные, часто брахиформные складки, а на крыльях, наряду с простыми линейными, — наклонные и опрокинутые, иногда дугообразно изогнутые в плане, изоклиналильные складки. Их осевые плоскости наклонены под углом 30—75° к периферии структуры. Изоклиналильные складки в сохранившихся полях метаморфических пород в целом комбинируются в разорванную замкнутую кольцевую систему,

окаймляющую Ангырскую структуру по периферии. Здесь же группируются тела раннепалеозойских догранитных базитов.

Основную часть площади Ангырской ОКС слагают гранитоиды кульминационного этапа ее развития, представленные породами диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. В резко подчиненном количестве здесь представлены магматические образования сиенит-грано-сиенит-лейкогранитной формационной серии завершающего этапа.

В составе диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии развиты различные автохтонные и аллохтонные гранитоиды, имеющие признаки как палингенно-метасоматических образований, так и типично магматических [Рейф, 1976]. Автохтонные гранитоиды преимущественно развиты по периферии и на склонах западного сегмента купола. Они представлены средне- и крупнозернистыми, часто порфиоровидными биотит-роговообманковыми и биотитовыми адамеллитами, гранодиоритами и гранитами. Им свойственно ориентированное сложение, выраженное гнейсовидностью, полосчатостью, плоскопараллельной и линейной ориентировкой отдельных минералов и их агрегатов. С вмещающими кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма автохтонные адамеллиты и граниты соприкасаются через поля мигматитов, измеряемые сотнями метров. В зоне мигматитов кристаллические сланцы насыщены линзовидными и жилообразными обособлениями гранитоидного материала, ориентированными как вдоль плоскостей сланцеватости, так и под углом к ним. В тыловых зонах мигматитовых полей лейкократовые гранитоидные мобилизаты постепенно сливаются в обширные поля биотит-роговообманковых адамеллитов и биотитовых гранитов, в которых сохраняются мелкие пластинообразные ксенолиты вмещающих кристаллических сланцев и дезинтегрированные реликты метаморфогенного субстрата. Полосчатость и сланцеватость в гранитизированных ксенолитах, как правило, согласна с директивными текстурами гранитоидов, окаймляющими Ангырскую ОКС по периферии западного сегмента. К востоку гнейсовидные гранитоиды постепенно сменяются массивными равномернозернистыми и порфиоровидными разностями аллохтонной фации.

Фронтальная зона восточного сегмента Ангырской ОКС сложена преимущественно биотит-роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми монцонитами и кварцевыми монцонитами, которые окаймляют ее здесь в виде прерывистого полукольца. С вмещающими раннепалеозойскими терригенно-карбонатными породами зеленосланцевой фации метаморфизма монцониты имеют секущие контакты. По направлению к центру структуры монцониты постепенно сменяются крупнопорфиоровидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, слагающими промежуточную зону структуры. Во внутренней зоне Ангырской ОКС развиты средне- и мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, которыми здесь сложен удлиненный в субмеридиональном направлении овальный массив. Более мелкие выходы средне-мелкозернистых гранитов наблюдаются также на восточном склоне ОКС среди крупнопорфиоровидных гранитоидов, где они участвуют в строении локальных куполовидных выступов, осложняющих очагово-купольную структуру. С вмещающими крупнопорфиоровидными гранитоидами средне-мелкозернистые граниты имеют как постепенные переходы, так и секущие контакты. Крупнопорфиоровидные граниты, в свою очередь, постепенно сменяются на восточном фланге кварцевыми монцонитами, а на западном — порфиоровидными адамеллитами с директивными текстурами.

С вмещающими осадочно-метаморфическими породами мелкозернистые граниты внутренней зоны ОКС имеют секущие контакты, образуя в них разветвленную сеть апофиз. В тех случаях, когда между мелкозернистыми гранитами и адамеллитами отсутствует промежуточная зона резкопорфиоровидных гранитов, контакты их с адамеллитами также секущие. Наличие как постепенных переходов, так и секущих контактов между различными типами гранитоидов, слагающих фронтальные и

внутренние зоны ОКС, свидетельствует о принадлежности их к единой диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, сформированной в процессе гранитизации и последующего переплавления субстрата в недрах гранито-гнейсового купола, который на современном эрозионном срезе представлен очагово-купольным сооружением со всеми присущими ему признаками концентрически зонального строения. В частности, с общим овальным контуром Ангырской ОКС совпадает структурный план вмещающих стратифицированных толщ, а также ориентировка теневых структур и других элементов внутренней прототектоники в автохтонных гранитоидах. Фиксируется также и вполне закономерное изменение минерального состава гранитоидов в контурах ОКС: развитые во фронтальной зоне ОКС мезократовые адамеллиты, монцониты и гранодиориты сменяются во внутренней зоне биотитовыми и лейкократовыми гранитами.

Важную роль в геологическом строении Ангырской ОКС играют глубинные разломы ортогональной и диагональной систем. Узлами пересечения главных разломов ортогональной системы определяется положение самой структуры и центров проявления в ее пределах остаточного магматизма. Ортогональные разломы сопровождаются метасоматическими изменениями пород и обильными проявлениями магматизма завершающего этапа развития структуры. Пересекающие структуру разломы диагональной системы представлены зонами дробления, катаклаза и расщелачивания. Они контролируют размещение полей гранитизации, отдельных интрузивов и дайковых поясов.

Так, например, в зоне влияния широтного Ангыро-Онинского разлома, в месте его пересечения субмеридиональными и северо-западными трещинными системами расположен удлинённый в широтном направлении Ангырский массив, сложенный породами сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии завершающего этапа развития ОКС. В его строении в равном объеме участвуют биотит-роговообманковые сиениты, граносиениты, биотитовые и лейкократовые граниты, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Сиенит-граносиенитовые фации развиты по периферии массива, а граниты — в его центральной части, образуя два изолированных поля.

С раннепалеозойскими терригенно-карбонатными породами и гранитоидами диорит-гранодиорит-гранитной формации массив имеет секущие контакты. При этом сиенитовые и граносиенитовые фации развиты вдоль контактов с карбонатными породами и более ранними гранитоидами повышенной основности (монцониты, адамеллиты). В контурах массива и его ближайшем обрамлении наблюдается повышенная удельная плотность пологих, концентрических и радиальных трещинных систем, возникающих в процессе формирования этого массива в результате динамического воздействия магматического расплава на породы рамы. Конфигурация внутренних дислокаций в пределах Ангырского массива позволяет отнести его к категории локальных интрузивных куполов, осложняющих Ангырскую ОКС.

В качестве самостоятельных структурных элементов следует, по-видимому, выделить краевые дуговые разломы, представленные мощными зонами катаклаза и милонитизации, которые отделяют структуру на юге, юго-востоке и северо-западе от окаймляющих ее мезозойских впадин, контролируя область кольцевой системы изоклинальных складок. Природа этих разломов остается невыясненной. Не исключено, что они являются крупными надвигами, фрагменты которых известны вдоль южного и восточного подножий Ангырской структуры по речкам Хуху-Адагат, Бол. Шибирка, Шанда и Курба, где наблюдается надвигание кристаллических пород и гранитоидов на мезозойские отложения впадин. Поверхность надвигов во всех случаях полого погружается в сторону центральных частей Ангырской структуры. Кроме молодых, в ее пределах установлены и древние надвиги, залегающие на более высоких гипсометрических уровнях, например по р. Ангыр Курбинский, а также на северо-востоке структуры, в районе Бырхэ-Шибирь. По периферии

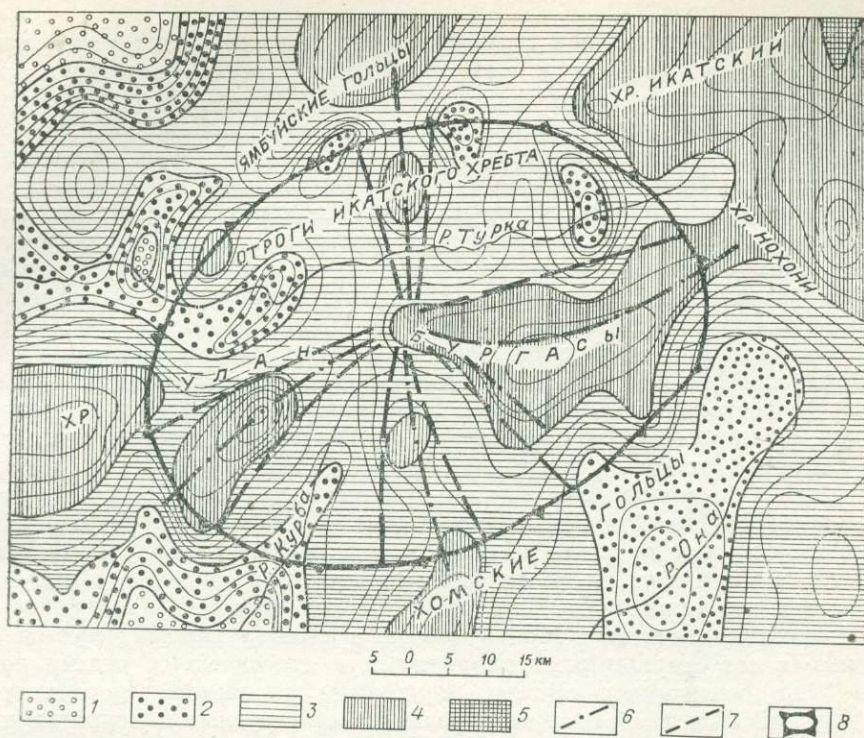


Рис. 15. Схема обобщенного рельефа района Туркинской очагово-купольной структуры.

Гипсометрические уровни: 1—600—800 м; 2—800—1000 м; 3—1000—1300 м; 4—1300—1500 м; 5—более 1500 м; 6—осевые линии радиальных поднятий; 7—границы секториальных блоков; 8—внешние контуры Туркинской ОКС.

структуры весьма часто встречаются также системы пологих сколовых трещин надвигового типа, сопровождаемые милонитизацией пород и выполненные разновозрастными жильными и дайковыми образованиями. Следует, видимо, полагать, что существующая здесь система надвигов и сколовых трещин является единой длительно и унаследованно формирующейся надвиговой зоной. Она характеризуется закономерным наложением более древних пород разрастающейся купольной структуры на более молодые отложения обрамляющих ее депрессий. Вследствие этого поздние надвиги в современной структуре залегают гипсометрически ниже ранних. Этот тип деформационных структур сжатия, несомненно, является местным выражением тектонических напряжений, возникших во внутренних областях купольной структуры в процессе ее эволюции.

Туркинская очагово-купольная структура охватывает центральную часть хр. Улан-Бургасы, включая отроги хр. Икат, Бурухульские и Хомские гольцы. В плане она имеет форму правильного эллипса, вытянутого в субширотном направлении, размеры которого составляют 80 км по большой оси и 55 км — по малой. В современном рельефе ОКС выражена округло-изометричным поднятием. Прилегающие к ней орографические линии, имея общее северо-восточное простирание, образуют вокруг нее пологие дуги. Для ОКС характерна зональность в размещении различных гипсометрических уровней. На схеме обобщенного рельефа (рис. 15) видно, что участки с наименьшими значениями гипсометрических уровней в виде разорванного кольцевого пояса окаймляют Туркинскую структуру по ее периферии, а также располагаются радиально по отношению к ней. Радиальную ориентировку имеют гипсометрические уровни высоких значений, которые в виде линейных поднятий расходятся от ее центра вдоль разломов аналогичного направления. По-

следними очагово-купольная структура делится на ряд сегментов, границы которых проявляются в форме крупных уступов в современном рельефе. Рисунок изогипс, радиальное и концентрическое расположение различных гипсометрических уровней поверхности обобщенного рельефа, а также осложняющие эту поверхность разломы подчеркивают единую куполовидную структуру района.

Туркинская ОКС дешифрируется на высотных снимках, на которых видны элементы концентрического строения, а также системы ограничивающих ее разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Выделяется кольцевая структура центральной ее части, ограниченная дугowymi разломами. По периферии Туркинская ОКС обрамляется Ямбульской впадиной с севера и долинами рек Голондокон, Абага, Мал. Курба, Мылдылген и Она с запада, юга и востока. На северо-востоке она осложнена Верхнекыджимитским интрузивным куполом центрального типа и упирается в Жирондинскую зону линейных разрывных нарушений северо-западного простирания, вдоль которой проходит гипсометрическая ступень. Основными морфоструктурными элементами Туркинской ОКС следует считать секториальные блоки, которые выделяются на схеме обобщенного рельефа. Секториальные блоки характеризуются определенным гипсометрическим уровнем и степенью внутренней расчлененности. Для среднегорных секторов абсолютные отметки вершин достигают 1700—1900 м, а рельеф характеризуется округлыми и островершинными поднятиями и относительно узкими долинами. Для низкогорных секторов с уровнем вершинных поверхностей до 1000—1300 м свойствен тип рельефа с округлыми вершинами и широкими долинами.

Особенности внутреннего строения Туркинской ОКС и прежде всего ее радиальная и концентрическая системы разрывных нарушений во многом определяют характер пространственного размещения сохранившихся полей стратифицированных отложений, дайковых полей и гранитоидов (рис. 16). Анализ структурного положения этих образований свидетельствует о зонально-концентрическом строении ОКС. Так, поля осадочно-метаморфических пород слагают внешнюю зону ОКС, причем слоистость и сланцеватость их повсюду плавно огибает купол, имея во всех случаях моноклиналиное залегание с падением, направленным от центра структуры к ее периферии. Плавное облекание метаморфических пород Туркинской ОКС нарушается лишь в зонах глубинных разломов в результате сдвиговых смещений, которые предопределяют появление флексур, как это имеет место, например, в бассейне р. Ямбуй в зоне Туркино-Витимского разлома или Хаим-Тулдунского разлома в районе Абагинского рудного узла. Моноклиналиное залегание пород осложняется мелкими линейными и брахиформными складками, причем периферийная зона Туркинской структуры в целом характеризуется напряженными дислокациями. На ее флангах развиты системы надвигов и взбросов, взбросо-сдвиги и дугообразно изогнутые в плане зоны опрокинутой изоклиналиной складчатости, среди которых присутствуют и структуры растяжения типа сбросов и раздвигов, обрамляющих купольную структуру по северной ее периферии и ближе к центру (рис. 17). Осевые плоскости опрокинутых изоклиналиных складок под разными углами наклонены к периферии структуры, а плоскости сместителей надвигов погружаются в сторону ее центральной части. В межкупольном пространстве складчатые формы имеют более простой вид, здесь преимущественно развиты синклиналиные структуры, осложненные небольшими симметричными линейными складками. Подобное строение имеют межкупольные провесы на западе, севере и юге ОКС в районе Абагинского, Ямбуйского и Мылдылгенского рудных узлов.

Раннепалеозойские базиты и ультрабазиты, средне-позднепалеозойские и раннемезозойские гранитные массивы в Туркинской ОКС группируются в два кольцевых пояса, один из которых приурочен к внешней ее зоне, а другой расположен ближе к центральной части. Оба пояса

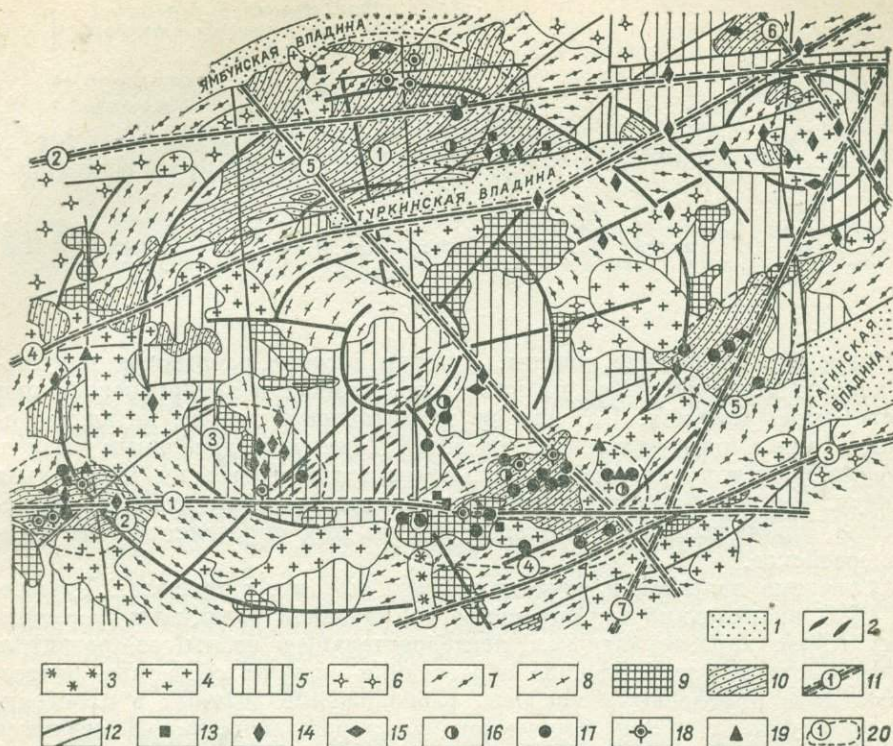
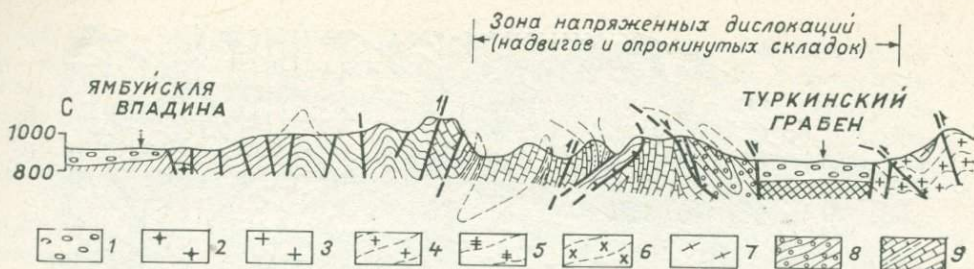


Рис. 16. Схема строения Туркинской очагово-купольной структуры. Составил А. А. Белооголовкин.

1—осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (K_1); 2—дайки и штоки гранитоидного состава, 3—щелочные граниты, 4—гранит-порфиры, граниты лейкократовые мелко- и среднезернистые ($PZ_3 - MZ_1$); 5—граниты лейкократовые, биотитовые, биотит-рогово-обманковые средне- и крупнозернистые (PZ_2); 6—аллохтонные граниты порфировидные биотитовые, лейкократовые мелко- и среднезернистые, 7—автохтонные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиениты, монзониты, адамеллиты (PZ_{1-2}); 8—гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, 9—габбро, габбро-диориты, диориты, пироксениты (PZ_1); 10—осадочно-метаморфические образования ($PR_1 - C_1$); 11—осевые линии глубинных разломов (1—Хайм-Тулдунского, 2—Туркино-Витимского, 3—Селенгино-Витимского, 4—Кыджимитского, 5—Крестового, 6—Жироидинского, 7—Вершиношовкинского); 12—прочие разломы мелких порядков; 13—19—проявления эндогенного оруднения: 13—вольфрама, 14—молибдена, 15—олова, 16—золота, 17—полиметаллов, 18—железа, 19—фтора; 20—рудные узлы (1—Ямбуйский, 2—Абагинский, 3—Мариктинский, 4—Мылдылгенский, 5—Онинский).

контролируются внутренними дислокациями ОКС. Центральная часть структуры представлена подковообразным в плане массивом среднепалеозойских гранитов и окаймлена разорванным этим массивом кольцевым поясом гранито-гнейсов и небольших тел базитов раннепалеозойского возраста. Структурное положение и форма выходов этих образований определяются дугвыми разломами concentрической системы внутренних дислокаций ОКС. Многочисленные мезозойские дайки и небольшие штоки гранитного состава занимают ядро структуры и группируются в линейные радиальные пояса, не выходящие во внешнюю ее зону. Таким образом, в геологической структуре Туркинской ОКС радиальным и concentрическим нарушениям принадлежит важная роль. Как видно из рис. 16, в пределах ОКС довольно четко выделяются дугвые разломы, формирующие concentрическую систему ее внутренних дислокаций, и радиальные. Дугвые разломы наиболее интенсивно развиты в центральной части структуры и по ее периферии, где они контролируют направление складчатых структур осадочно-метаморфических толщ, размещение гранитных массивов и в целом определяют ее внутреннюю зонально-concentрическую структуру. Наиболее отчетливо они выражены по внешнему периметру ОКС. Характерно, что к внешней зоне разрывных нарушений приурочены наиболее крупные поля осадочно-метаморфических пород, цепочки выходов разновозрастных интрузивов, в том числе и все крупные рудные узлы. Вдоль этой зоны про-



ложены и многие речные долины. Дуговая система разрывных нарушений хорошо дешифрируется на высотных снимках и закартирована при геологических съемках. Нарушения представлены зонами катаклазированных, милонитизированных, рассланцованных и дробленых пород. Часть из них, как уже отмечалось, относится к категории надвиговых структур. Дуговые разломы часто сопровождаются приразломной складчатостью. Время заложения большинства из них определяется как раннепалеозойское.

В течение палеозоя и отчасти раннего мезозоя в пределах Туркинской ОКС происходило формирование гранитоидов различных формационных серий, характеризующих последовательные этапы ее развития. Разновозрастные магматические образования слагают обширные разрозненные поля и отдельные массивы, расположение которых в пространстве согласуется с общим структурным планом купола. Намечаются гранитоидные серии, соответствующие начальному, кульминационному и завершающему этапам эволюции структуры.

Гранитоиды, связанные с начальным этапом формирования, имеют незначительное распространение. Как правило, они приурочены к полям развития позднепротерозойских метаморфических пород во внутренних областях структуры и представлены мигматитами, гранито-гнейсами и гнейсовидными теневыми биотитовыми гранитами. Главной особенностью этих образований является неравномерное распределение в них минералов, наличие гнейсовидной текстуры, согласной со слоистостью вмещающих пород, преобладание гранобластовой структуры.

К породам кульминационного этапа относятся поля развития автохтонных и аллохтонных гранитоидов. На данной и смежной территориях среди них выделяются гранитоиды пестрого состава, среди которых присутствуют гнейсовидные породы состава гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, сиенитов, монцонитов и адамеллитов, обладающие всеми признаками формирования на месте в условиях гранитизации метаморфической кровли. Существенную роль играют также автохтонные биотитовые граниты, в которых сохраняются директивные текстуры. Все эти разновидности гранитоидов слагают единое поле и являются синхронными образованиями, связанными между собой постепенными переходами. Сиениты и монцониты, как правило, слагают краевые части адамеллитовых массивов на контакте с раннепалеозойскими карбонатными толщами и габброидами, однако при наличии большого количества ксенолитов они формируют самостоятельные обширные поля. Состав и структурно-текстурные особенности этой серии весьма изменчивые.

Поля развития автохтонных гранитов кульминационного этапа размещены преимущественно по периферии Туркинской ОКС среди более ранних гранитоидов. Со стратифицированными образованиями они контактируют лишь на отдельных участках, иногда имея с ними эруптивные контакты. Более поздние аллохтонные граниты слагают большой массив в центральной части Туркинской структуры, а также в виде небольших полей распространены во внешней ее зоне. Среди этих пород преобладают средне- и крупнозернистые биотитовые, реже лейкократо-

ХРУЛАН-БУРГАСЫ

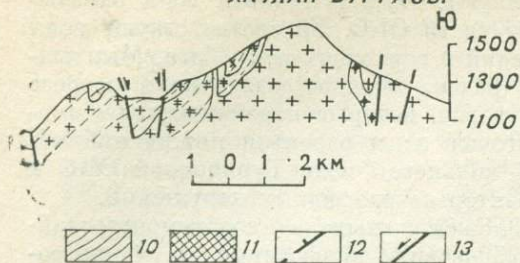


Рис. 17. Структура северной части Туркменской очагово-купольной структуры в вертикальном сечении.

1 — осадочные отложения впадин; 2 — граниты мелкозернистые лейкокатровые, гранит-порфиры; 3 — граниты средне- и крупнозернистые лейкокатровые и биотитовые; 4 — теневые граниты; 5 — теневые мигматиты; 6 — гранодиориты гнейсовидные; 7 — гнейсы; 8 — конгломераты, песчаники, сланцы; 9 — известняки с прослоями терригенных пород; 10 — сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 11 — кристаллические сланцы; 12 — надвиги; 13 — другие разрывные нарушения и направления смещений по ним.

вые граниты. Для них характерно локальное проявление процессов контакто-реакционного взаимодействия с кровлей и широкое развитие мелкозернистой фации зоны закалки.

Гранитоиды завершающего этапа развития структуры в виде небольших массивов гранитного и граносиенитового состава локализованы исключительно в краевой зоне структуры по всему ее внешнему периметру. Многочисленные дайки и штоки лейкокатровых гранитов, гранит-порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров и сиенит-порфиров развиты и в центральной ее части. Контакты их с вмещающими породами повсеместно резкие эруптивные. Они характеризуются широким развитием мелкозернистых и порфировых фаций зоны закалки, а также массовым развитием дайкоподобных апофиз от массива в сторону вмещающих пород.

Таким образом, в Туркменской ОКС намечается в общих чертах принципиальная схема концентрической зональности разновозрастных магматических образований. Аллохтонные граниты слагают преимущественно центральную часть ее, а теневые и массивные разности, относящиеся к автохтонным образованиям, тяготеют к ее внешней зоне. Здесь же присутствуют и более поздние интрузивы, связанные с завершающим этапом развития структуры. Повсеместно в направлении от внутренних частей ОКС к периферии наблюдается смена гранитов от лейкокатровых и биотитовых через гранитоиды с гранобластовыми структурами до гнейсовидных гранодиоритов, граносиенитов, кварцевых диоритов, адамеллитов, монзонитов и мигматитов с теневыми структурами пород субстрата, которые, в свою очередь, сменяются в различной степени гранитизированными позднепротерозойскими осадочно-метаморфическими образованиями, а затем подобными же нижнекембрийскими породами без признаков гранитизации. Приведенная схема структурно-магматической зональности Туркменской ОКС весьма близка к структурно-магматической зональности Ангырской ОКС, что указывает на близкий механизм их формирования.

Обращает на себя внимание структурная позиция современных выходов пород позднего протерозоя и раннего палеозоя. Как правило, первые концентрируются в кольцевую зону, располагаясь ближе к центру Туркменской структуры, а вторые размещаются вдоль ее периферии. Слоистость этих пород плавно огибает структуру, а сами они моноклиinally падают во внешнюю ее сторону, подчеркивая тем самым куполовидное поднятие. По типу разрезов раннепалеозойских отложений выделяются две дуговые зоны, окаймляющие Туркменскую ОКС по периферии. В состав первой из них входят северная и северо-западная части ОКС, включающие поля развития нижнекембрийских отложений в бассейнах рек Ямбуи и Турка. В основании разреза этих отложений залегает зеленосланцевая толща балбагарской свиты. Она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными породами курбинской свиты. Разрез завершается пестроцветной терригенной пановской свитой. В этой зоне преимущественно развиты сланцы разного состава, известняки, доломиты и терригенные грубообломочные породы. Вулканогенные обра-

зования в ней практически отсутствуют. Вторая дуговая зона охватывает западную, южную и восточную части ОКС. Ей соответствуют поля развития нижнекембрийских отложений в верховьях рек Абага, Мылдыген и Она. Этой зоне свойственно более широкое развитие в разрезе балбагарской свиты вулканогенных пород, которые перемежаются с терригенными. В целом указанные дуговые зоны развития нижнекембрийских отложений образуют внешний кольцевой пояс Туркинской ОКС и подчеркивают концентрический характер ее разрывных нарушений.

Сопоставление структурного положения выходов позднепротерозойских и раннепалеозойских метаморфических образований и сформированных по ним автохтонных и аллохтонных гранитоидов приводит к выводу, что концентрические системы разрывных нарушений, свойственные Туркинской ОКС, стали активно проявляться со времени формирования позднепротерозойских отложений. Именно в это время начали обособляться дуговые разломы, связанные с ростом купола. Развитие купольной структуры в раннем палеозое происходило в том же структурном плане, на что указывают близкие элементы залегания метаморфических пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия, в общем случае рисующие структуру облекания по ее периферии. Создается впечатление, что в геосинклиальный период на общем фоне погружения Туркинская ОКС уже начала проявляться как купольное поднятие, периодически выступавшее над уровнем моря. Так, балбагарскую и расположенную на том же стратиграфическом уровне, но на противоположной стороне ОКС федоровскую свиты венчают грубообломочные и вулканогенные отложения. Источником сноса грубообломочных и вулканогенных образований являлась, по-видимому, центральная часть поднятия, выступавшая над поверхностью моря в виде островов. То же самое отмечается и в средней части разреза курбинской и в синхронной с нею онипской свите, где на одном стратиграфическом уровне появляются довольно мощные горизонты песчаников и конгломератов. Как правило, подобные фации в геосинклиальных отложениях не прослеживаются далеко от береговой линии. В данном же случае они почти по всей периферии в виде прерывистого шлейфа опоясывают Туркинскую ОКС, что и дает основание считать в качестве источника сноса грубообломочного материала выступавшую над уровнем моря центральную ее часть. Последующие деформации и гранитизация не привели к структурной гомогенизации и не уничтожили позднепротерозойский структурный план, а развивались, преимущественно наследуя старые дуговые структурные направления, что в итоге привело к еще более четкой индивидуализации структуры.

В связи с отсутствием в районе более молодых стратифицированных отложений реконструировать дальнейшие этапы развития Туркинской ОКС методом формационного анализа не представляется возможным. Однако характер ее эволюции в данном случае может реставрироваться типом и временем формирования синхронных куполообразованию плутонических пород. Сохранившиеся в раннепалеозойских гранитоидах рестины и реликты пород субстрата, наличие гнейсов и мигматитов среди полей развития верхнепротерозойских и нижнекембрийских метаморфических образований указывают, что в постгеосинклиальное время здесь началось формирование гнейсового купола, перешедшего затем в гранито-гнейсовый, в пределах которого происходило интенсивное автохтонное гранитообразование путем магматического замещения гнейсового субстрата. До сих пор в пределах ОКС сохранились обширные поля раннепалеозойских гранитоидов с теньвыми структурами замещенных пород. В среднем палеозое в центральной ее части и по периферии сформировались огромные массы перемещенных палингенных гранитов.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап развития структуры сопровождался исключительно интрузивным гранитоидным магматизмом. Главные центры его проявления располагались преимущественно в краевых зонах купольной структуры, а также в ядерной ее части. Гранит-

ные массивы и дайки образуют прерывистое кольцо по периферии, выполняют радиально-концентрическую систему внутренних дислокаций, а также концентрируются в зонах широтных глубинных разломов. Таким образом, даже на заключительном этапе становления Туркинская ОКС продолжала эволюционировать унаследованно по заложенному ранее структурному плану. В это время лишь возрастала магмоконтролирующая роль глубинных разломов, а также связанных с формированием ОКС дуговых и радиальных разрывных нарушений. В позднемезозойское время в северной части структуры в зоне Кыджимитского глубинного разлома, совпадающего здесь с дуговой зоной разрывных нарушений, на фоне восходящих движений сформировалась грабенообразная Туркинская впадина, выполненная нижнемеловыми конгломератами. Анализ обобщенного рельефа района Туркинской ОКС показал, что и современная ее морфоструктура совпадает с древним поднятием. Это дает основание считать, что в Байкальском мегасводе современные морфоструктуры формировались, очевидно, в рамках древнего структурного плана.

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о том, что Туркинская ОКС представляет собой положительную структуру с зонально-концентрическим внутренним строением. По геолого-структурным данным, в ее пределах выделяется центральная часть и внешняя зона, различающиеся по ряду признаков. Унаследованное развитие ОКС прослеживается с позднепротерозойского времени вплоть до кайнозоя. В процессе своего развития очагово-купольная структура оказывала определяющее влияние на структурное положение и формирование окаймляющих ее структурно-фациальных зон, распределение в них фаций и мощностей вулканогенно-осадочных отложений, размещение гранитоидных образований и в конечном итоге на положение рудных узлов и металлогеническую зональность данной территории.

Дашабылжинская очагово-купольная структура располагается в междуречье Кижинга — Уда, имея в плане форму овала размером приблизительно 70×50 км, вытянутого в широтном направлении. В среднегорном рельефе района она выражена возвышением, которое рассечено в средней части широтно ориентированной Илькинской впадиной и окружено по периферии Удинской, Кижингинской и Кижя-Горхонской впадинами (рис. 18).

В тектоническом плане позиция ОКС определяется узлом пересечения субширотного Иволгино-Иргеньского, субмеридионального Вершиношовокиканского, а также диагональных Котокель-Бадинского и Тугнуй-Копдинского разломов. Эндокинетическая трещиноватость представлена системой радиальных и концентрических дизъюнктивов, фиксируемых линейными геофизическими аномалиями, а также прямолинейными отрезками долин притоков рек Уда, Кудун, Кижинга и Илька.

В геофизических полях очагово-купольная структура фиксируется кольцевой гравимагнитной аномалией такой же формы, но несколько меньших размеров. По данным интерпретации гравитационного минимума, предельные глубины центра тяжести аномально разуплотненных масс во внутренней зоне структуры составляют 5—7 км, и структура в разрезе, по-видимому, представляет собой гранитную линзу мощностью 12 км, залегающую в докембрийском основании. Сама же кольцевая аномалия имеет ясно выраженное концентрически-зональное строение: плотность и намагниченность пород ступенчато уменьшаются от периферии к ее центру, где возрастает лейкократовость гранитов.

Очагово-купольная структура сложена в основном гранитоидами палеозоя и раннего мезозоя с останцами и ксенолитами осадочно-метаморфических пород, телами базитов и кислыми эффузивами. Впадины заполнены мезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. По Иволгино-Иргеньскому разлому отмечены излияния кайнозойских базальтов. Основные черты строения ОКС в общем те же, что и у других ранее рассмотренных очагово-купольных структур. В периферийной зоне структуры несколько преобладают автохтонные раннепалеозойские гра-

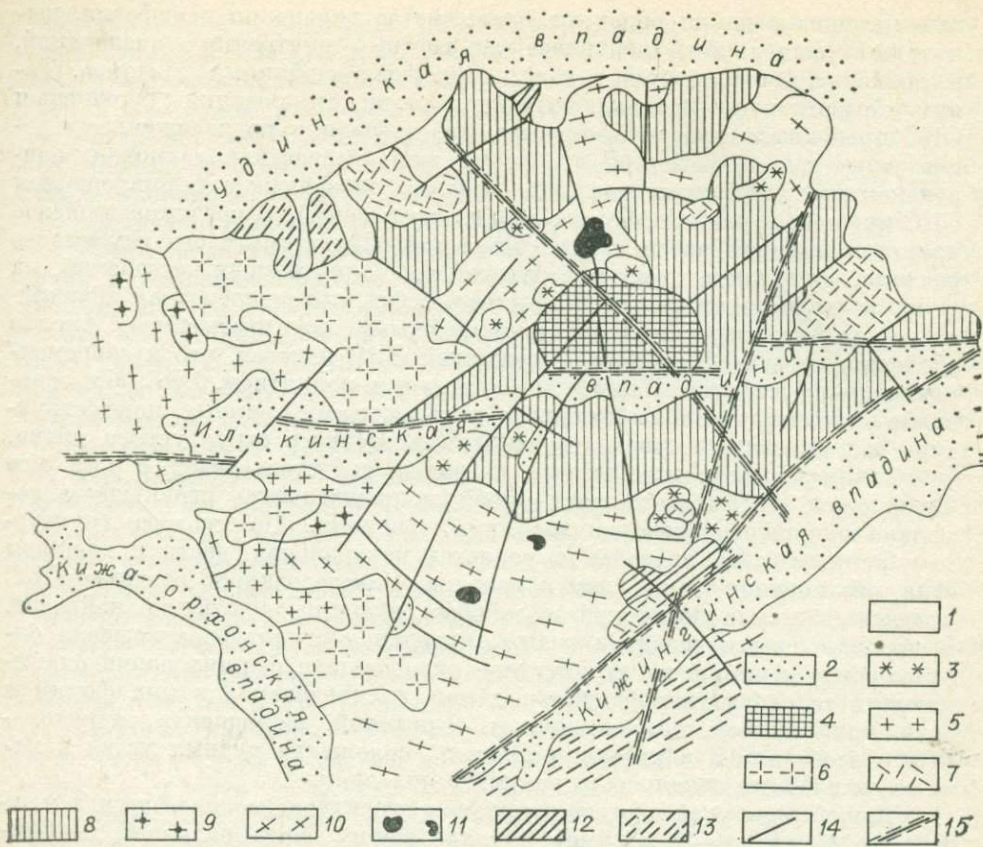


Рис. 18. Схематическое строение Дашабылкинской очагово-купольной структуры. Составил Н. В. Рудых.

1 — современные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные образования ($J_2 - K_1$); 3 — щелочные граниты, 4 — калищпатизированные граниты, 5 — лейкократовые граниты, 6 — сиениты, граносиениты, 7 — вулканы кислого состава ($PZ_3 - MZ_1$); 8 — аллохтонные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, часто порфировидные, 9 — гранодиориты, диориты PZ_{1-2} ; 10 — автохтонные гранитоиды и гнейсограниты, 11 — габброиды, 12 — кристаллосланцы, известняки (PZ_1); 13 — метаморфические образования (PR_3); 14 — радиальные и дуговые разломы; 15 — зоны региональных и глубинных разломов.

ниитоиды, представленные средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми сиенитами, сиенито-диоритами, граносиенитами и гранитами с постепенными переходами между отдельными разновидностями, а также гнейсовидными среднезернистыми биотитовыми гранитами, гнейсо-диоритами и мигматитами. Характерной чертой этих пород является наличие гнейсовидных текстур, неравномерное распределение слагающих породу минералов, постоянное присутствие ксеногенного материала. Гнейсовидность гранитов, всегда согласная со слоистостью вмещающих пород, проявляется ориентированным расположением минералов, прежде всего удлиненных зерен кварца, и иногда полосчатостью. Ксеногенный материал присутствует в виде мелких и микроскопических включений, шпировых обособлений и ксенолитов различной формы и размеров. Поля мигматитов и темных мигматитов площадью до 1 км^2 закартированы на водоразделе рек Хурхын-Шибирь и Ихе-Горхон, а также в других местах на южной окраине структуры. Более мелкие участки темных мигматитов, гнейсо-диоритов, гнейсо-гранодиоритов широко развиты среди гнейсовидных гранитов. Там же отмечены и массивные граниты, имеющие между собой постепенные переходы. В зонах перехода наблюдается постепенное исчезновение гнейсовидности. Количество массивных гранитов возрастает по направлению к контакту с аллохтонными гранитоидами. Большинство разнороднейших автохтонных гранитоидов характеризуется повышенной магнитностью и плотностью. Они, по-видимому, и создают

в геофизических полях тот в общем повышенный фон, на котором сформирована кольцевая аномалия.

Среди неперемещенных гранитоидов, особенно на периферии структуры, встречаются останцы нижнекембрийских осадочно-метаморфических пород, представленные кристаллическими известняками, различными сланцами и песчаниками. Эти образования фиксируются локальными минимумами магнитного и максимумами гравитационного полей, а также небольшими кольцевыми аномалиями. Там же, чаще в неперемещенных гранитах, наблюдаются ксенолиты базитов, сложенные во внутренних частях тел габбро, габбро-поритами, оливиновыми габбро и измененные в приконтактовых частях до габбро-диоритов и диоритов. Эти породы в геофизических полях фиксируются максимумами магнитности и силы тяжести.

Ближе к центру структуры автохтонные граниты сменяются аллохтонными, среди которых преобладают биотитовые крупно- и среднепорфировидные граниты. Меньшую роль играют биотитовые средне- и мелкозернистые массивные граниты, среднезернистые биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты. Эти гранитоиды почти не содержат ксенолитов осадочно-метаморфических пород, в них полностью отсутствуют ориентированные текстуры, контакты с вмещающими их породами резкие. В порфировидных гранитах широко проявлены процессы калишпатизации и более позднего кремнещелочного метасоматоза. В соответствии с составом меняются и физические характеристики аллохтонных гранитоидов. Вследствие заметного уменьшения намагниченности и плотности они фиксируются в основном магнитным минимумом внутренней зоны кольцевой аномалии, а также понижением поля силы тяжести.

Гранитоиды завершающего этапа магматизма представлены довольно многочисленными массивами лейкократовых и щелочных гранитов, субщелочных сиенитов и граносиенитов, которые размещены большей частью на периферии структуры и контролируются, по-видимому, системой ее нарушений. Там же наблюдаются небольшие поля фельзитов, кварцевых порфиров, ортофиоров и порфириров.

Среди гранитоидов значительное распространение имеют аляскитовые граниты, слагающие штокообразные массивы, небольшая часть которых описана М. И. Швадусом [1980]. Один из массивов, Ермаковский, составлен несколькими штокообразными телами с отчетливо выраженной зональностью. Основная масса гранитоидов массива представлена аляскитовыми гранитами, сложенными в основном микроклин-пертитом и кварцем, а в его краевых частях развиты мелко- и среднезернистые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, гранит- и сиенит-порфиры. Многочисленные дайки сиенито-диоритов, роговообманковых сиенитов, лейкократовых граносиенитов и сиенитов, а также фельзит-порфиров ориентированы во всех четырех направлениях относительно стран света. Их мощность не превышает первых десятков метров, а длина — одного километра. Мунгутский массив также представляет собой шток, вскрытый на поверхности в виде двух куполов. Его центральная часть сложена массивными среднезернистыми аляскитами, которые на периферии сменяются мелкозернистыми гранитами и граносиенитами. Дайки мелкозернистых сиенитов имеют преимущественно субмеридиональное простирание.

Лейкократовые граниты и кислые эффузивы фиксируются локальными минимумами магнитности и силы тяжести, а сиениты и граносиениты — гравитационными минимумами и максимумами магнитного поля. Массивы аляскитов отмечаются контрастными кольцевыми аномалиями. Общий характер строения периферийной зоны ОКС значительно сложнее ее внутренней части в силу разнообразия пород и их взаимоотношений, что и отображается в геофизических полях в виде окружающего внутреннюю зону аномалии периферийного кольца, составленного локальными максимумами и минимумами магнитности и силы тяжести.

Особенности геологического строения и развития Дашабылкинской ОКС, в частности неоднократное возобновление и затухание в ее пределах магматической деятельности, конформное положение слоистости осадочно-метаморфических пород и гнейсовидности автохтонных гранитоидов, дают основание полагать, что ее оформление как купольной структуры началось еще на стадии замыкания раннекаледонской геосинклинали, а в течение фанерозоя она прошла все эволюционные этапы гранито-сводового тектогенеза и закончила свое развитие как зрелая ОКС.

Цаган-Дабанская очагово-купольная структура расположена в междуречье Уда — Тугнуй (см. приложение). В современном рельефе она представлена удлинением в северо-восточном направлении овальным поднятием, орографически выраженным хр. Цаган-Дабан и его северными отрогами. Площадь Цаган-Дабанской структуры составляет около 7200 км². С севера и юга она ограничена соответственно Удинской и Тугнуйской впадинами, выполненными мезокайнозойскими осадочно-вулканогенными отложениями. Западный контур структуры прослеживается от устья р. Хилек до северо-восточного борта Иволгинской впадины. С востока она ограничена Илькинской и Ара-Кижинской межкупольными впадинами. Анализ рисунка речной сети, использованный при расчленовке внутренней структуры Цаган-Дабанской ОКС, позволил наметить в ее контурах несколько более мелких поднятий, осложняющих ее внутреннюю структуру. Они имеют изометрично-овальную форму, которая подчеркивается дугообразными отрезками речных долин, заложенных по тектонически ослабленным трещинным зонам концентрического плана в периферии локальных куполов.

К числу локальных купольных поднятий, осложняющих Цаган-Дабанскую ОКС, относятся Селенгинский, Брянский, Шелутайский, Жиримский и Барский. Первые три купола осложняют северное крыло Цаган-Дабанской ОКС, а два последних располагаются на ее южном фланге. Структурно-геологической границей между северной и южной группой дочерних куполов является зона Куйтун-Могзонского скрытого разлома фундамента, пересекающего Цаган-Дабанскую ОКС в широтном направлении. В зоне его влияния (шириной не менее 15 км) расположены Куналейская и Попомаревская вулканотектонические депрессии, выполненные позднепалеозойскими (?) вулканогенными отложениями. Внутренняя структура Цаган-Дабанской ОКС осложнена системой сквозных разломов ортогонального и диагонального плана. Кроме Куйтун-Могзонского, она пересекается субширотным Иволгино-Иргеньским разломом, северо-западными Балягинским, Посольским, субмеридиональными Бильчирским, Хилекским, а также многочисленными более мелкими разрывными нарушениями (рис. 19).

В геологическом строении Цаган-Дабанской ОКС участвуют терригенно-карбонатные геосинклинальные отложения раннего палеозоя, континентальные осадочно-вулканогенные отложения позднего палеозоя (?) и плутонические породы палеозойского и мезозойского возраста. Цаган-Дабанская ОКС относится к категории структур, в строении которых доминирующая роль принадлежит гранитоидам завершающего этапа развития ОКС, что затрудняет реставрацию более ранних этапов ее геологической истории. Так, например, метаморфизованные раннепалеозойские стратифицированные отложения, представленные кристаллическими известняками, пироксен-роговообманковыми и биотит-роговообманковыми сланцами, в виде единичных мелких ксенолитов сохранились лишь на юго-западном и восточном флангах ОКС, а также в зоне сопряжения Селенгинского и Брянского локальных куполов. Раннепалеозойские догранные интрузии базитов также имеют крайне ограниченное развитие. Они сохранились здесь лишь в виде незначительных по площади ксенолитов среди прорывающих их гранитоидов.

В пространственном размещении базитовых тел не обнаруживается отчетливой закономерности. Они наблюдаются в различных частях ОКС. Вместе с тем обнаруживается определенная тенденция к группировке

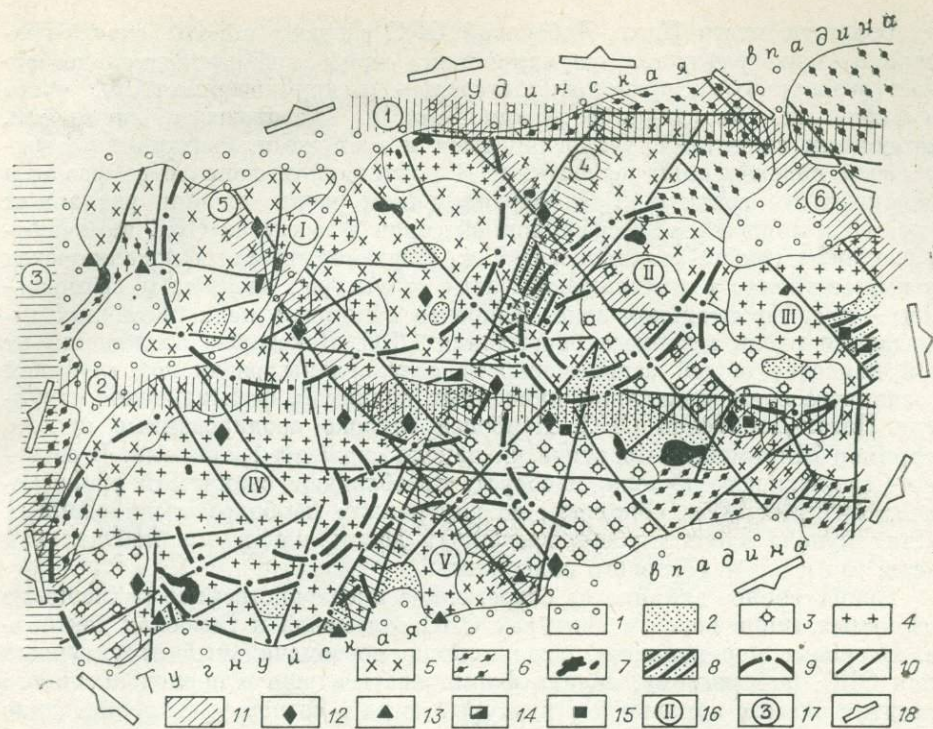


Рис. 19. Схема строения Цаган-Дабанской очагово-купольной структуры. Составили Э. Н. Кошлов, А. А. Белоголов.

1 — осадочно-вулканогенные отложения (MZ — KZ); 2 — нерасчлененные вулканогенные отложения, 3 — щелочно-гранитоидная формационная серия (PZ₃ — MZ₁); 4, 5 — граносиенит-лейкогранитная формационная серия: 4 — сиениты, граносиениты, 5 — граниты (PZ₂); 6 — диорит-гранодиорит-гранитная формационная серия (PZ₁₋₂); 7 — габброиды диоритизированные и сиенитизированные, 8 — осадочно-метаморфические отложения (PZ₁); 9 — дуговые разломы локальных куполов; 10 — разломы; 11 — осевые зоны региональных скрытых разломов фундамента; 12–15 — проявления эндогенной минерализации: 12 — редкометальной, 13 — флюоритовой, 14 — железорудной, 15 — фтор-редкометальной; 16 — локальные купола (I — Селенгинский, II — Брянский, III — Шелутайский, IV — Жиримский, V — Барский); 17 — зоны скрытых разломов фундамента (1 — Иволгино-Иргенский, 2 — Куйтун-Морзонский, 3 — Хилокский, 4 — Бильчирский, 5 — Посольский, 6 — Балягинский); 18 — внешний контур Цаган-Дабанской ОКС.

наиболее крупных тел базитов во фронтальной зоне, а более мелких — во внутренней зоне ОКС. Чаще всего ксенолиты базитов фиксируются среди гранитоидов, характеризующихся пониженной кремнекислотностью (сиениты, граносиениты, монцитониты). В настоящее время они представлены в различной степени гранитизированными и сиенитизированными разновидностями пород, и лишь в центральных частях крупных ксенолитов сохраняются реликты слабо измененных габбро, габбро-норитов и оливковых габбро. Измененные разновидности габброидов представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми диоритами, сиенито-диоритами и монцитонитами.

Основной фон Цаган-Дабанской ОКС составляют палеозойские гранитоиды, представленные диорит-гранодиорит-гранитной, сиенит-граносиенит-лейкогранитной и щелочно-гранитоидной последовательно сменяющимися во времени формационными сериями. Плутонические породы наиболее ранней по времени формирования диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии пользуются крайне ограниченным распространением на территории ОКС. Они представлены главным образом биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами, сиенито-диоритами и биотитовыми гранитами порфировидного и крупнозернистого сложения с массивными текстурами. Незначительные по площади пространственно разобщенные поля этих гранитоидов фиксируются лишь на западном и восточном флангах ОКС, обрамляя ее по периферии.

Большую часть Цаган-Дабанской ОКС слагают породы сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии средне-позднепалеозойского возраста. Они представлены средне- и крупнозернистыми, часто порфировыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами и гранитами, связанными между собой переходными разностями. В подчиненном количестве развиты лейкократовые граниты. В пространственном распределении различных типов гранитоидов этой формационной серии в контурах ОКС намечаются элементы грубой зональности. Так, например, граниты локализуются преимущественно в центральной части структуры, сиениты и граносиениты — в ее фронтальной зоне. Наиболее обширные поля последних наблюдаются вдоль северного обрамления ОКС. Некоторые отклонения от этой наиболее общей закономерности обусловлены различной глубиной эрозионного среза локальных купольных поднятий, формирующих структуру Цаган-Дабанской ОКС. Наиболее глубоко эродированные купола, например Жиримский, практически нацело сложены гранитами. В строении Селенгинского купола, наоборот, преобладают сиениты и граносиениты. Граниты здесь обнажены во внутренних наиболее эродированных частях купола вдоль глубоко врезанных долин, как в его центральной части, так и вдоль северного подножия.

Существенное влияние на современное пространственное размещение различных типов пород в контурах ОКС оказывала и глыбовая тектоника. Блоковые перемещения, осложнившие первоначальный структурный план ОКС, по-видимому, начали формироваться еще в период активного развития очагово-купольной структуры, когда в ее контурах происходило накопление позднепалеозойских вулканогенных отложений, сохранившихся в настоящее время в вулканотектонических депрессиях в центральной части ОКС и вдоль ее южного фронтального сегмента. В этих депрессиях вулканогенные отложения представлены андезитами, трахилипаритами, трахитами и их лито- и кристаллокластическими туфами.

Щелочные гранитоиды в контурах Цаган-Дабанской ОКС представлены тремя крупными массивами: Харитоновским, Куналейским и Брянским. В их строении принимают участие щелочные и субщелочные моноплатовые сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты, между которыми устанавливаются как постепенные переходы, так и секущие контакты. В основном они группируются на южном и юго-восточном флангах ОКС. Пространственное положение щелочно-гранитоидных массивов контролируется региональными зонами скрытых глубинных разломов фундамента, пересекающих ОКС.

Так, например, Харитоновский массив локализуется в узле пересечения субмеридионального Хилокского и северо-западного разломов. Куналейский массив расположен в зоне влияния Посольского разлома, а Брянский — в зоне сочленения Куйтун-Могзонского разлома и северо-западного разлома, прослеживающегося от верхнего течения р. Тугнуй до устья р. Уда. Время формирования щелочно-гранитоидной серии относится к концу перми — началу триаса. Становлением щелочно-гранитоидных массивов завершается фанерозойский гранитоидный магматизм в пределах Цаган-Дабанской очагово-купольной структуры.

Таким образом, в пространственном размещении фанерозойских гранитоидов в контурах Цаган-Дабанской ОКС наблюдаются элементы грубой концентрической зональности, которая выражается в том, что наиболее ранние гранитоиды, составляющие диорит-гранодиорит-гранитную формационную серию, локализуются преимущественно во фронтальной зоне ОКС, а породы сиенит-граносиенит-лейкогранитной серии слагают ее внутреннюю зону. Щелочно-гранитоидные массивы, контролируясь сквозными зонами скрытых глубинных разломов фундамента, располагаются на южном склоне купольной структуры.

Тайдутская вулканокупольная структура, расположенная в бассейне верхнего течения рек Кудун и Хилок, является примером интенсивной вулканической деятельности на завершающем этапе развития, что и

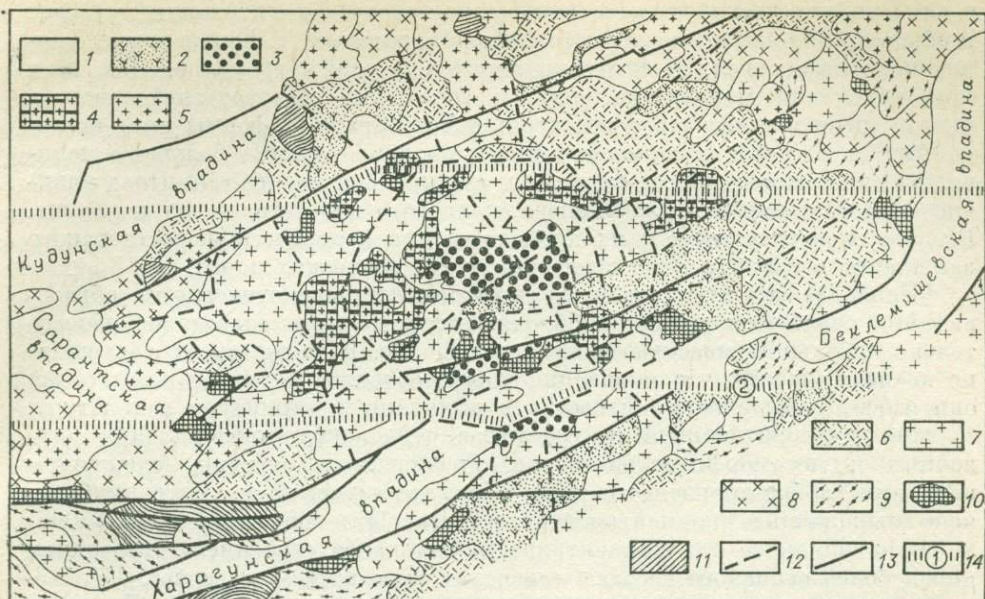


Рис. 20. Схема строения Тайдутской вулcano-купольной структуры. Составил Н. В. Рудых по материалам Л. Е. Эйдельмана и В. И. Фельдмана.

1 — вулканогенно-осадочные отложения межкупольных впадин ($J_2 - K_1$); магматизм завершающего этапа развития: 2 — вулканы кислого, меньше среднего состава с подчиненным присутствием грубообломочных пород ($J_2 - 3$); 3, 4 — близповерхностные щелочные (3) и субщелочные (4) гранитоиды и их порфировые разновидности, 5 — щелочные граниты, граносиениты и сиениты, 6 — вулканы преимущественно кислого состава ($PZ_3 - MZ_1$); 7, 8 — магматизм кульминационного этапа развития: 7 — перемещенные граниты (PZ_{1-2}); 8 — перемещенные и неперемещенные граниты, в том числе и теневые (PZ_1); 9—11 — магматизм начального этапа развития: 9 — гранито-гнейсы, 10 — габброиды (PZ_1); 11 — осадочно-метаморфические образования ($PR_2 - C_1$); 12—14 — разломы: 12 — радиально-концентрической системы, 13 — крупные региональной системы, 14 — широтные глубинные (1 — Иволгино-Иргеньский, 2 — Куйтун-Могзонский).

привело к образованию вулcano-купольной структуры, хотя развитие ее принципиально не отличается от универсальной схемы эволюции очагово-купольных структур. Поэтому ей присущи все характерные признаки, свойственные большинству очагово-купольных структур, но с завершающим массовым наземным вулканизмом (рис. 20).

Тайдутская структура имеет размеры 90×85 км и слегка вытянутую в широтном направлении форму вдоль Иволгино-Иргеньского глубинного разлома. Последний и явился ослабленной зоной, на которой заложилась Тайдутская купольная структура. Морфологически она выделяется куполовидным возвышением, образованным хребтами Цаган-Хуртэй и Цаган-Обон. Купол опоясывают мезозойские межкупольные впадины: Бектемшчевская, Могзонская, Горкинская, Харагунская, Сарантская, Кудунская и другие, более мелкие. Радиально-концентрическая система разломов, рассекающая ОКС, предопределила и радиальное расположение водотоков в пределах структуры.

При описании геологического строения Тайдутской вулcano-купольной структуры использованы материалы В. И. Фельдмана [1958, 1969] и Л. Е. Эйдельмана [1971, 1973], называвшего эту структуру вулcano-тектонической, возникшей в позднеюрское время на месте раннеюрской Хазарта-Алентуйской тектоно-магматической структуры. Мезозойская история Хазарта-Алентуйской структуры завершилась формированием Тайдутской вулcano-купольной структуры с массовым проявлением наземного вулканизма и близповерхностных интрузий. Зарождение ее произошло значительно раньше, а потому в возрастном отношении соотносится с образованием всех очагово-купольных структур Байкальского мегаблока.

Реликты нижнепалеозойского геосинклинального субстрата в пределах структуры представлены различными сланцами, встречающимися

в виде редких ксенолитов по периферии купола. Гранитизация их ведет к образованию амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсированных диоритоподобных пород, гнейсогранодиоритов и гнейсо-гранитов. Для всех этих пород характерны колебания минерального состава; гнейсовидная, иногда неясно полосчатая, текстура; пластобразные формы тел; постепенные переходы к метаморфическим породам; наличие большого количества скиалитов гнейсов, согласных с текстурой гнейсо-гранитов; наличие новообразованного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Все это свидетельствует о их происхождении в процессе магматического замещения и гранитизации осадочно-метаморфических пород.

Наиболее древними и интродуцированными магматическими образованиями считаются породы габбро-диоритового ряда, слагающие относительно небольшие массивы среди гранитоидов. В то же время совершенно не исключается, что появление пород, особенно в тех случаях, когда они имеют невыдержанный состав и изменчивую структуру и текстуру, связано с диоритизацией и гранитизацией карбонатсодержащих осадочных и метаморфических пород. Разобщенные массивы, сложенные породами габбро-диоритового ряда, образуют внешний и внутренний неясно выраженные концентрические пояса. Отдельные массивы имеют линейно-зональное или концентрически-зональное строение с тяготением пород более основного состава к центральным частям массивов. Переходы между разновидностями пород, как правило, постепенные. Довольно широко распространены наложенные процессы биотитизации, амфиболитизации, деанортитизации, калишпатизации. С породами габбро-диоритового ряда устанавливается генетическая связь проявлений титаномагнетитовой и апатитовой минерализации.

Породы автохтонных и аллохтонных массивов связаны с процессами гранитизации метаморфического субстрата. Они слагают большую часть купола, располагаясь ближе к его внешней зоне. Намечается непрерывный диорит (реже тоналит)-гранодиорит-гранит-лейкогранитный эволюционный ряд, в котором соседние породы связаны между собой постепенными переходами. В диоритах и гранодиоритах присутствуют мелкие ксенолиты и скиалиты метаморфических пород.

Наиболее распространены биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, слагающие крупные плутоны. Породы обычно имеют массивное сложение, однако теньевые и порфириовидные текстуры не являются редким исключением. В теньевых гранитах ориентированное расположение биотита, а также его шпировых обособлений продолжает в какой-то мере отражать видную гнейсовидность гранитизированного субстрата. Элементы гнейсовидности полностью исчезают в лейкократовых гранитах, которые слагают перемещенные дискордантные массивы, иногда неясно зонального строения с увеличивающейся лейкократовостью к центральным частям массива. Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты больше тяготеют к внешней зоне купола. По петрохимическому составу образования диорит-гранодиорит-гранитной серии относятся к породам нормального ряда и только ее крайние лейкократовые разности характеризуются некоторым пересыщением кремнеземом и щелочами.

Магматизм завершающего этапа формирования Тайдутской вулкано-купольной структуры, начавшись в позднем палеозое, продолжался с перерывами до поздней юры. В отличие от других ОКС, где завершающий магматизм обычно представлен интродуцированными массивами, иногда сопровождающимися ограниченной вулканической деятельностью, здесь наземный вулканизм получил большее развитие, в результате чего и была сформирована вулкано-купольная структура. Кроме Тайдутской структуры подобную же направленность развития имеют Тэшигская, Боргойская и Тамирская вулкано-купольные структуры. Между собой они имеют несколько асинхронное развитие, но всем им присуща идентичная направленность эволюции магматизма с постепенным увеличением щелочности вплоть до появления щелочных гранитов.

В Тайдутской купольной структуре интенсивная вулканическая деятельность проявилась в поздней перми — ранней юре, а затем в средней — поздней юре, сопровождаясь становлением близповерхностных и даже субвулканических интрузивных тел. Позднепалеозойско-раннемезозойский магматизм начался с извержения пород трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахилипаритового ряда, относимых геологами то к тамирской, то к цаган-хунтэйской свитам, с весьма неопределенной возрастной трактовкой от поздней перми до ранней юры. Вулканы этого возраста в Тайдутском куполе занимают определенное структурное положение, располагаясь по его периферии в виде почти непрерывного пояса. Вулканы представлены главным образом пирокластическими образованиями, отвечающими составу трахитов, меньше трахиандезитов, трахибазальтов и трахилипаритов, а по размеру обломочного материала включают все разности от витрофировых и пепловых туфов до агломератовых. Излившиеся вулканы имеют состав трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, трахилипаритов с весьма разнообразными структурными и текстурными рисунками. Обычными являются и вулканогенно-осадочные породы, представляющие собой продукт переотложения местных вулканитов с примесью пирокластики. Мощность вулканитов достигает 750—850 м [Фельдман, 1958].

С излившимися и пирокластическими образованиями тесно ассоциируют интродуцированные липариты и трахилипариты, слагающие дайкоподобные, цилиндрические, лакколитоподобные или неправильные экстрезии, а также круто- и пологозалегающие пластообразные тела. Центральные части их сложены раскристаллизованными грубофлюидалными породами, которые в эндоконтактной зоне переходят в тонкораскристаллизованные и тонкофлюидалные липариты или в туфолавы и лавобрекчи, иногда игнимбритоподобные [Эйдельман, 1973].

Вулканогенные образования прорываются интрузиями щелочной граносиенит-гранитной формации, представленной среднезернистыми, массивными или миаролитовыми, редко слабопорфировидными эгиририбекитовыми, рибекит-арфведсонитовыми и рибекитовыми граносиенитами и гранитами, а также субвулканическими телами гранит-граносиенит-порфиров. Все эти породы — существенно микроклиновые образования с малым содержанием темноцветов и переменным количеством кварца. Среди щелочных темноцветов преобладает эгирин. Присутствуют и лейкограниты, не содержащие или почти не содержащие темноцветов. В центральных частях крупных интрузивных тел, таких как Хаазартинский и Атхинский щелочные массивы, присутствуют крупнозернистые породы, переходящие к периферии в среднезернистые, а затем в мелкозернистые и даже порфировые породы. Щелочные массивы, которые в общем случае образуют неясный кольцевой пояс в купольной структуре, располагаются в промежуточной зоне купола.

Средне-верхнеюрские вулканиты представлены туфами, туфолавами, игнимбритами липаритов, микрофельзитов, а также перлитами, переслаивающимися с вулканомиктовыми конгломератами, конглобрекциями, гравелитами, песчаниками. В генерализованном виде вулканиты и вулканомиктовые образования тяготеют к периферии купола и к бортам межкупольных впадин. Вместе с тем известно несколько позднеюрских вулканических аппаратов и экстрезивных вулканических некков, формирующих локальные вулканические купола. Сложены они тонкофлюидалными липаритами с микрофельзитовой структурой или же афировыми липаритами со сферолитовой структурой. Намечается общее повышение щелочности в процессе вулканической деятельности. Так, вблизи вулканических аппаратов, по наблюдениям А. Т. Бахаева и Л. Е. Эйдельмана [1972], нижний комплекс вулканитов представлен афировыми липаритами и их туфами, туфолавами и игнимбритами, а верхний — подобными же породами, но трахилипаритового состава.

Средне-позднеюрский вулканизм сопровождался экстрезиями субщелочных граносиенитов и гранитов, имеющих порфировое строение и

переходящих в граносиенит-порфиры и гранит-порфиры с возможным изменением состава в этих же рамках внутри массива. Для пород характерно резкое преобладание микроклин-пертита и неравномерное распределение кварца. Экструзии располагаются в зонах разлома, а потому и имеют иногда резкие угловатые очертания.

Тайдутская вулcano-купольная структура почти по всей периферии обрамлялась межкупольными впадинами, в которых накапливались верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Однако поперечные впадины, обрамлявшие купол с запада и востока, впоследствии при слиянии куполов были вовлечены в поднятие и утратили свое морфоструктурное выражение, хотя осадочные породы этого возраста, представленные конгломератами и песчаниками, еще сохранились в хр. Цаган-Хуртай. Таким останцом является поле среднеюрских конгломератов в истоках р. Харагун.

Приведенное краткое описание Тайдутской вулcano-купольной структуры тем не менее достаточно определено показывает ее отличие от других очагово-купольных структур, которое проявляется в весьма масштабном наземном вулканизме, имевшем место на завершающем этапе ее развития. Интенсивная вулканическая деятельность сопровождалась образованием на куполе чехла из вулcanoгенных пород. Последующая эрозия уничтожила большую часть чехла, который сохранился лишь по периферии купола у его подошвы. В центральных частях купола эрозия вскрыла множество экструзий и субвулканических тел, многие из которых консервируют бывшие магмовыводящие каналы.

Интенсивный кислый вулканизм в экструзивной и эффузивной фациях на завершающем этапе развития купольной структуры свидетельствует о подъеме очагов магмообразования до малых глубин, на которых уже возможен прорыв магмы на земную поверхность. На малых глубинах уже невозможны процессы гнейсификации и мигматизации, а магматическое замещение, если оно имеется, может протекать непосредственно по осадочным породам или неизменным вулканитам, что обычно трактуется как ассимиляция вмещающих пород. Однако этот процесс более энергоемок, а потому, как правило, он чаще отмечается в вулcano-купольных структурах, где, по-видимому, возникает мощный энергыводящий поток. Вместе с тем следует заметить, что процессы ассимиляции обычно имеют довольно ограниченные масштабы и проявляются локально. Возможно, энергыводящий поток в таких случаях потому и повышен, что сосредоточен в локальных флюидыводящих структурах (обычно это разломы и узлы их пересечения). Поэтому и вулcano-купольные структуры являются аномально повышенными энергыводящими структурами на завершающем этапе развития купольных структур.

Заканчивая описание купольных и очагово-купольных структур Байкальского мегасвода, следует отметить, что дана характеристика лишь наиболее типичных купольных структур, законсервированных на разных стадиях развития. Различия их достаточно существенны, а потому выделение намечаемой стадийности, как и общей направленности развития, получает подтверждение. Вместе с тем описание всего лишь нескольких зрелых ОКС показывает наличие существенных различий у однотипных структур в размерах, в интенсивности проявления гранитизации, в масштабах автохтонного, аллохтонного и остаточного гранитоидного магматизма и его соотношения с глубинными разломами и т. д. Если к этому добавить некоторую асинхронность развития купольных структур, о чем уже упоминалось в работе, то станет достаточно очевидной их индивидуальность и даже некоторая автономность по отношению друг к другу. Вместе с тем и индивидуальность, и автономность купольных структур имеют достаточно определенные границы, ибо определяющим все же является принципиально однотипное и последовательно-необратимое развитие купольных структур.

**ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
ОЧАГОВО-КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР**

Современные представления о геологическом строении и эволюции гранитоидного магматизма Байкальской горной области выработаны многочисленными исследованиями нескольких поколений и нашли свое отражение в обобщающих и специальных работах В. Г. Беличенко, И. В. Гордиенко, А. Н. Дистановой, Ю. В. Комарова, Л. А. Козубовой, Б. А. Литвиновского, П. И. Налетова, В. А. Дворкина-Самарского, Е. В. Павловского, Ф. Г. Рейфа, Л. И. Салопа, Н. С. Вартановой и многих других.

Коренной пересмотр некоторых представлений о магматической геологии региона, осуществленный вышеупомянутыми исследователями, позволяет более обоснованно говорить о закономерностях пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма в фанерозое, хотя полностью не решает многих дискуссионных вопросов, касающихся масштабов проявления, происхождения и геолого-структурного положения магматических формаций различных возрастных рубежей.

В частности, у разных исследователей до сих пор нет единого представления об объеме, составе и возрасте палеозойских гранитоидных комплексов и формаций. Б. А. Литвиновский и А. Н. Занвилевич [1972, 1976], выделив в свое время из состава витимканского магматического комплекса граносиенит-гранитную серию пород в самостоятельный среднепалеозойский зазинский комплекс, гранитоидные породы ранних фаз витимканского комплекса объединили с раннепалеозойским баргузинским. При этом в состав зазинского комплекса, по существу, автоматически вошли и обширные поля сиенит-граносиенитовых пород, выделявшиеся ранее в составе кудунского комплекса [Геолого-петрографический очерк..., 1962; Комаров, 1972]. Основанием для этого послужило лишь наличие петрохимического тождества между гранитоидами зазинского комплекса и кислыми вулканитами Витимского плоскогорья, которые были отнесены Б. А. Литвиновским [1977] к среднему палеозою, хотя до настоящего времени они не охарактеризованы ни фаунистически, ни геохронологически, и разными исследователями относятся либо к олдындинской или иташинской (кембрий), либо к цаган-хунтэйской (триас) свитам. В результате критерии, позволяющие однозначно идентифицировать при геологическом картировании обширные поля пород сиенит-граносиенитового состава, стали неопределенными, так как в составе и зазинского, и кудунского комплексов развиты сходные по составу сиенит-граносиенитовые породы. К кудунскому комплексу Б. А. Литвиновский [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981] предлагает относить лишь субщелочные существенно моношпатовые сиениты и граниты, которые ранее рассматривались в составе куналейского комплекса щелочных гранитоидов [Комаров, 1972].

В Джидинской горной стране аналогом зазинского комплекса считается дабанский, выделенный впервые из состава джидинского в объеме граносиенит-гранитной ассоциации А. Н. Дистановой [1971]. Впоследствии И. В. Гордиенко и др. [1978] было показано, что в составе дабанского комплекса кроме широко распространенных кварцевых сиенитов и граносиенитов присутствуют также субщелочные и даже щелочные сиениты. Верхнюю возрастную границу дабанского комплекса И. В. Гордиенко [1976] определяет по наличию пород этого комплекса в гальке конгломератов фаунистически охарактеризованной гуззанской свиты (верхний карбон — нижняя пермь), хотя непосредственные взаимоотношения между породами свиты и дабанскими гранитами не наблюдались. Более того, судя по петрографическому составу галек, обнаруженных И. В. Гордиенко в конгломератах гуззанской свиты, они представлены

щелочными альбитизированными моношпатовыми гранитами и сиенитами, которые в целом не типичны для гранитоидов дабанского комплекса. Таким образом, прямых геологических доказательств о налегании гунзанской свиты на гранитоиды дабанского комплекса до сих пор не имеется.

Неопределенность в отнесении субщелочных сиенитов и граносиенитов к какому-либо конкретному магматическому комплексу очевидна и при сравнении карт магматических формаций Саяно-Байкальской горной области, опубликованных в последних монографических работах И. В. Гордиенко с соавторами [1978] и Б. А. Литвинского [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981]. В этих вариантах карты существенно по-разному трактуется фактический материал, касающийся объема, а следовательно, и состава дабанского, зазинского, кудунского и бичурского комплексов.

По нашему мнению, подобное расхождение стало возможным в результате отсутствия у исследователей единой геолого-структурной основы при интерпретации данных магматической геологии региона и скудности надежных геохронологических датировок опорных магматических формаций, что негативно отразилось на их корректной возрастной корреляции. Вместе с тем с позиций качественно однотипного стиля эволюции и неодновременности зарождения и отмирания конкретных очагово-купольных структур, расположенных в разных частях Байкальского мегасвода, ареалы развития палеозойских гранитоидов в действительности представляют собой слившиеся воедино фрагменты частных очагово-купольных структур, законсервированных на разных стадиях эволюции. В зависимости от степени зрелости каждой конкретной структуры варьируют состав и масштабы проявления разновременных магматических формаций на площади Байкальского мегасвода.

С эволюцией купольных и очагово-купольных структур в Байкальском мегасводе увязывается в единую схему весь гранитоидный магматизм, который можно подразделить на магматизм начальных, средних и завершающих этапов развития этих структур. На начальных этапах появляются гранитоиды, образовавшиеся при гранитизации; на средних культинационных этапах возникают большие массы авто- и аллохтонных гранитоидов; и, наконец, на завершающих этапах формирования очагово-купольных структур появляется лишь перемещенный остаточный магматизм в виде небольших гранитных массивов или вулканоплутонических комплексов (см. рис. 2).

На данной стадии изученности региона представляется наиболее целесообразным подразделить проявления фанерозойского гранитоидного магматизма Байкальского мегасвода на следующие последовательно сменяющиеся во времени формационные серии, отражающие наиболее характерные этапы эволюции асинхронно развивающихся гранито-гнейсовых и очагово-купольных структур: гнейсовая и мигматит-гнейсо-гранитная формационные серии начального этапа, диорит-гранодиорит-гранитная формационная серия культинационного этапа, сиенит-граносиенит-лейкогранитная и щелочно-гранитоидная формационные серии завершающего этапа.

В принятой нами классификации формационных серий использованы основные принципы учения о магматических формациях, развитые Ю. А. Кузнецовым [1964]. Названия формационным сериям даны по наименованию наиболее широко развитых в их составе пород. В формационные серии объединяются близкие по составу ассоциации магматических пород, которые отвечают определенным этапам развития купольных структур, в зависимости от степени их «зрелости». Несомненно, что такая классификация является идеализированной, так как не всегда удастся установить четкие признаки, отличающие близкие по составу формации, ибо происходит последовательное и постепенное замещение ранних формаций более поздними, что характерно для начальных и культинационных этапов развития очагово-купольных структур.

Например, весьма условны критерии, на основании которых можно было бы строго разграничить породы мигматит-гнейсо-гранитной и диорит-гранодиорит-гранитной формационных серий, так как в строении отдельных купольных структур в том или ином объеме постоянно присутствуют гранитоиды каждого формационного ряда. Поэтому при определении принадлежности гранитоидов к тому или иному формационному ряду вместе с особенностями вещественного состава определенное значение приобретает их структурное положение и масштабы проявления в контурах ОКС.

Однако следует признать, что главным достоинством этой классификации является то обстоятельство, что выделенные формационные серии вполне однозначно характеризуют отдельные этапы эволюции купольных структур мегасвода, отображая пульсационный и необратимый характер развития гранитоидного магматизма. В каждой формационной серии в ряде случаев удается наметить более дробные классификационные подразделения, отвечающие по объему конкретным магматическим формациям, различающимся между собой как количественными соотношениями, так и вариациями в составе пород, участвующих в сложении отдельных купольных структур.

Основные закономерности эволюции гранитоидного магматизма в процессе развития Байкальского мегасвода рассматриваются на примере наиболее детально изученных ОКС, законсервированных на разных этапах развития, так как в зависимости от степени зрелости эти структуры характеризуются различными масштабами проявления и полнотой набора определенных магматических формационных серий.

Гранитоидные формации начального этапа участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов, обрамляющих периферию Байкальского мегасвода, и представлены гнейсовой и мигматит-гнейсо-гранитной формационными сериями. Они заключают обширную группу пород гранитного состава от гнейсов, мигматитов, гранитно-гнейсов и до гранитов, связанных между собой постепенными переходами.

Гнейсовая формационная серия свойственна лишь гнейсовым куполам, которые отмечаются в краевых гранито-гнейсовых валах. Представлена она формациями, в которых преобладают гнейсы и в подчиненном количестве присутствуют мигматиты и гнейсо-граниты, причем состав гнейсов зависит от состава осадочно-метаморфического субстрата.

Мигматит-гнейсо-гранитная формационная серия представлена формациями, сложенными мигматитами и гнейсо-гранитами, с подчиненным присутствием в них реликтов или даже останцов гнейсов. В некоторых случаях они могут включать существенные объемы тeneвых гранитов, в которых сохраняются или просматриваются тeneвые текстуры былой гнейсированности. Различия между гнейсовыми и мигматит-гранито-гнейсовыми формационными сериями заключаются главным образом в количественном соотношении гнейсов с мигматитами, гнейсо-гранитами и тeneвыми гранитами.

Мигматит-гнейсо-гранитная формационная серия, как и гнейсовая, слагает краевые гранито-гнейсовые валы. По южному и юго-восточному обрамлению мегасвода они находят орографическое выражение в виде Бутэлиннурского, Заганского, Малханского, Безымянного и Яблонового хребтов, а также хр. Черского, где эти образования обычно относятся к заганскому, малханскому, джидинскому и другим интрузивным комплексам в возрастном интервале от архея до раннего палеозоя [Налетов, 1962; Дворкин-Самарский, 1965; Деньгин, Старченко, 1961; Козубова, 1967]. Однако единая геолого-структурная позиция этой группы гранитоидов позволяет объединить их в единую мигматит-гнейсо-гранитную формационную серию, формирующуюся на начальной стадии эволюции гнейсо-гранитных куполов. Эта же формационная серия участвует в строении куполов Приморского, Ачитканского, Чуйского, Мамского и других краевых гранито-гнейсовых валов.

В пределах отдельных валов выделяются гранито-гнейсовые купола,

обычно сложенные в центральных частях теньевыми биотитовыми или биотит-роговообманковыми гранитами, переходящими к периферии в гнейсо-граниты, иногда в мигматиты и далее в гнейсы и кристаллические сланцы. В гранитоидах сохраняются теньевые структуры замещения пород и даже горизонтов. Последние наблюдаются в виде протяженных полос, обогащенных минералами, причем эти полосы имеют согласное залегание с вмещающими метаморфическими породами или же появляются на простирании отдельных пластов гнейсов и кристаллических сланцев, как бы трассируя их продолжение в гранитоидах. В гранитоидах часто сохраняются реликты пластовых тел кварц-полевошпатовых гнейсов, биотитовых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, в различной степени гранитизированных.

В ядрах гранито-гнейсовых куполов отмечаются тела крупно- и среднезернистых биотит-роговообманковых, биотитовых и редко лейкократовых гранитов. На склонах и у подножия куполов увеличивается разнообразие гранитоидов, среди которых преобладают разности с переменным минеральным составом. В случае обогащения карбонатами первичных осадочных пород по ним образуются диориты, гранодиориты, тоналиты и монцититы.

В целом гранитоиды, слагающие гранито-гнейсовые валы на восточной окраине Байкальского мегасвода, представлены породами известково-щелочного ряда, иногда дающими отклонения в сторону незначительного увеличения их щелочности [Комаров, 1972], при относительном преобладании доли натрия среди щелочей без существенного изменения их суммарного содержания.

Гранитоидные формации кульминационного этапа развития очагово-купольных структур проявились в массовых масштабах на всей территории Байкальского мегасвода, представляя собой разнообразные авто- и аллохтонные гранитоиды, участвующие в строении практически всех очагово-купольных структур. В разных частях Байкальского мегасвода гранитоиды кульминационного этапа развития очагово-купольных структур существенно различаются по своим петрохимическим характеристикам и обычно относятся к разным интрузивным комплексам, хотя они и занимают вполне определенное структурно-геологическое положение, характеризующее стадию перехода гранито-гнейсового купола в очагово-купольную структуру. Несмотря на пестроту и разнообразный набор гранитоидов, формирующихся на этом этапе развития ОКС, наиболее важным признаком, позволяющим объединить их в единую диорит-гранодиорит-гранитную формационную серию, является сходная структурно-геологическая обстановка образования, отвечающая стадии перерождения гранито-гнейсовых куполов в ОКС. Для гранитоидов кульминационного этапа характерна достаточно ясно выраженная зависимость их состава от вмещающих пород, т. е. от литологии различных структурно-фациальных зон геосинклинальной стадии развития Байкальской горной области. Специфика гранитоидов кульминационного этапа развития наиболее контрастно проявляется при сравнении ОКС, развитых на юго-западном и северо-восточном флангах мегасвода.

На рассматриваемой территории Байкальского мегасвода гранитоидный магматизм кульминационного этапа развития представлен главным образом двумя раннепалеозойскими (?) магматическими формациями: диорит-гранодиорит-гранитной и тоналит-гранодиорит-гранитной, объединяющих баргузинский, джидинский, нашитуйский и частично витимканский магматические комплексы. Структурно-геологическое положение различных типов раннепалеозойских гранитоидов, составляющих диорит-гранодиорит-гранитную формацию, и особенности их эволюции рассмотрены на примере наиболее детально изученной Ангырской ОКС, а также привлекаются данные по другим ОКС.

Для гранитоидов кульминационного этапа, слагающих Ангырскую ОКС, характерно наличие целого ряда реликтовых структурных элементов, позволяющих рассматривать их в качестве образований, сформиро-

вавшихся на месте бывшей гнейсовокупольной структуры. Ядро Ангорской ОКС сложено мелко- и среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, которые окаймляются кольцевой зоной массивных средне- и крупнозернистых, часто порфировидных биотитовых гранитов и биотит-роговообманковых адамеллитов и гранодиоритов. Фронтальная зона ОКС более гетерогенна, так как в ее строении участвуют как автохтонные, так и аллохтонные разности гранитоидов. Они представлены массивными и гнейсовидными гранитами, адамеллитами и кварцевыми монцонитами. Последние преимущественно развиты на восточном фланге структуры. Между разнообразными структурно-текстурными типами гранитов, слагающих Ангорскую ОКС, наблюдаются как постепенные переходы, так и секущие контакты.

Автохтонные гранитоиды в западном секторе Ангорской ОКС представлены биотит-роговообманковыми адамеллитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами. Среди них преобладают среднезернистые гнейсовидные разности, иногда переходящие в массивные или порфировидные крупно- и мелкозернистые, слагающие субпараллельно чередующиеся поля и полосы. Гнейсовидные гранитоиды развиты преимущественно вблизи вмещающих их кристаллических сланцев и характеризуются постоянным присутствием мелких изометричных и линзовидных ксенолитов или в различной степени дезинтегрированного метаморфогенного материала, состоящего из скопления плагиоклаза, биотита, кварца и роговой обманки.

Между автохтонными биотит-роговообманковыми адамеллитами и биотитовыми гранитами существуют переходные разности пород. Происходящие при этом изменения в минеральном составе заключаются главным образом в уменьшении относительного содержания кварца, калишпата и увеличении количества плагиоклаза и роговой обманки в адамеллитах по сравнению с гранитами. Для адамеллитов характерен следующий минеральный состав: плагиоклаз № 21—32 (35—41%), калишпат — $Or_{80}Alb_{20}$ (26—39%), кварц (11—18%), биотит (0—7%), роговая обманка (0—9%). Граниты сложены плагиоклазом № 10—35 (15—40%), калишпатом — $Or_{84}Alb_{16}$ (30—50%), кварцем (25—35%) и биотитом (1—5%).

С вмещающими кристаллическими сланцами адамеллиты и граниты соприкасаются через поля и зоны гнейсов и мигматитов, измеряемые десятками и сотнями метров. Переходная зона между кристаллическими сланцами и относительно гомогенными гранитоидами характеризуется наличием в сланцах согласных со сланцеватостью субпараллельных лейкократовых полос гранитоидного состава, минимальная мощность которых не превышает нескольких сантиметров. На современном уровне эрозионного среза породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и сохранившиеся среди обширных полей автохтонных гранитоидов, представлены главным образом высокоосновными алюмосиликатными кристаллическими сланцами и габброидами, которые являются наиболее инертными в процессе гранитизации и селективного плавления.

Среди сланцев наиболее широко развиты $Ди + Пл$, $Ди + Пл \pm Кв \pm \pm Ск$, $Ди + Пл + Би \pm Кв$ разности. В резко подчиненном количестве встречаются $Кв + Пл + Би + Мц$ и $Кв + Пл + Роg \pm Ми$ разности кристаллических сланцев, среди которых и наблюдается максимальное количество лейкократовых линзо- и жиллообразных обособлений гранитоидного состава ($Кв + Пл + Мц + Роg$). В $Ди + Пл + Би \pm Кв$ сланцах они развиты крайне ограниченно и практически исчезают в бескварцевых диопсидовых сланцах.

Характер соотношений автохтонных гранитоидов с вмещающими кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, свидетельствует о том, что гранитоиды формируются *in situ* в результате селективного плавления предварительно гранитизированных высокоосновных алюмосиликатных пород, а также непосредственно за счет плавления пород, в составе которых изначально присут-

ствуют минеральные компоненты, необходимые для возникновения гранитных расплавов [Рейф, 1976].

Аллохтонные гранитоиды представлены сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и гранитами. Кварцевые монцониты и сиениты слагают фронтальную зону восточного сектора Ангырской ОКС. Они также участвуют в строении Туркинской, Дашабыл-кинской и Цаган-Дабанской очагово-купольных структур, в пределах которых тяготеют к периферии этих структур либо к межкупольным пространствам в зонах сочленения дочерних куполовидных поднятий, как это наблюдается в Цаган-Дабанской ОКС. В тех ОКС, где сохранились фрагменты метаморфогенно-осадочных раннепалеозойских отложений, монцониты обычно находятся в непосредственном контакте с породами зеленосланцевой фации метаморфизма. При этом последние претерпевают термальное воздействие со стороны монцонитов, выражающееся в образовании роговиков.

Среди перечисленных типов пород преобладают кварцевые монцониты. Они представлены массивными, реже гнейсовидными, разностями средне- или мелкозернистого сложения, в различной степени насыщенными дезинтегрированным ксеногенным материалом, состоящим из мелкозернистого агрегата плагиоклаза, биотита, роговой обманки или диопсида. Породы имеют мезократовый облик. В пространственном распределении различных типов монцонитов и сиенитов устанавливаются следующие особенности. Вне зоны контактового воздействия с вмещающими породами развиты кварцевые монцониты, состоящие из плагиоклаза № 20—40 (35—50%), микроклина (20—33%), кварца (3—13%), биотита (3—8%), роговой обманки (2—10%) и диопсида (0—10%). По мере приближения к контакту с вмещающими породами повышенной основности они постепенно сменяются биотит-роговообманковыми и пироксенсодержащими монцонитами. Непосредственно в контакте с карбонатными и известково-силикатными породами роговообманковые монцониты переходят в пироксеновые сиениты, состоящие из плагиоклаза № 16—20 (8—35%), микроклина (55—75%), кварца (0,5—5%), пироксена (0—10%), биотита (0—1%), роговой обманки (0—5%).

Граниты, слагающие промежуточную и внутреннюю зоны восточного сектора Ангырской ОКС, представлены главным образом биотитовыми разностями и лишь на незначительных по площади участках сменяются биотит-роговообманковыми гранитами, иногда переходящими в гранодиориты. В промежуточной зоне наиболее широко распространены резкопорфировидные биотитовые граниты со среднезернистой основной массой, порфиробласты в которой иногда достигают 10—15 см по большой оси и составляют от 5 до 30 % объема породы. Резкопорфировидные граниты сложены плагиоклазом № 10—26 (28—54%), микроклином — Орт₈₄ Алб₁₆ (12—40%), кварцем (16—35%), биотитом (1—6%), роговой обманкой (0—1%). С кварцевыми монцонитами фронтальной зоны ОКС контакты резкопорфировидных гранитов то достаточно резкие, то расплывчатые, диффузионные. В тех случаях, когда они соприкасаются с терригенными породами зеленосланцевой фации метаморфизма, контакты их четкие, без зон мигматитов.

В полях развития резкопорфировидных гранитов присутствуют также равномернозернистые средне- и мелкозернистые разности, залегающие в виде жил или шпировых обособлений. Взаимоотношения мелко-среднезернистых гранитов с резкопорфировидными имеют двойственный характер. В одних случаях между ними наблюдаются постепенные переходы, в других случаях мелкозернистые граниты образуют в резкопорфировидных гранитах жилы и прожилки с четкими контактами. Постепенные переходы между мелко-среднезернистыми и крупнопорфировидными гранитами наблюдались неоднократно в пределах как Ангырской, так и Туркинской ОКС.

Переход от резкопорфировидных биотитовых гранитов к мелкозернистым разностям происходит в результате постепенного сокращения ко-

личества и размеров порфировобластов калишпата и уменьшения содержания биотита. Основная масса из средне-крупнозернистой становится мелкозернистой. В ней увеличивается содержание кварца и калишпата. В результате порода приобретает облик мелкозернистого лейкократового гранита, в котором в непосредственной близости с резкопорфировидными гранитами еще присутствуют единичные мелкие (до 1 см) таблицы калишпата и округлые выделения кварца. Резкопорфировидные граниты, в свою очередь, постепенно сменяются гнейсовидными биотит-рогово-обманковыми порфировидными адамеллитами и гранодиоритами автохтонной фации, слагающими южный фланг Ангырской ОКС.

Мелко-среднезернистые лейкократовые и биотитовые граниты среди крупнозернистых и резкопорфировидных гранитов, как правило, слагают небольшие поля размером от $0,5 \times 1,5$ до 2×5 км. Однако в пределах Ангырской ОКС площадь, занятая мелко-среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, в ее ядре составляет около 500 км^2 . Среди них преобладают породы лейкократового облика, но имеются и мезократовые разновидности, характеризующиеся равномернозернистым сложением, участками приобретающие порфировую структуру, обусловленную единичными вкраплениями калишпата и кварца. Минеральный состав мелкозернистых гранитов изменяется в относительно широких пределах: плагиоклаз № 15—20 (20—50%), калишпат — $\text{Ort}_{85}\text{Alb}_{15}$ (25—50%), кварц (20—35%), биотит (0,5—5%). Встречаются также разновидности, содержащие роговую обманку в количестве до 1—2%, но преобладают биотитовые граниты лейкократового облика с гипидиоморфнозернистой и аплитовой структурой. Мезократовые гранитоиды, по минеральному составу приближающиеся к адамеллитам, развиты главным образом вдоль контактов с ксенолитами основных пород, где они подвергаются контаминации.

Основные черты минерального строения мелко-среднезернистых биотитовых и лейкократовых гранитов, слагающих ядро Ангырской ОКС, свойственны и другим более мелким массивам, участвующим в строении Туркинской ОКС, где они при геологосъемочных работах обычно относятся к зазинскому или гуджирскому интрузивным комплексам. В частности, охарактеризованные выше мелкозернистые граниты, слагающие внутреннюю зону Ангырской ОКС, были отнесены Ф. Г. Рейфом [1976] ко второй фазе зазинского комплекса. Однако наличие постепенных переходов между мелкозернистыми гранитами, крупнопорфировидными биотитовыми гранитами и гнейсовидными порфировидными адамеллитами вполне определенно свидетельствует о генетическом родстве перечисленных пород. Это подтверждается и некоторыми общими для всех разновидностей пород особенностями минерального состава. Так, например, в них присутствуют порфировобласты калишпата, представленного решетчатым микроклин-пертитом, в составе которого доля альбитового минерала уменьшается с 20 до 15% при переходе от порфировидных адамеллитов к мелкозернистым гранитам. В этих разновидностях гранитоидов порфировобласты калишпата содержат в различном количестве резорбированные включения серицитизированного плагиоклаза, а в основной массе постоянно наблюдаются мирмекитовые вроски кварца в плагиоклазе на стыках его с микроклином.

Имеющийся аналитический материал по гранитоидам кульминационного этапа развития Ангырской ОКС позволяет на примере этой структуры проследить основные черты эволюции гранодиорит-гранитной формации. Как видно из табл. 1 и 2, состав гранитоидов, залегающих среди пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, колеблется в сравнительно узком интервале, хотя между ними существуют определенные различия. Так, например, автохтонные адамеллиты по сравнению с кварцевыми монцонитами заметно обогащены Na_2O , K_2O и обеднены Al_2O_3 , CaO , MgO и железом, хотя в отдельных случаях мезократовые разновидности автохтонных адамеллитов по минеральному и химическому составу практически неотличимы от аллохтонных кварцевых монцонитов

Таблица 1

Химический состав автохтонных гранитоидов западного сектора Ангырской очагово-купольной структуры, вес. % (по Ф. Г. Рейфу, 1976)

Оксид	1	2	3	4
	(4)	(4)	(4)	(12)
SiO ₂	65,67	73,20	70,50	71,76
TiO ₂	0,69	0,22	0,41	0,25
Al ₂ O ₃	16,21	14,15	14,93	14,99
Fe ₂ O ₃	1,82	0,76	1,45	0,93
FeO	2,02	0,81	1,20	1,19
MnO	0,06	0,02	0,04	0,04
MgO	1,24	0,18	0,56	0,53
CaO	3,03	1,43	2,26	1,55
Na ₂ O	3,56	3,11	3,75	4,11
K ₂ O	4,76	5,61	4,20	4,18
P ₂ O ₅	0,15	0,04	0,11	0,08
H ₂ O	0,02	—	0,01	—
П. п. п.	0,02	0,32	0,30	0,38
Сумма	99,25	99,84	99,72	99,99

Примечание. 1 — адамеллиты, 2 — граниты фронтальной зоны, 3—4 — граниты тыловой зоны магматического замещения. В скобках — количество анализов.

Таблица 2

Химический состав аллохтонных гранитоидов восточного сектора Ангырской очагово-купольной структуры, вес. % (по Ф. Г. Рейфу, 1976)

Оксид	1	2	3	4	5	6
	(2)	(3)	(4)	(7)	(6)	(4)
SiO ₂	62,56	58,73	63,55	69,28	70,84	72,41
TiO ₂	0,58	1,17	0,72	0,43	0,35	0,30
Al ₂ O ₃	18,48	17,92	17,10	15,38	14,91	13,94
Fe ₂ O ₃	1,79	2,61	2,58	1,58	1,15	1,20
FeO	0,93	3,15	2,07	1,35	1,18	1,16
MnO	0,06	0,11	0,09	0,06	0,04	0,03
MgO	0,80	2,00	1,87	0,88	0,74	0,93
CaO	2,02	4,55	3,32	2,51	1,96	0,88
Na ₂ O	4,58	4,38	4,29	4,57	4,26	3,45
K ₂ O	7,62	4,17	4,17	3,58	3,81	4,81
P ₂ O ₅	0,10	0,41	0,22	0,15	0,18	0,10
H ₂ O	0,05	0,03	—	—	—	0,05
П. п. п.	0,36	0,56	0,50	0,22	0,40	0,34
Сумма	99,93	99,79	100,48	99,99	99,82	99,60

Примечание. 1 — сиениты, 2 — монциты, 3 — кварцевые монциты, 4 — гранодиориты, 5 — граниты резкопорфировидные, 6 — граниты мелко-среднезернистые. В скобках — количество анализов.

так же, как и некоторые разности автохтонных биотитовых гранитов, тождественные по этим параметрам аллохтонным гранитам.

Представление об изменении составов автохтонных и аллохтонных гранитоидов на различном удалении от контактов с вмещающими породами иллюстрируется диаграммой (рис. 21, табл. 1). В автохтонных гранитах по мере приближения к контакту с вмещающими породами происходит прогрессивное увеличение содержания кремнезема и щелочей, особенно калия. Наиболее кремнекислыми и обогащенными калием оказываются граниты, слагающие лейконому мигматитов. То есть, в данном случае в эндоконтактной зоне составы гранитов соответствуют составам эвтектоидных первоначальных расплавов, возникающих при анатектическом плавлении субстрата в условиях амфиболитовой фации. Появление в тыловых зонах гранитоидов с пониженной кремнекислотностью и щелочностью связано с более полным плавлением субстрата, которое не реализуется на фронте магматического замещения, где сохраняется дезинтегрированный метаморфогенный материал, как правило, более основного состава, чем первые выплавки.

В аллохтонных гранитоидах, залегающих в породах зеленосланцевой фации, эндоконтактные зоны сложены наименее кремнекислотными породами, в составе которых натрий преобладает над калием. По направлению к центру очагово-купольной структуры в гранитах увеличивается содержание SiO₂ и относительная доля K₂O при незначительном снижении суммарного содержания щелочей.

В данном случае эндоконтактные зоны фиксируют состав родоначального расплава, имевшего кварц-монцитовый состав, а биотитовые граниты внутренней зоны являются продуктом последующей эволюции этого расплава. Наблюдаемые в непосредственном контакте с габброидами и карбонатными породами сиениты, обогащенные K₂O (см. табл. 2), возникают в процессе реакционного взаимодействия кварц-монцитового расплава с вмещающими высокоосновными породами. Механизм этого процесса рассмотрен Ф. Г. Рейфом [1976], который показал, что сиени-

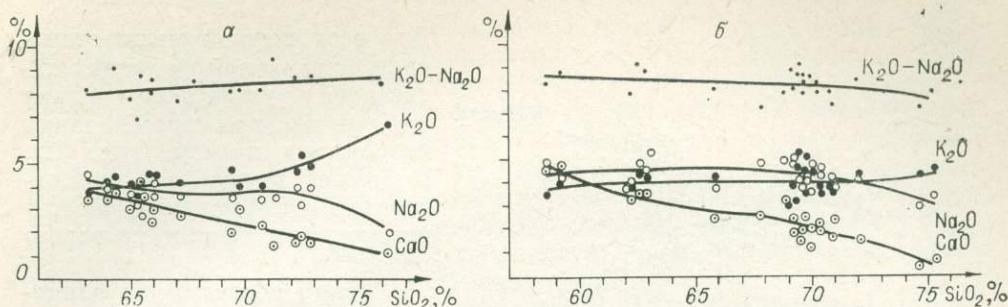


Рис. 21. Распределение щелочей и кальция в автохтонных (а) и аллохтонных (б) гранитоидах Ангырской очагово-купольной структуры в зависимости от содержаний кремнезема (по данным Ф. Г. Рейфа [1976]). Здесь и далее $K_2O-Na_2O-\Sigma$ щелочей.

ты формировались в результате диффузионного магматического замещения вмещающих пород.

Гранитоиды тоналит-гранодиорит-гранитной формации наиболее полно развиты в пределах Джидинской ОКС, большая часть которой расположена на территории МНР и лишь ее северный фланг размещается на территории СССР. Детальная петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидов этой формации дана в работах А. Н. Дистановой [1971, 1975, 1978] на примере отдельных интрузивных массивов: Шара-Азаргинского, Модонкульского, Дархитуйского, Купчинского и др. В составе формации объединены гранитоиды, выделяемые ранее в составе нашитуйского и первой фазы джидинского комплексов. Вмещающие породы, развитые вдоль северной окраины Джидинской ОКС, представлены кембрийскими осадочно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, а также раннепалеозойскими габбро-норитами. Среди вулканогенных отложений здесь широко распространены образования спилито-диабазовой формации.

В строении Джидинской ОКС намечается грубоконцентрическая зональность, связанная с преимущественным развитием в центре структуры существенно плагиоклазовых, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, которые к периферии структуры последовательно сменяются биотит-роговообманковыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и тоналитами. Между всеми разновидностями гранитоидов, слагающих ОКС, наблюдаются постепенные переходы. Гранитоиды по периферии структуры представлены главным образом гнейсовидными и реже массивными разновидностями пород с непостоянным содержанием цветных минералов. С вмещающими породами они имеют как резкие контакты, так и расплывчатые, соприкасаясь с ними через зоны диоритизированных роговиков, развивающихся по основным вулканитам и метасоматически измененным габбро-норитам. С флишвидными терригенно-карбонатными породами контакты тоналитов и гранодиоритов резкие с мелкозернистыми фациями закалки. Тоналит-диоритовые породы в них слагают серию изолированных мелких массивов по периферии ОКС.

Гранитоиды, участвующие в строении тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации, представлены существенно плагиоклазовыми породами. Количество плагиоклаза по мере перехода от диоритов к гранитам снижается от 60—70 до 30—50%. В этом же направлении постепенно уменьшается количество темноцветных минералов с 10—20 до 1—5% и увеличивается — кварца с 5—9 до 30—35% и микроклина до 10—20%.

Следовательно, гранитоиды, слагающие Джидинскую ОКС, составляют единый эволюционный ряд от «...измененных диоритизированных вмещающих пород через неоднородные, негомогенные кварцевые диориты и тоналиты к более однородным, гомогенным гранодиоритам, существенно плагиоклазовым гранитам, а далее к гомогенным эвтектоидным лейкократовым жильным гранитам, завершающим этот ряд» [Дистанова, 1978, с. 78], сформированным в результате магматического замещения раннепалеозойских вулканитов, габброидов и терригенно-карбонатных пород.

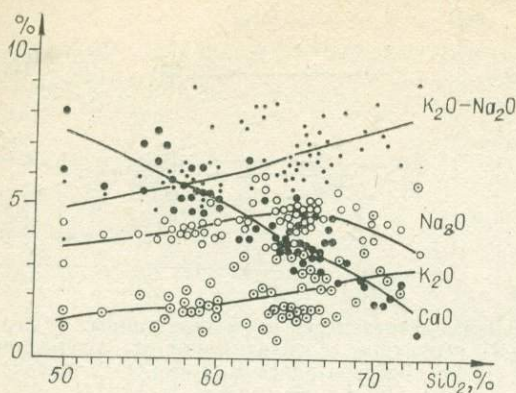


Рис. 22. Распределение щелочей и кальция в гранитоидах Джидинской очагово-купольной структуры в зависимости от содержания кремнезема (по данным А. Н. Дистановой [1971, 1975]).

в общем случае коррелирующиеся с составом геосинклинального субстрата. Эти особенности наиболее контрастно выступают при сравнении составов раннепалеозойских гранитоидов, слагающих ОКС на юго-западном и северо-восточном флангах мегасвода. Так, например, очагово-купольные структуры, формирующиеся за счет гранитизации и магматического замещения карбонатно-вулканогенных эвгеосинклинальных отложений в Джидинской горной стране, повсеместно сложены гранитоидами тоналит-гранодиорит-гранитной формации, в составе которой гранитоиды повышенной основности количественно преобладают над собственно гранитами. Установленные здесь соотношения между различными петрохимическими типами гранитоидов, составляющих указанную формацию, согласуются с высокой основностью вмещающих пород субстрата, представленного главным образом спилито-диабазовыми и карбонатно-терригенными эвгеосинклинальными комплексами.

В центральных частях Байкальского мегасвода, т. е. в Западном Забайкалье, Витимском плоскогорье, Средне-Витимской горной стране и в Восточном Прибайкалье, что в целом составляет почти 2/3 территории мегасвода, раннепалеозойские гранитоиды, участвующие в строении ОКС, представлены диорит-гранодиорит-гранитной формацией, в составе которой граниты являются преобладающим типом пород. Гранитоиды этой формации формируются в процессе гранитизации и последующего магматического замещения как карбонатно-терригенных пород многоэвгеосинклинальной зоны, так и карбонатно-терригенно-вулканогенных пород эвгеосинклинальной зоны каледонид Байкальской горной области.

В целом гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитной формации северо-восточного фланга Байкальского мегасвода по сравнению с гранитоидами тоналит-гранодиорит-гранитной формации отличаются более высоким содержанием калия и более высоким суммарным содержанием щелочей в породах с одинаковой кремнекислотностью. Особенно четко эта закономерность проявлена в гранитоидах повышенной основности, отражающих состав родоначальных расплавов в сравниваемых формациях.

Гранитоидные формации завершающих этапов развития ОКС распространены широко, хотя по масштабам проявления и уступают гранитоидам кульминационного этапа. Они развиты лишь в зрелых ОКС и представлены исключительно интродуцированными гранитоидами, формирующимися в мезо- и гипабиссальных условиях. В некоторых очагово-купольных структурах гранитоиды этого этапа занимают доминирующее положение. Они представлены двумя главными формационными сериями: сиенит-граносиенит-лейкогранитной и щелочно-гранитоидной, последовательно сменяющими друг друга во времени.

Для всех пород тоналит-гранодиорит-гранитной формации характерна умеренная общая щелочность при преобладании натрия над калием (рис. 22). По общей щелочности они относятся к нормальным щелочноземельным сериям натрового ряда.

Таким образом, для раннепалеозойского этапа развития очагово-купольных структур Байкальского мегасвода, характеризующегося наиболее массовым проявлением гранитоидного магматизма, устанавливаются некоторые специфические особенности в пространственном размещении различных типов магматических формаций,

Гранитоиды сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии в том или ином объеме развиты практически во всех зрелых ОКС. В Ангырской, Туркинской и Дашабылжинской ОКС, в строении которых доминируют гранитоиды кульминационного этапа, породами сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии сложены многочисленные массивы. Площадь этих массивов в большинстве случаев не превышает 50—100 км², а их доля в контурах перечисленных ОКС составляет от 5 до 20%. Исключение представляет Цаган-Дабанская ОКС, в контурах которой гранитоидами сиенит-граносиенит-лейкогранитной серии сложено до 60% ее площади, в то время как раннепалеозойские гранитоиды фрагментарно сохранились лишь на ее периферии.

В отличие от Ангырской и Туркинской ОКС, где пространственное размещение гранитоидных массивов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии контролируется преимущественно зонами глубинных разломов, пространственное распределение различных типов пород этой формации в Цаган-Дабанской структуре в большей мере определяется особенностями ее собственной конфигурации, а также морфологией дочерних купольных структур. Анализ структурно-геологической карты Цаган-Дабанской ОКС свидетельствует о преимущественной локализации гранитов в центральной части структуры, а сиенитов и граносиенитов — вдоль ее периферии или на более мелких поднятиях дочерних куполов (см. рис. 19).

Гранитоиды сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии, участвующие в строении изученных ОКС, представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами. Между всеми разновидностями пород наблюдаются постепенные взаимопереходы. Они различаются в основном количественным соотношением породообразующих минералов и основностью плагиоклаза. Для всех пород характерны розовые и розовато-серые тона окраски, среднезернистое или порфириновидное строение. Последнее наиболее типично для сиенитов и граносиенитов.

Граниты сложены микроклин-пертитом (30—60%), альбит-олигоклазом № 10—25 (5—30%), кварцем (23—35%), биотитом (0—6%), редко роговой обманкой (0—1%). Граносиениты и сиениты в большинстве случаев имеют порфириновидную структуру, обусловленную наличием таблитчатых вкрапленников микроклин-пертита и плагиоклаза на фоне средне- и мелкозернистой основной массы. Количество порфириновых вкрапленников составляет от 10—20 до 70% объема породы. Этой группе пород присущи широкие вариации в содержании плагиоклаза и кварца. При качественно однородном с гранитами наборе минералов количество кварца в них снижается до 5—15%, олигоклаз-андезина № 15—35 до 0—20%, а содержание микроклин-пертита увеличивается до 70%. Среди темноцветных минералов наиболее характерен биотит (2—8%), реже встречается роговая обманка (0—6%), а в некоторых разновидностях сиенитов устанавливается моноклинный пироксен (0—5%).

В контурах Ангырской ОКС гранитоиды сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации слагают практически изометричный незначительно удлиненный в широтном направлении массив. Он расположен в южной части структуры и приурочен к узлу пересечения Ангыро-Онинского широтного разлома с разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Массив сложен биотитовыми лейкократовыми гранитами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми сиенитами и граносиенитами, участвующими в строении массива примерно в равных объемах с незначительным преобладанием сиенитовых фаций. С вмещающими раннепалеозойскими гранитоидами и метаморфогенно-осадочными породами он имеет секущие контакты. Все разновидности гранитоидов, слагающих массив, связаны между собой постепенными взаимопереходами и располагаются внутри его вполне закономерно. Сиенитовые и граносиенитовые фации приурочены к периферии массива, а лейкократовые биоти-

Таблица 3

Химический состав сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии Ангырской ОКС, вес. %

Окисел	1	2	3
SiO ₂	64,92	67,72	73,40
TiO ₂	0,47	0,38	0,16
Al ₂ O ₃	18,13	16,75	14,31
Fe ₂ O ₃	2,17	1,86	0,87
FeO	1,04	1,22	0,84
MnO	0,09	0,07	0,04
MgO	1,02	1,31	0,84
CaO	1,17	1,40	0,71
Na ₂ O	4,55	3,82	3,55
K ₂ O	5,95	4,80	4,78
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,09
П. п. п.	0,34	0,61	0,30
Сумма	100,01	100,10	99,89

Примечание. 1 — сиениты, 2 — граносиениты, 3 — граниты.

Происходящие изменения минерального состава при переходе от сиенитов к гранитам обусловлены увеличением содержания кварца и уменьшением содержания плагиоклаза и его основности. Калиевой полевой шпат во всех разновидностях пород представлен пелитизированным неяснорешетчатым микроклин-пертитом с ленточными и пятнистыми пертитами альбита, содержание которого составляет не менее 30%. Кроме того, в лейкократовых гранитах широко развит позднемагматический альбит, развивающийся в виде мелкотаблитчатых кристаллов по периферии кристаллов микроклин-пертита.

Наблюдаемая смена парагенезисов в ряду гранит-граносиенит-сиенит обусловлена возрастанием химических потенциалов щелочей и особенно калия, в соответствии с установленным Д. С. Коржикским [1962] правилом кислотно-основного взаимодействия компонентов. Происходящие при этом изменения в химическом составе пород отражены в табл. 3 и на диаграмме (рис. 23). Они заключаются в прогрессивном обогащении эндоконтактных зон массива щелочами, глинозема и двухвалентными основаниями.

Отмечаемые изменения парагенезисов и химизма в слагающих Ангырский массив гранитоидах являются следствием инфильтрационного магматического замещения вмещающих карбонатных и основных (габбро, монзониты) пород гранитной магмой с волной отраженной щелочности [Жариков, 1969]. Вместе с тем наличие наряду с сиенитами на отдельных участках массива пироксен-роговообманковых монзонитов, содержащих меланократовые ксенолиты, позволяет допустить, что в процессе магматического замещения имело место различное соотношение между масштабами инфильтрационного и диффузионного массопереноса в эндоконтактной зоне массива. Аналогичные закономерности эволюции химического состава свойственны также гранитоидам сиенит-граносиенит-лейкогранитной серии, слагающей Дашабылкинскую и Чаган-Дабанскую ОКС, что наглядно иллюстрируется диаграммами (рис. 23, 24).

Щелочно-гранитоидная формационная серия наиболее широко представлена в очагово-купольных структурах внутренней зоны Байкальского мегаблока, где ею сложены многочисленные массивы, размер которых варьирует от нескольких до сотен квадратных километров. В пространственном размещении массивов в контурах отдельных ОКС определяющая роль принадлежит зонам скрытых глубинных разломов фундамента

товые граниты слагают среди них два изометричных изолированных поля на западном и восточном флангах. Сиениты и граносиениты слагают эндоконтактные зоны вдоль контакта с карбонатными породами и более древними кварцевыми монзонитами, адамеллитами и габброидами. На отдельных участках биотит-роговообманковые сиениты в зоне контакта с карбонатными породами сменяются роговообманково-пироксеновыми монзонитами, содержащими мелкозернистые меланократовые шпировые обособления, сложенные таблитчатым андезитом и призматической роговой обманкой. В тех случаях, когда массив контактирует с раннепалеозойскими резкопорфировидными гранитами, сиенитовая фация у него отсутствует, а среднезернистые лейкократовые граниты в эндоконтактной зоне сменяются мелкозернистыми разновидностями.

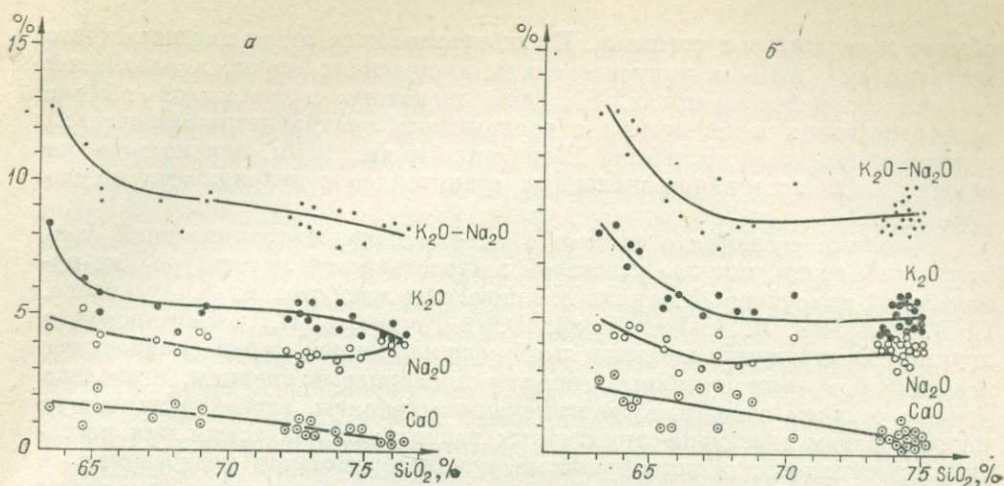


Рис. 23. Распределение щелочей и кальция в породах сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии в зависимости от содержания кремнезема.

а — Актырская ОКС (по данным авторов и Ф. Г. Рейфа [1976]); б — Дашабылкинская ОКС (по данным М. И. Швадуса [1980]).

и узлам их пересечения. Так, например, Хоринский массив локализован в узле пересечения трех региональных зон глубинных разломов — субширотного Ангыро-Опинского, субмеридионального Вершиношовокиканского и северо-западного Безымянного. В контурах Цаган-Дабанской ОКС Куналейский и Брянский массивы располагаются в узлах пересечения субширотного Куйтун-Могзонского разлома с разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Расположенный на юго-западном фланге ОКС Харитоновский массив контролируется региональной зоной Хилокского субмеридионального разлома. Аналогичное структурное положение свойственно и щелочно-гранитоидным массивам, расположенным в контурах Дашабылкинской, Туркинской и других ОКС.

Вмещающими породами для щелочно-гранитоидных массивов в различных ОКС являются раннепалеозойские осадочно-метаморфические отложения, средне- и позднепалеозойские гранитоиды и вулканиты, раннемезозойские вулканиты основного и кислого состава, с которыми они имеют четкие секущие контакты. В экзоконтактах вмещающие породы

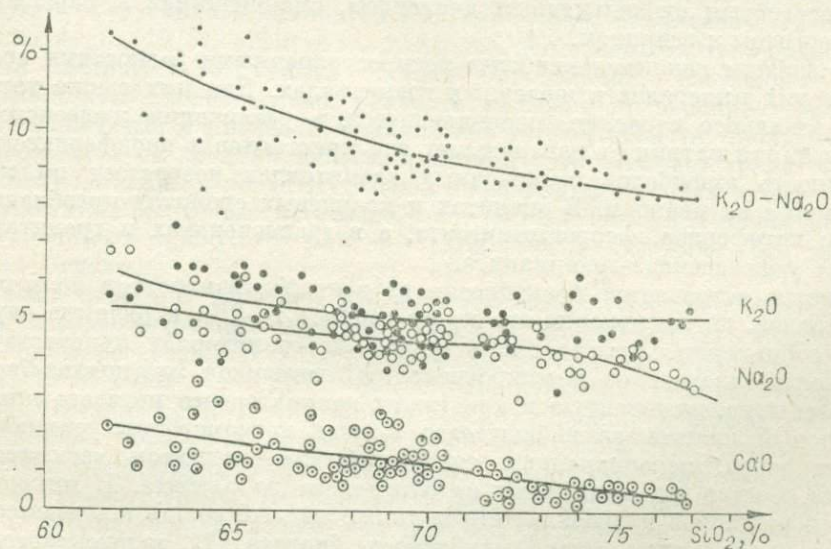


Рис. 24. Распределение щелочей и кальция в породах сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии Цаган-Дабанской очагово-купольной структуры в зависимости от содержания кремнезема.

обычно превращены в роговики. В эндоконтактных зонах массивов часто встречаются макро- и микроксенолиты вмещающих пород, в различной степени сиенитизированных. Массивы щелочных гранитоидов обычно пространственно ассоциируют с вулканитами трахиандезит-базальтовой и трахилипаритовой формаций [Гордиенко и др., 1978], однако нередки случаи, когда ассоциация щелочных гранитоидов с вулканитами не наблюдается.

Основные сведения о составе и объеме щелочно-гранитоидной формационной серии, широко известной в геологической литературе как куналейский интрузивный комплекс, приведены в работах А. А. Арсеньева, П. И. Налетова, Л. А. Козубовой, Ю. В. Комарова, Н. С. Вартановой и других. В строении массивов этой формационной серии наибольшее развитие получили щелочные сиениты и кварцевые сиениты, несколько меньше развиты щелочные граносиениты и граниты, характеризующиеся многообразием текстурно-структурных разновидностей. Среди них постоянно присутствуют гигантозернистые, крупнозернистые и мелкозернистые разновидности. Широко представлены также неравномерно-зернистые и порфировидные породы с порфировыми выделениями щелочного полевого шпата размером до 2 см. Между главными разновидностями щелочных гранитоидов устанавливаются как постепенные взаимопереходы, так и секущие контакты. В строении отдельных массивов обычно участвуют одна или все разновидности пород. В зависимости от взаимоотношений между ними различными исследователями выделяется от одной до четырех фаз внедрения.

Щелочные гранитоиды состоят из пертитового анортоклаза и ортоклаза (75—90%), кварца (0—25%), альбита (0—3%) и фемических минералов, представленных пироксенами, амфиболами и биотитом. Содержание фемических минералов в породах весьма непостоянно и может составлять от 3—5 до 15%. Они присутствуют в различных сочетаниях. По данным Н. С. Вартановой и др. [1976], темноцветные минералы в щелочных гранитоидах представлены пироксенами диопсид-геденбергит-эгиринового ряда, амфиболами группы катофорита, феррогастингсита, арфведсонита-эккерманита, рибекита, биотитами высокожелезистыми и магнетитальными.

Пироксены имеют интрателлурическое происхождение и обычно наблюдаются в виде включений в таблицах анортоклаза и ортоклаза. Для них характерно зональное строение. Центральные зоны сложены маложелезистым субкальциевым диопсидом, сменяющимся к периферии геденбергитом и эгирином.

Амфиболы являются наиболее распространенными разновидностями среди фемических минералов в щелочных гранитоидах. Для них также характерно зональное строение, проявляющееся в увеличении железистости и содержания натрия от центральных зон кристаллов к периферическим. Щелочность амфиболов в щелочных гранитоидах возрастает по мере обогащения их кварцем. В сиенитах и кварцевых сиенитах преобладают группы катофорита, феррогастингсита, а в граносиенитах и гранитах — группы арфведсонита-эккерманита.

Биотит встречается практически во всех разновидностях щелочных гранитоидов, но содержание его не превышает 1—2%, в ряде же случаев он отсутствует. Кроме того, в щелочных гранитоидах присутствуют реликтовый плагиоклаз и микроксенолиты роговиков плагиоклаз-биотитового состава, включенные в кристаллы калинагрового полевого шпата. Реликтовый плагиоклаз наблюдается в виде ксеноморфных резорбированных зерен, переполненных тонкозернистым агрегатом серицита и эпидота. Состав его колеблется от олигоклаза до альбита. В микроксенолитах роговиков плагиоклаз имеет также кислый состав и повсеместно содержит включения мелкочешуйчатого биотита. В эндоконтактных зонах массивов наблюдается повышенное содержание микроксенолитов и реликтового плагиоклаза в порфировых выделениях калишпата. Среди микроксенолитов преобладают роговики плагиоклаз-биотитового состава,

в некоторых случаях встречаются микроксенолиты и ксеногенные зерна из дезинтегрированных основных пород, представленные средними и основными плагиоклазами и моноклинным пироксеном, либо их сростками, включенными в зерна калинатрового полевого шпата.

Характерной особенностью химизма щелочных гранитоидов, отличающей их от соответствующих по кремнекислотности пород нормального ряда, является высокое содержание щелочей ($K_2O + Na_2O$), достигающее в сиенитах 10—14% и не опускающееся в гранитах ниже 9—10%, при незначительном преобладании натрия над калием.

Подводя итог анализу эволюции гранитоидного магматизма, следует отметить наиболее важную закономерность, свойственную всему Байкальскому мегасводу, которая проявилась в последовательной смене во времени диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии сиенит-граносиенит-лейкогранитной и далее щелочно-гранитоидной, формировавшихся в течение всего палеозоя. Вместе с тем в вопросе о нижней и верхней возрастных границах палеозойского гранитоидного магматизма до сих пор нет полной ясности. В частности, формирование диорит-гранодиорит-гранитной серии кульминационного этапа длительное время связывалось с позднепротерозойским тектогенезом. Полученные в последние годы новые данные по стратиграфии [Кремнецкий, 1982] и магматизму [Литвиновский, Занвилевич, 1972] Байкальской горной области свидетельствует о том, что время ее формирования не древнее ордовика — силура. Однако результаты геохронологических исследований позволяют предположить, что образование гранитоидов этой серии завершилось не раньше девона — карбона. На это указывают определения абсолютного возраста, выполненные в последние годы сотрудниками ВСЕГЕИ. Так, например, возраст гранодиоритов Баргузинского хребта, определенный К—Аг методом по амфиболу, составляет 290—325 млн. лет [Козубова и др., 1976]. Близкие значения получены также по цирконам урансвинцовым методом: 298 ± 8 млн. лет [Козубова и др., 1980]. Возраст гнейсовидных биотитовых гранитов и сингенетичных им пегматитов бассейна р. Джирга, определенный Rb—Sr изохронным методом, равен 326 ± 27 млн. лет [Шергина и др., 1971]. Порфириовидные граниты бассейна р. Чина, определенные этим же методом, имеют возраст 339 ± 23 млн. лет [Мурина и др., 1980].

Таким образом, возрастной интервал формирования гранитоидов, рассматриваемых большинством исследователей в составе раннепалеозойского интрузивного комплекса [Литвиновский, Занвилевич, 1976; Гордиенко и др., 1978], оцененный наиболее достоверными геохронологическими методами с учетом ошибки определения, составляет 360—290 млн. лет. Следовательно, наиболее массовое проявление гранитоидного магматизма в пределах Байкальской горной области приходится не на ранний, а на средний палеозой. Вместе с тем возраст гранитов, малханского комплекса, развитых в гнейсо-гранитных куполах юго-восточного фланга Байкальского мегасвода, полученный Th—Pb методом по циркону, составляет 438 ± 10 млн. лет [Миркина и др., 1980], что соответствует ордовика.

Следует также отметить, что мигматитовые и гранито-гнейсовые купола северо-восточной окраины Байкальского мегасвода испытывали повторную регенерацию и омоложение на рубеже 450 млн. лет [Брандт и др., 1978; Гольцман и др., 1982]. Вполне вероятно, что этот возрастной рубеж отвечает времени замыкания геосинклинали в пределах Байкальской горной области и знаменует собой начальный этап развития процессов метаморфизма и гранитизации, связанный с возникновением и ростом гранито-гнейсовых куполов в фундаменте каледонид. Таким образом, анализ геохронологических данных, полученных для гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, развитых в различных частях Байкальского мегасвода, указывает на одновременность и длительность их формирования в пространственно разобщенных купольных структурах. На юго-восточном фланге мегасвода формирование гра-

нитойдов этой формации в ядрах гнейсо-гранитных куполов завершилось в ордовике, а в ОКС внутренней зоны мегасвода — в девоне — карбоне. В связи с этим возраст пестроцветных конгломератов истапинской свиты и ассоциирующих с ними вулканитов дацит-трахилипаритовой формации, налегающих на породы диорит-гранодиорит-гранитной серии, логичнее считать позднепалеозойским, а не кембрийским [Геолого-петрографический очерк..., 1962] и даже не среднепалеозойским, как это предполагалось ранее [Литвиновский, 1977].

Если подобное предположение соответствует геологической реальности, то формирование гранитоидов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии, интрузирующих в отложения истапинской свиты, началось не ранее карбона — перми. В пользу высказанных соображений свидетельствует и тот факт, что по данным абсолютной геохронологии становление пород сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии на территории Байкальской горной области произошло в интервале 360—230 млн. лет. При этом весьма характерно, что в различных районах Байкальской горной области возраст гранитоидов, развитых в составе этой формации, испытывает значительные вариации. Так, например, по данным Rb—Sr изохронного метода, сиениты бассейна р. Джиды имеют возраст 321 ± 46 млн. лет, а лейкократовые биотитовые граниты в бассейне р. Кыджимит — 296 ± 4 млн. лет [Мурина и др., 1980]. Возраст субщелочных граносиенитов Шубугуйского массива равен 260 млн. лет, а Курлуктуйского — 230 млн. лет [Рублев и др., 1976]. На основании этих данных можно заключить, что формирование гранитоидов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии в пределах Байкальского мегасвода происходило не одновременно в разных его частях, а было растянуто во времени на 130 млн. лет (см. рис. 8). Аналогичная тенденция свойственна также и следующей по времени щелочно-гранитоидной формационной серии, интервал формирования которой составляет 260—230 млн. лет [Рублев и др., 1976; Шергина и др., 1979].

Таким образом, анализ новейших геохронологических данных по гранитоидам Байкальской горной области с учетом развиваемой нами концепции гранито-сводового тектогенеза позволяет с новых позиций подойти к трактовке основных закономерностей в пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма данного региона.

Наблюдаемые вариации значений абсолютного возраста в породах однотипных магматических формационных серий, слагающих пространственно разобщенные ОКС мегасвода, а также значительные перекрытия этих значений в последовательно сменяющихся во времени формационных сериях, находят наиболее логичное объяснение в свете автономной и асинхронной эволюции гранитоидного магматизма в каждой отдельно взятой ОКС. Иными словами, при качественно однотипном стиле эволюции гранитоидного магматизма в пределах Байкальского мегасвода, заключающейся в последовательной смене диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии сиенит-граносиенит-лейкогранитной, а затем щелочно-гранитоидной, зарождение и консервация локальных купольных структур происходит неодновременно. Одни структуры зарождаются раньше, другие несколько позднее, так же как и продолжительность их эволюции варьирует в широких временных интервалах.

Действительно, по приведенным геохронологическим данным, время формирования гранитоидов кульминационного этапа, представленного диорит-гранодиорит-гранитной формационной серией, составляет 440—290 млн. лет. Сменяющая ее во времени сиенит-граносиенит-лейкогранитная формационная серия формируется в интервале 360—230 млн. лет, а следующая за ними щелочно-гранитоидная серия — в интервале 260—230 млн. лет. Эти данные вполне определенно указывают на то, что в контурах Байкальского мегасвода были такие условия, когда гранитоиды, принадлежащие различным формационным сериям, формировались фактически синхронно. Иными словами, в процессе эволюции гранитоидного магматизма на территории мегасвода возникали такие ситуации,

когда, например, в недрах целого ряда очагово-купольных структур, расположенных в его центральной части, только еще формировались гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, а на южном его фланге в это же время уже завершилось становление гранитоидов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии. Об этом, в частности, вполне определенно свидетельствует тот факт, что порфировидные граниты бассейна р. Чина, принадлежащие диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, и сиениты бассейна р. Джиды, принадлежащие сиенит-граносиенит-лейкогранитной серии, имеют практически одинаковый возраст, равный соответственно 339 ± 23 и 324 ± 46 млн. лет [Мурина и др., 1980].

Одинаковый возраст магматических пород, развитых в пространственно разобщенных районах, нередко вводит в заблуждение некоторых исследователей, объединяющих в составе единого магматического комплекса заведомо петрохимически разнотипные гранитоиды, в действительности принадлежащие различным формациям и характеризующие разные этапы эволюции конкретных ОКС. На основании этого нельзя согласиться с Л. А. Козубовой и ее коллегами [1980], которые объединяют в единый витимканский комплекс порфировидные граниты бассейна Чины и сиениты бассейна Джиды только потому, что они имеют одинаковый возраст.

Таким образом, структурно-геологические и хронологические закономерности эволюции гранитоидного магматизма Байкальского мегасвода могут быть наиболее логично интерпретированы лишь в том случае, если признать, что локальные ОКС, определяющие его инфраструктуру, развиваются относительно автономно и асинхронно.

Необратимый и направленный стиль развития гранитоидного магматизма в процессе эволюции купольных и очагово-купольных структур Байкальского мегасвода, проявляющийся в последовательной смене и перерождении гнейсовой и мигматит-гнейсо-гранитной формационных серий в диорит-гранодиорит-гранитную серию, а затем в сиенит-граносиенит-лейкогранитную и щелочно-гранитоидную, является результатом вполне определенного режима, а именно гранито-сводового тектогенеза.

Формированию Байкальского мегасвода предшествовал геосинклинальный этап развития региона, сопровождающийся накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ, внедрением ультраосновных и основных интрузий и завершившийся складкообразовательными движениями. Разнообразный состав пород, сформировавшихся в различных структурно-фациальных зонах на геосинклинальном этапе, во многом предопределил и разнообразный состав гранитоидов, формировавшихся в результате метаморфизма, гранитизации и анатектического плавления этих пород на постгеосинклинальном этапе развития Байкальской горной области, когда на ее территории произошло зарождение гнейсовокупольных структур. Условия зарождения и динамика эволюции гнейсовых куполов освещена во многих классических работах П. Эскола, Э. Г. Кранка, Н. Г. Судовикова, К. Менерта и других исследователей. Наиболее обстоятельно эта проблема рассмотрена Ф. А. Летниковым [1975]. По его мнению, гнейсовые купола и рождающиеся в их недрах гранитоидные расплавы возникают в тектонически стабильных областях, испытывающих медленное воздымание за счет гранитизации метаморфического субстрата, массовое расплавление которого происходит с приращением объема в квазиизотермических условиях в результате снятия давления, а дальнейшая эволюция гранитоидных расплавов — под воздействием глубинных трансмагматических флюидов и реакционного взаимодействия с вмещающими породами. Основные положения петрогенной модели эволюции гнейсовых куполов, разработанной Ф. А. Летниковым, сохраняют свое значение и при анализе наиболее общих закономерностей развития гранитоидного магматизма на территории Байкальского мегасвода.

Непрерывно-прерывистая и асинхронная эволюция купольных и очагово-купольных структур, характеризующаяся периодическими вспыш-

ками магматической активности, возможна лишь при неоднородном пространственно-временном распределении глубинных тепловых потоков на территории Байкальского мегасвода, с которыми причинно связано внутрикоровое магнообразование. В настоящее время представления о тесной взаимосвязи процессов термального метаморфизма, гранитизации и магнообразования с крупными термоаномалиями, обусловленными притоком в земную кору глубинной тепловой энергии, разделяются подавляющим большинством исследователей. В частности, Дж. Саттон [1967], рассматривая факторы, контролирующие метаморфизм, на многочисленных примерах убедительно показал, что региональный метаморфизм не может быть результатом одного лишь глубокого погружения или деформации пород, а представляет собой, по существу, термальное явление. Он обусловлен главным образом притоком тепловой энергии, величина которой в пределах земной коры может существенно меняться в пространстве и во времени и, вероятно, контролируется глубинными процессами, происходящими в мантии.

Начальный этап формирования ОКС, когда они представляли собой гнейсовые купола, можно реставрировать лишь в самых общих чертах, так как среди фрагментарно сохранившихся по их периферии вмещающих пород амфиболитовой фации присутствуют главным образом разновидности, наиболее устойчивые к процессам гранитизации (доломиты, известняки, известково-силикатные кристаллические сланцы). Это, очевидно, связано с тем, что кварцсодержащие кристаллические сланцы легче подвергаются гранитизации, а затем и плавлению, а потому на современном уровне представлены разнообразными гранитоидами.

В тех редких случаях, когда удается наблюдать реликты вмещающих кристаллических сланцев $Kв + Пл + Би \pm Ми$ состава, в них повсеместно фиксируются послойные выплавки роговообманковых адамеллитов или гранитов ($Kв + Пл + Рог + Ми$). Преимущественная локализация адамеллитов, монцонитов и гранодиоритов по периферии ОКС, вероятно, свидетельствует о том, что возникающие в результате плавления гранитизированного субстрата родоначальные расплавы в среднем соответствовали составу гранодиорита или кварцевого монцофита. В процессе дальнейшей эволюции во внутренних зонах купольных структур они под постоянным воздействием трансмагматических флюидов, обогащенных водой, кремнекислотой и щелочами, трансформировались до состава биотитовых и лейкократовых гранитов. Последние, испытывая частичное перемещение, интродировали в уже закристаллизованные адамеллиты и монцониты фронтальных зон ОКС либо кристаллизовались на месте, что подтверждается наличием как постепенных взаимных переходов, так и резких контактов между всеми типами пород в эволюционном ряду монцонит-гранодиорит-лейкократовый гранит.

Характер пространственного размещения гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии в контурах ОКС дает основание предполагать, что температурное поле в процессе их формирования было гетерогенным и существенным образом контролировалось местоположением скрытых глубинных разломов фундамента диагональной и ортогональной сети, пересекающих ОКС. В зонах влияния глубинных разломов и в узлах их пересечения наблюдается преимущественная локализация массивов лейкократовых и биотитовых гранитов и возрастает интенсивность проявления порфиробластической калишпатизации, а также концентрация жильных производных. Так, например, в зоне влияния Ангыро-Онинского разлома, пересекающего Ангырскую ОКС в широтном направлении, содержание крупных (до 12 см) порфиробласт калишпата в крупнозернистых гранитах и адамеллитах увеличивается до 60%, тогда как за его пределами не превышает 25—40%. Здесь же среди крупнопорфировых гранитов фиксируется максимальное количество жильных аплитов, мелкозернистых гранитов и пегматитов. Следовательно, в процессе формирования диорит-гранодиорит-гранитной серии кульминационного этапа глубинные разломы, являясь активными флюидопроводящими

структурами, предопределяли длительную эволюцию гранитоидных расплавов в потоке трансмагматических флюидов.

Для выяснения условий и механизма формирования гранитоидов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации существенное значение имеет установление закономерностей пространственного размещения различных типов пород, слагающих эту формацию в контурах конкретных ОКС. Количественные соотношения между сиенитами, граносиенитами и гранитами, представляющими эту формацию в пределах отдельных ОКС и массивов, варьируют очень широко, вплоть до полного выпадения одного из крайних членов ряда. Массивы, где присутствуют все представители сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, имеют зональное строение, которое фиксируется в последовательной смене сиенитов граносиенитами и, наконец, гранитами от периферии к центру массивов. При этом сиениты и граносиениты практически повсеместно фиксируются вдоль контактов с высокоосновными алюмосиликатными или карбонатными породами, которые в разных ОКС представлены раннепалеозойскими габброидами, монцонитами, основными вулканитами, известняками, доломитами, а также среднепалеозойскими (?) андезитами. В случае отсутствия крупных останцов вмещающих пород среди обширных полей сиенитов и граносиенитов, развитых в контурах отдельных очагово-купольных структур (например, Цаган-Дабанская ОКС), в них наблюдается большое количество мелких ксенолитов и микроксенолитов в разной степени сиенитизированных габброидов или монцонитов и орговикованных вулканитов андезитового состава.

Не менее типичным является случай, когда массивы, принадлежащие сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, сложены только лейкократовыми гранитами. Подобные массивы наиболее часто встречаются среди биотитовых гранитов и обычно локализируются в центральных частях ОКС, как это наблюдается в Ангырской и Туркинской ОКС. При этом у лейкократовых гранитов на контакте с вмещающими их биотитовыми гранитами монцонит-адамеллит-гранитной формации отсутствуют эндоконтактные зоны закалки. Жильные производные этих гранитов, представленные аплитами или мелкозернистыми гранитами, по системам контракционных трещин распространяются и за их контуры и нередко имеют отчетливые эруптивные контакты как с материнскими гранитами, так и с вмещающими порфиридовидными биотитовыми гранитами. Такого рода взаимоотношения при геологическом картировании обычно и интерпретируются как доказательство наличия разновременных магматических комплексов или формаций. Поэтому различными исследователями массивы лейкократовых гранитов, развитые среди гранитоидов кульминационного этапа, в зависимости от их структурно-геологической позиции относятся либо к более поздним фазам раннепалеозойского комплекса, либо выделяются в самостоятельный заинский магматический комплекс.

Необходимо также отметить, что в подавляющем большинстве случаев минеральный и химический состав лейкократовых гранитов, независимо от того, в составе какой магматической формации или какого комплекса они выделяются, практически не изменяется. В связи с этим трудно согласиться с теми исследователями, которые на основании только минерального и химического состава пытаются классифицировать лейкогранитные массивы, определяя их принадлежность к той или иной магматической формации.

С учетом скользящего возраста гранитоидов (см. рис. 8) и существенного перекрытия возрастных границ в последовательно сменяющихся формациях наблюдаемые геологические взаимоотношения между различными петрохимическими типами гранитоидов в пределах конкретных ОКС наиболее объективно интерпретируются в свете непрерывно-прерывистой эволюции гранитоидных расплавов с учетом их структурно-геологической позиции, определяемой глубиной становления и последующим уровнем эрозионного среза.

При таком подходе становится понятным преимущественная локализация лейкогранитов, относимых к сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, в ядрах тех ОКС, которые формируются в породах амфиболитовой или низах зеленосланцевой фации метаморфизма. В этих ОКС лейкогранитные массивы по существу являются продуктами длительной гранитизации гранитоидных расплавов, возникающих еще на ранней стадии зарождения ОКС. Размещаясь во внутренних зонах среди гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формации, они не сопровождаются сиенит-граносиенитовой эндоконтактовой фацией. В тех же случаях, когда лейкогранитные массивы интродуцируют в карбонатные и основные породы или в диориты и монциты фронтальных зон ОКС, они претерпевают значительную вещественную трансформацию, обусловленную масштабами реакционного взаимодействия гранитных расплавов с вмещающими высокоосновными породами. Иными словами, источником для сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации являются лейкогранитные расплавы, возникшие в недрах диорит-гранодиорит-гранитной очагово-купольской структуры, которые при перемещении в верхние структурные этажи могут трансформироваться в сиенитовые и граносиенитовые расплавы за счет реакционного взаимодействия с вмещающими породами при их магматическом замещении.

Таким образом, структурно-геологическая позиция лейкократовых гранитов в ОКС вполне определенно указывает на их двойную природу. С одной стороны, они входят в состав диорит-гранодиорит-гранитной формации, залегая в ядрах зонально построенных ОКС и завершая формирование гранитоидов этой формации. С другой стороны, лейкократовые граниты, проникая по зонам глубинных разломов в более верхние структурные этажи, являются составным элементом сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, формирующейся в результате реакционного метамагматического замещения основных и карбонатных пород гранитным расплавом. Кроме того, лейкогранитные расплавы могут возникать в недрах куполов в результате повторной ремобилизации раннепалеозойских гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. В подобной интерпретации структурно-геологической позиции и временной последовательности диорит-гранодиорит-гранитной и сиенит-граносиенит-лейкогранитной формаций в процессе эволюции ОКС устанавливается определенная преемственность указанных формаций в пространстве и во времени.

Автономность и асинхронность эволюции отдельных купольных структур объясняет наиболее общие закономерности пространственного размещения различных типов гранитоидов в последовательно сменяющихся формационных сериях. Исходя из предположения о неоднородном пространственно-временном распределении тепловых потоков на территории Байкальского мегасвода, можно допустить, что пространственно разобщенные ОКС начинают формироваться неодновременно, а уровни их зарождения определяются особенностями топографической поверхности конкретных термоаномалий. Таким образом, может создаться такое положение, когда скорости роста отдельных куполов будут значительно выше, чем смежных с ними аналогичных структур. На одном и том же гипсометрическом уровне могут располагаться купола, находящиеся на разных стадиях эволюции. Поскольку купола, зародившиеся раньше, прогрессивно разрастаются не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, не исключена возможность слияния воедино смежных куполов в процессе их роста. В результате стартовавший позже и расположенный гипсометрически ниже между смежными структурами купол в процессе своего роста вынужден будет диапирировать в крылья этих куполов, сложенных гранитоидами повышенной основности и остатками стратифицированного субстрата. Внедрение из центральной части гипсометрически ниже расположенного купола лейкогранитного расплава в высокоосновные или карбонатные породы неизбежно должно привести к его реакционному взаимодействию с этими породами и возник-

повению сиенитовых и граносиенитовых фаций в эндоконтактных зонах гранитных массивов. Видимо, не случайно во многих изученных нами ОКС относительно небольшие по площади массивы, имеющие зональное строение, расположены по периферии этих структур и размещаются в тех породах диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, которые содержат больше оснований или же располагаются в известково-силикатных и карбонатных отложениях.

Наличие максимальных объемов сиенит-граносиенитовых фаций в составе сиенит-граносиенит-лейкогранитного формационного ряда, участвующих в строении ОКС южной части Байкальского мегасвода, где наиболее широко развиты предшествующие им по времени тоналиты, диориты, монцониты диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии, также объясняется с позиций их происхождения в результате инфльтрационного магматического замещения высокоосновных пород.

Формирование сиенит-граносиенитовых фаций в результате реакционного магматического замещения и десиликации гранитной магмы в процессе длительной и неодновременной эволюции купольных структур не исключает и возможности внедрения сиенитовых, граносиенитовых и гранитных расплавов как по вертикальным трещинным системам, так и по субгоризонтальным и наклонным межформационным поверхностям отслоения, возникающим во вмещающих стратифицированных толщах под динамическим воздействием растущих куполов со всеми присущими внедряющимся расплавам атрибутами механического воздействия на породы рамы. Таким образом, вероятно, образуются многочисленные дайки и мелкие штоки, сложенные однородными по составу гранитоидами без признаков реакционного взаимодействия с вмещающими породами.

Анализ геологических материалов показывает, что щелочные гранитоиды, завершающие гранитоидный магматизм Байкальского мегасвода, образовались при кристаллизации магм, испытавших значительные вертикальные перемещения, пространственное положение которых в контурах ОКС в значительной мере контролировалось региональными зонами разломов.

По вопросу о происхождении щелочных гранитоидов Байкальской горной области в настоящее время у исследователей отсутствует единое мнение. Одними исследователями они рассматриваются в качестве производных гранитоидной магмы [Козубова, 1967; Фельдман, 1969], другие считают, что исходная магма имела базальтовый состав [Чупров, 1970; Вартанова и др., 1976]. Б. А. Литвиновский, рассмотрев аргументы, приводимые в пользу коровой и мантийной природы щелочно-гранитоидных магм, считает обе гипотезы равновероятными [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981]. В свете развиваемой в данной работе концепции гранито-сводового тектогенеза, предполагающей непрерывно-прерывистую эволюцию гранитоидного магматизма в геодинамической обстановке длительного и устойчивого поднятия территории, область генерации щелочно-гранитоидных магм должна мигрировать в корневые части ОКС, так как к моменту их формирования ОКС претерпели значительную денудацию, вследствие чего предшествующие им по времени образования гранитоиды были выведены на меньшую глубину.

Обобщая изложенный фактический материал, можно сделать вывод о том, что формирование Байкальского мегасвода в течение фанерозоя сопровождалось закономерно сменяющимися во времени гранитоидными формационными сериями, масштабы проявления которых определялись продолжительностью эволюции локальных купольных структур, составляющих инфраструктуру мегасвода.

С начальным этапом развития Байкальского мегасвода связаны гранитизация осадочно-вулканогенного субстрата, возникновение гранито-гнейсовых куполов в каледонском фундаменте и регенерация ранее сформированных аналогичных структур на его периферии. В это время происходит формирование мигматит-гнейсо-гранитной формационной серии, которая наиболее полно представлена в периферической зоне гранито-

гнейсовых куполов. Во внутренней зоне мегасвода породы мигматит-гнейсо-гранитной серии фиксируются лишь в виде разрозненных малоощных реликтовых оторочек, окаймляющих ОКС, законсервированных на более поздних этапах эволюции. Первые поистине массовые проявления аллохтонного гранитоидного магматизма на территории Байкальского мегасвода связаны с перерождением гранито-гнейсовых куполов в ОКС, которое сопровождалось плавлением гранитизированного субстрата в больших масштабах и завершилось формированием диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. Состав и масштабы проявления различных типов гранитоидов, составляющих эту формационную серию, в каждой конкретной ОКС во многом определялись составом исходных вмещающих пород, термодинамическим режимом плавления субстрата, составом трансмагматических растворов, длительностью и физико-химическими условиями эволюции расплавов в недрах ОКС и временем их консервации. В ОКС, сформированных за счет гранитизации и магматического замещения вулканогенно-карбонатных и гипербазит-базитовых пород эвгеосинклинальной зоны каледонид, в составе диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии доминируют тоналит-диоритовые и тоналит-гранодиоритовые ассоциации с подчиненным количеством существенно натриевых гранитов. По субстрату терригенно-карбонатных толщ миогеосинклинальной зоны формируются диорит-гранитные и монцонит-гранитные ассоциации с доминирующей ролью щелочноземельных гранитов калиевого ряда.

На заключительных стадиях формирования Байкальского мегасвода сформировались сиенит-граносиенит-лейкогранитная и щелочно-гранитоидная формационная серии. Гранитоидный магматизм завершающего этапа по своим масштабам существенно уступает гранитоидам кульминационного этапа. Гранитоидам сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии свойственно более высокое содержание щелочей и прежде всего калия по сравнению с аналогичными по кремнекислотности породами диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. Максимальное содержание щелочей фиксируется в породах щелочно-гранитоидной формационной серии.

Таким образом, наиболее общая закономерность при эволюции гранитоидного магматизма в процессе формирования Байкальского мегасвода — прогрессивное увеличение щелочности гранитоидов в последовательно сменяющихся по времени формационных сериях при одновременном сокращении масштабов их проявления. По мере консервации ОКС и затухания гранитоидного магматизма возрастает роль наземного базальтоидного вулканизма, т. е. на завершающей стадии формирования Байкальского мегасвода на его территории параллельно функционировали внутрикоровые и мантийные очаги, расположенные на различных уровнях. Широкое проявление наземного базальтоидного вулканизма в мезозойскую эпоху в межкупольных впадинах свидетельствует об унаследованности структурного плана развития территории в течение всего гранито-сводового тектогенеза [Комаров, 1982].

ГЛАВА 6

РУДОНОСНОСТЬ КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР И МЕТАЛЛОГЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО МЕГАСВОДА

Для Байкальской горной области, в частности для той ее части, которая пережила в конце протерозоя — начале палеозоя геосинклинальное развитие, давно уже отмечается определенная закономерность в проявлении продуктивных металлогенических эпох, специализированных в отношении эндогенного оруденения. С раннепалеозойской металлогенической эпохой связаны железорудные и колчеданно-полиметаллические

месторождения, а также метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение. С позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохой связано уже гидротермальное оруденение цветных, редких и благородных металлов, а также флюорита. Предыдущие металлогенические построения исходили из двух основных концепций. Первая по укоренившейся традиции базировалась на представлениях о ведущей роли геосинклинального этапа в формировании структуры Байкальской горной области, а потому со структурно-фациальными зонами геосинклинали пытались связать пространственное размещение эндогенного оруденения, тем самым ограничив металлогенические разработки геосинклинальными структурами. Поэтому типичными металлогеническими элементами считались линейные структурно-металлогенические зоны и пояса, в которые объединялись отдельные рудные узлы [Хренов, Рафиенко, 1960; Арсентьев и др., 1964; Крупский, Рукавец, 1971]. Вторая концепция также исходила из представлений о линейных металлогенических зонах, связанных с мезозойской тектономагматической активизацией, которая определила пространственное положение редкометального оруденения [Щеглов, 1962, 1966; Кузьмин, Батурина, 1971], при существенной роли глубинных разломов [Хренов и др., 1971]. Однако ни та и ни другая концепция не объясняла столь существенных различий в специализации разновозрастных металлогенических эпох. Кроме того, детальные исследования линейных рудных поясов и зон показывают, что они выпадают на отдельные рудные узлы, площади, районы, вследствие чего исчезает линейность в региональном распределении оруденения.

Металлогения Байкальской горной области, как и любого другого региона, является следствием и отражением ее геологического развития, поэтому решать проблему металлогении необходимо с учетом истории развития данной территории. Как уже отмечалось, гранито-сводовый тектогенез, коренным образом переработав ранее сформированный геосинклинальный структурный этаж, создал современную инфраструктуру Байкальского мегасвода, определяющими структурными элементами которого являются купольные и очагово-купольные структуры, а также межкупольные провесы. Купольные структуры служат центрами гранитизации и гранитоидного магматизма, а потому их формирование сопровождается эндогенной минерализацией, структурно и генетически связанной с куполами. Направленная эволюция последних находит отражение в столь же направленной и последовательной эволюции рудоносности купольных структур, т. е. гранито-сводовый тектогенез с его типоморфными купольными структурами требует совершенно иного подхода к металлогеническому анализу мегасводов, в том числе и к металлогении Байкальского мегасвода.

Последовательность развития купольных структур с выделением начального, кульминационного и завершающего этапов определяет и последовательность образования конкретных месторождений и временную последовательность проявления разных полезных ископаемых, вследствие чего находит логическое объяснение разная специализация разновозрастных металлогенических эпох, так же как и дискретное распределение оруденения, связанное с очагами гранитообразования, т. е. с купольными и очагово-купольными структурами. Кроме того, выделяются две главные системы глубинных разломов: ортогональная и диагональная [Комаров и др., 1976]. Эти системы играют различную рудоконтролирующую роль, причем глубинные разломы ортогональной сети обладают значительно большим рудоконтролирующим влиянием, чем разломы диагонального плана. Среди последних существенное рудоконтролирующее значение принадлежит северо-западным.

Однако рудоносность купольных структур и их роль в пространственном распределении оруденения — не адекватные понятия. Если рудоносность Байкальского мегасвода определяется купольными структурами, то на размещение оруденения, как и на размещение остаточного гранитного магматизма, влияют и внутрикупольные элементы, и зоны

глубинных разломов. По зонам разломов гранитоидный магматизм и оруденение могут располагаться как в куполе, так и выходить за его пределы в межкупольные пространства и межкупольные провесы. В этом случае эруптивные массивы гранитов могут формировать интрузивные купола, т. е. небольшие купола, возникающие в результате механического воздействия интродуцированного гранитного расплава. Эти три структурных элемента: зрелые ОКС с их внутрикупольными структурными элементами, зоны глубинных разломов, в том числе и зоны скрытых разломов фундамента, и интрузивные купола за пределами ОКС — определяют пространственное положение главной массы оруденения. Различные типы проявления гранитоидного магматизма, характеризующие различные этапы эволюции купольных структур, ведут к существенным различиям в металлогенической специализации и интенсивности оруденения. Поэтому ниже рассматривается рудоносность начального, среднего и завершающего этапов развития купольных структур, что в конечном итоге и определяет металлогению Байкальского мегасвода.

Рудоносность начального этапа формирования купольных структур, охватывающая зарождение гнейсовых куполов и перерастание их в мигматитовые и гранито-гнейсовые, связана с образованием гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов, причем возникновение мигматитов и гранито-гнейсов, как правило, сопровождается появлением пегматитов. Поэтому пегматитовый тип месторождений свойствен начальному этапу развития купольных структур. В связи с тем, что в современной структуре мегасвода гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола сохранились лишь в периферийных гранито-гнейсовых валах, они и содержат пегматитовые месторождения. Это прежде всего мусковитоносные пегматиты Мамского района (Мамский гранито-гнейсовый вал) и редкометальные пегматиты Северо-Байкальского нагорья (Акитканский и Чуйский гранито-гнейсовые валы). Практически пегматиты отмечаются во всех куполах краевых гранито-гнейсовых валов по периферии Байкальского мегасвода, однако они не представляют промышленного интереса, за исключением пегматитов вышеупомянутых районов.

Начальный этап формирования куполов связан с прогрессивным метаморфизмом, перерастающим в ультраметаморфизм, что сопровождается преобразованием не только осадочных пород, но и осадочных рудных месторождений и скоплений, возникших во время предшествующего геосинклинального цикла. В собственно геосинклинальную стадию в пределах Байкальской горной области были сформированы осадочные железорудные, колчеданные, колчеданно-полиметаллические, а также марганцевые месторождения. Гранито-сводовое развитие и формирование купольных структур существенным образом отразилось на первично-осадочных рудах, которые подвергались метаморфизму и регенерации с большим или меньшим перемещением рудных элементов. Так, существует зависимость образования осадочных руд Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения от фациальных особенностей вмещающих пород черносланцевой толщи [Конкин и др., 1980], которые затем в течение длительного времени претерпевали метаморфизм и частичную регенерацию [Ручкин и др., 1975]. Все это ведет к тому, что существуют, с одной стороны, четко выраженный стратиграфический и литологический контроль оруденения, а с другой — околорудные изменения, свидетельствующие о гидротермально-метасоматическом происхождении части руд, вертикальная зональность оруденения и структурный контроль [Металлогеническая карта региона БАМа, 1981].

Сложнее решается вопрос о генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения, ибо одни исследователи высказываются о его вулканогенно-осадочном происхождении с последующими наложенными гидротермально-метасоматическими преобразованиями [Тарасова и др., 1972; Дистанов, 1972], другие — о его гидротермальном образовании [Андреев, 1970; Рипп, 1979].

Осадочно-вулканогенный генезис имеют железорудные месторождения Курбинского и Еравнинского районов, подвергающиеся частичной или полной регенерации. При частичной регенерации осадочно-вулканогенная природа руд и пластовый характер рудных тел выступают достаточно отчетливо (Балбагар, Шара-Бугутуй, Мухор-Горхон, Мылдылген и др.). При более интенсивной регенерации эти признаки постепенно исчезают, и там, где вмещающие метаморфические породы подвергаются гранитизации и превращаются в автохтонные или перемещенные граниты, возникают скарновые железорудные месторождения, которые в возрастном отношении уже соотносятся со временем перерастания купола в очагово-купольную структуру (рис. 25, см. вкладку).

В структурном отношении осадочно-метаморфогенное оруденение тяготеет к периферии ОКС и межкупольным провесам. Объясняется это прежде всего меньшей эрозией и лучшей сохранностью здесь пород кровли, в которых располагается оруденение. Кроме того, при гнейсификации и гранитизации происходит растекание купола, что ведет к уплощению апикали и подвороту пород по периферии, вследствие чего на периферии создаются более благоприятные условия для сохранения рудных накоплений. Подобное распределение свойственно колчеданно-полиметаллическому оруденению Туркинской ОКС. Оруденение здесь представлено многочисленными, но мелкими непромышленными скоплениями, которые группируются по периферии купола и образуют небольшой максимум в его центральной части (см. рис. 26). Оруденение тяготеет к полям осадочно-метаморфических пород. Пространственно намечается близкая ассоциация железорудного, колчеданно-полиметаллического и полиметаллического оруденения.

Давно уже отмечена стерильность в отношении эндогенного оруденения центральных частей гнейсовокупольных структур, что связано с миграцией рудных компонентов к периферии купола и в межкупольное пространство под влиянием повышенного теплового потока в центральных частях купола. Так, золото, мигрируя из зон высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма в зону зеленосланцевой фации метаморфизма по периферии куполов и в межкупольные пространства, может привести к образованию распыленной золотоносности, которая ввиду низких содержаний не представляет промышленного интереса. Однако в зоне окисления может формироваться вторичное гипергенное знаковое золото, накопление которого ведет к образованию промышленных россыпей. Возможно, что таким путем образовались золотоносные россыпи внутренних частей Байкальского мегасвода, для которых не установлены первичные источники россыпного золота, в частности некоторые россыпи Бодайбинского синклиория и Витимского плоскогорья.

Рудоносность кульминационного этапа развития купольных структур охватывает время перерождения гранито-гнейсового купола в очагово-купольную структуру, т. е. время интенсивного палингенеза с образованием перемещенных и перемещенных гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. Интенсивная гранитизация, разрастание гранитных тел с образованием однотонных, выдержанных на большой площади гранитных массивов, которые раньше относились к «батолитовой» фации, видимо, не способствуют процессу рудолокализации, так как с ними связана чрезвычайно ограниченная эндогенная минерализация. Представлена она главным образом скарновыми железорудными месторождениями, большинство которых к тому же являются регенерированными осадочными образованиями.

Скарнирование кембрийских вулканогенно-карбонатных отложений, связанное с формированием раннепалеозойских, а в ряде случаев и среднепалеозойских гранитоидов, нередко накладывается на пластовые тела осадочных руд и вмещающие их породы, что приводит к преобразованию их в скарново-магнетитовые залежи (Курбинский рудный узел). Там, где нет первичного обогащения железом, скарнированные известняки обычно бывают безрудными. По-видимому, не случайно многочис-

ленные тела известковистых скарнов, локализованные в экзоконтактах нижнепалеозойских гранитоидов, или не сопровождаются, или сопровождаются лишь бедной железорудной минерализацией. Формирование богатых скарново-магнетитовых залежей происходит за счет преобразования пластовых тел осадочных руд. При этом в колчеданных рудах, подверженных метаморфизму, в том числе и контактовому, наблюдается псевдоморфное замещение пирита магнетитом, приводящее к формированию магнетитовых руд (месторождение Зангода). Сульфидные руды месторождения Солонго по направлению к контакту с грайтами полностью исчезают, замещаясь скарново-магнетитовыми рудами [Нуварьева, 1980].

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о вулканогенно-осадочной природе большинства колчеданных, колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений региона, вовлеченных вместе с вмещающими толщами в гранитизацию или претерпевших контактово-метасоматический метаморфизм со стороны палеозойских гранитоидов. Наложённая регенерация, а также пострудный метаморфизм и метасоматоз в ряде случаев совершенно меняют состав и форму рудных тел, сопровождаясь перекристаллизацией и переотложением минеральных компонентов и приводя либо к уничтожению первичных руд, либо к созданию локальных залежей высококачественных руд.

Высказанные положения относятся к большинству железорудных месторождений. Однако существуют такие типы месторождений, которые не могут быть обусловлены осадочно-вулканогенным седиментогенезом, в частности группа железорудных месторождений, связанных с основными интрузиями.

В очагово-купольных структурах с широким проявлением гранитоидов кульминационного этапа наряду со скарново-железорудными месторождениями известны незначительные полиметаллические и медно-полиметаллические проявления, наложенные на известковистые скарны. Здесь же известны самостоятельные, но столь же незначительные молибденовые и медно-молибденовые проявления (Туркинская, Ангырская ОКС). Они пространственно ассоциируют с мелкими широкообразными обособлениями, штоками и дайками мелкозернистых лейкократовых гранитов, являющихся остаточными дифференциатами диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии. Они обычно размещаются в центральных частях ОКС, намечая тем самым центростремительную тенденцию в размещении редкометальной минерализации кульминационного этапа. В большинстве случаев она представлена аксессуарной вкрапленностью молибденита в гранитах либо кварцевыми прожилками с редкой вкрапленностью молибденита и халькопирита в грейзенизированных гранитах (Зангодинское, Маректиканское проявления). Сколько-нибудь существенных редкометальных проявлений, связанных с кульминационным этапом формирования ОКС, практически неизвестно. Так, например, в пределах Конкудеро-Мамаканской ОКС, законсервированной на кульминационном этапе развития, несмотря на большую площадь этой структуры (около 10 000 км²), нет ни одного даже мелкого месторождения редких или цветных металлов.

Чрезвычайно бедная эндогенная рудная минерализация, связанная с кульминационным этапом, охватывающим значительный промежуток времени формирования громадных масс палингенных гранитов, логически объясняет длительную безрудную, но в то же время весьма активную фазу формирования Байкальского мегасвода, которая, начавшись в конце раннего палеозоя, продолжалась в среднем, а закончилась в начале позднего палеозоя.

Однако именно этот этап развития купольных структур оказался интересным и имеющим непосредственное отношение к апатитоносным диоритам ошурковского типа. Дело в том, что при метаморфизме и последующем ультраметаморфизме карбонатсодержащих осадочных пород последние подвергаются диоритизации с образованием первоначально

диоритоподобных пород, переходящих затем в диориты. Как правило, такие породы имеют невыдержанный состав, структуру и текстуру. Особенно заметно в них непостоянное количество темноцветов. Диориты могут изменяться от меланократовых до мезократовых с постепенными или даже резкими переходами между ними, со столь же непостоянными взаимоотношениями между породами с различной зернистостью. Все это присуще Ошурковскому диоритовому массиву, тесно ассоциирующему с метаморфическими породами итанцинской свиты позднего докембрия, среди которых наряду с гнейсами, кварцитами, конгломератами присутствуют горизонты карбонатных и карбонатсодержащих пород, а также пластовые тела метабазитов [Андреев и др., 1972]. Последующее прогрессивное нарастание гранитизации может сопровождаться их калишпатизацией и переходом пород в сиенито-диориты или монцониты, а затем и в гранодиориты и меланократовые граниты. Отсутствие в диоритоподобных породах и в диоритах кварца ведет к тому, что в них не проявляется гнейсирование и породы выглядят массивными.

Фосфоритоносные отложения, как правило, имеют повышенное содержание карбонатов, а потому при ультраметаморфизме также последовательно проходят этот ряд пород, но уже с обогащением их апатитом. Именно на этом этапе превращения метаморфических пород в диориты, а затем и в сиенито-диориты возможно образование апатитоносных пород с промышленными концентрациями в них апатита. Последующая гранитизация и преобразование диоритов в тоналиты, гранодиориты, монцониты или адамеллиты сопровождается замещением апатита другими минералами и выносом фосфора.

Диориты, возникшие в результате диоритизации, как и другие гранитизированные, но не перешедшие в расплав породы, тяготеют к периферии ОКС. Такое структурное положение в Мандриковской ОКС занимает и Ошурковское месторождение, а потому при поисках апатитоносных диоритов заслуживают обследования периферийные части других очагово-купольных структур хр. Хамар-Дабан. В связи с образованием апатитоносных диоритов по первично обогащенным фосфором осадочным породам привлекает внимание возможная фосфоритоносность верхнедокембрийского осадочно-метаморфического комплекса Хамар-Дабана.

Обратная задача состоит в поисках апатитоносных диоритов там, где известны фосфориты, например в Прихубсугульском районе. Здесь на юго-западном окончании Байкальского мегасвода в купольных структурах так же интенсивно проявлена гранитизация, которая при наложении на фосфоритоносные отложения может сопровождаться образованием апатитоносных диоритов. Подобные же условия не исключаются и для Восточного Саяна, в юго-западной части которого известны фосфоритоносные отложения, а формирование Восточно-Саянского мегасвода также сопровождается интенсивной гранитизацией и образованием купольных и очагово-купольных структур.

Рудоносность завершающего этапа развития очагово-купольных структур определяет все богатство Байкальского мегасвода в отношении молибдена, вольфрама, флюорита и др. С этим же этапом связано оруденение полиметаллов, олова, золота и других цветных и редких металлов, т. е. того эндогенного оруденения, которое представлено гидротермальным типом месторождений и генетически связано с гранитоидами и ультращелочными породами сиенитового ряда. При этом главными структурными элементами, влияющими на пространственное положение оруденения, являются ОКС и зоны глубинных разломов (см. рис. 25). Последние становятся рудогенерирующими только в сочетании с рудоносными ОКС. В тех случаях, когда зоны глубинных разломов пересекают нерудоносные ОКС, они, в свою очередь, также не несут эндогенного оруденения. Примером тому может служить уже упоминавшаяся выше Конкудеро-Мамаканская ОКС, развитие которой прекратилось на кульминационном этапе. Несмотря на пересечение и обрамление ее многочисленными разломами, в том числе и глубинного заложения (см. рис. 11), эта

структура практически стерильна в отношении эндогенного редкометалльного оруденения, ввиду отсутствия здесь остаточных интрузий гранитов завершающего этапа. Подобное же явление отмечается в куполах периферийных гранито-гнейсовых валов, так как их эволюция остановилась еще на начальном этапе. Все это указывает на то, что редкометалльное оруденение свойственно лишь зрелым ОКС, прошедшим законченный цикл развития с проявлением остаточного гранитоидного магматизма на завершающем этапе. Данное обстоятельство является главным в рудоносности купольных структур, а потому распределение эндогенного оруденения обуславливается пространственным положением интрузий остаточных гранитоидов. Распределение последних в ОКС в общем случае имеет центробежную тенденцию, при которой интрузии остаточных гранитов тяготеют к периферии куполов, а по зонам глубинных разломов могут выходить и за их пределы в межкупольные пространства. Такая тенденция имеется у Ангырской, Туркинской и Дашабылинской ОКС, в то время как в Цаган-Дабанской и Бом-Горхонской ОКС отмечается центростремительное тяготение гранитоидов завершающего этапа к центральной части куполов. В общем случае каждая зрелая ОКС имеет свои индивидуальные особенности в распределении завершающего остаточного гранитного магматизма с тем или иным влиянием магмоконтролирующих глубинных разломов ортогональной или диагональной сети. Сочетание кольцевой зональности купольных структур, имеющих центробежную или центростремительную тенденцию, с линейной зональностью зон глубинных разломов предопределяет многообразие и особенности распределения рудоносности в ОКС. От степени зрелости очагово-купольных структур и завершенности в них гранитоидного магматизма зависит их металлогеническая специализация и насыщенность рудными проявлениями. Так, с гранитоидами сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии связана молибденовая, вольфрамовая, оловянная и полиметаллическая минерализация, а со щелочно-гранитоидной — преимущественно фтор-редкометалльная и флюоритовая. Кроме того, флюоритовая минерализация ассоциирует и с мезозойскими трахибазальтами, излияния которых тяготеют к мезозойским впадинам.

Примерами ОКС с центростремительной тенденцией распределения остаточного магматизма являются Бом-Горхонская и Цаган-Дабанская структуры. Рудоносность Бом-Горхонской ОКС определяется бедными мусковитоносными и редкометалльными (с оловянной, например, минерализацией) пегматитами на начальном этапе формирования структуры, а также гидротермальным редкометалльным оруденением, пространственно и генетически связанным с остаточным гранитным магматизмом завершающего этапа развития (см. рис. 12). Вольфрамовое оруденение, представленное здесь известным Бом-Горхонским месторождением, тяготеет ближе к центральным частям структуры, располагаясь среди палингенно-метасоматических пород внешней зоны. Рудные тела залегают в поле развития жил, даек и калиевых метасоматитов. Вольфрамовое оруденение представлено жильным, штокверковым и вкрапленным типами. Кварц-вольфрамитовые жилы выполняют пологие протяженные трещины скола в зоне Бом-Горхонского разлома. Штокверковое оруденение расположено в 3 км восточнее центрального участка месторождения, где отмечается также рассеянная вкрапленность вольфрамита в гранитах.

Примером очагово-купольных структур с обильным проявлением завершающего остаточного гранитного магматизма, слагающего практически всю внутреннюю зону ОКС, является Цаган-Дабанская ОКС. Массовое проявление остаточного магматизма сопровождается здесь образованием месторождений, рудопроявлений и минерализованных точек молибдена, железа, полиметаллов, флюорита и др. Пространственное распределение оруденения в контурах ОКС определяется совокупностью различных рудоконтролирующих факторов, среди которых наиболее важную роль играют магматические, структурно-тектонические и литологические. Литологический контроль оруденения наиболее четко проявлен

в отношении железорудной минерализации. Все немногочисленные и незначительные по масштабам железорудные проявления локализованы в известковистых скарнах, развивающихся по карбонатно-терригенным отложениям, сохранившимся в виде ксенолитов среди гранитоидов сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии. Железорудные проявления в скарнах представлены мелкими магнетитовыми и магнетит-гематитовыми телами. С ними пространственно ассоциирует медная и полиметаллическая прожилково-вкрапленная минерализация. Слабая изученность этих рудопроявлений не позволяет однозначно решить вопрос о времени их образования. Однако их пространственная ассоциация с гранитоидами завершающего этапа развития ОКС указывает на парагенетическую связь с этими породами.

Металлогенический профиль Цаган-Дабанской ОКС определяется многочисленными месторождениями и рудопроявлениями молибдена, флюорита и др. В настоящее время здесь известны Колобковское, Жарчихинское, Харитоновское месторождения молибдена и ряд рудопроявлений с молибденовой и фтор-редкометальной минерализацией (Леоновское, Куналейское и др.). Доминирующими редкометальными формациями являются редкометально-молибденовая и фтор-редкометальная.

Анализ пространственного размещения редкометального оруденения, развитого в контурах Цаган-Дабанской ОКС, показывает, что оно локализовано среди лейкогранитов или сиенитов завершающего этапа развития. Практически все месторождения и сколько-нибудь значительные редкометальные проявления размещаются вдоль скрытых разломов фундамента, пересекающих Цаган-Дабанскую ОКС. Так, в зоне влияния субширотного Куйтун-Могзонского разлома локализованы Десятниковское, Надеинское, Куналейское, Леоновское, Колтыгейское рудопроявления. В зоне влияния Посольского разлома расположено Колобковское, Жарчихинское месторождения, а к узлу пересечения субмеридионального Хилокского разлома с северо-западным приурочено Харитоновское месторождение. Аналогичное положение присуще и остальным более мелким редкометальным рудопроявлениям. Приведенные примеры подтверждают вывод о решающей роли скрытых глубинных разломов в локализации редкометального оруденения на площади Цаган-Дабанской ОКС.

Несколько особое положение занимает флюоритовая минерализация. Проявления флюорита преимущественно локализируются по периферии Цаган-Дабанской ОКС, тяготея к бортам мезозойских впадин. Вместе с тем ряд проявлений флюорита располагается и во внутренних частях структуры. Степень изученности этих флюоритовых проявлений недостаточна. Однако имеющиеся сведения о вещественном составе некоторых из них позволяют высказать предположение о наличии двух различных генетических групп. В частности, флюоритовые проявления, локализованные во внутренней зоне ОКС, характеризуются повышенными концентрациями редких металлов, что позволяет рассматривать их в качестве представителей фтор-редкометальной и редкометально-молибденовой формаций. Вторая группа флюоритовых проявлений практически стерильна в отношении редких металлов, и их следует рассматривать в составе эпитермальной собственно флюоритовой формации. Рудопроявления формации сосредоточены главным образом в бортах мезозойских впадин, а их формирование тесно связано с эволюцией этих структур, характеризующихся широким проявлением щелочно-базальтоидного вулканизма.

Экзотические проявления полиметаллической минерализации, ограниченно развитые на площади Цаган-Дабанской ОКС, на данном этапе изученности логичнее рассматривать в составе редкометально-молибденовой и фтор-редкометальной рудных формаций. В пользу подобного предположения свидетельствуют следующие факты. Единичные минерализованные точки с полиметаллической минерализацией почти всегда пространственно ассоциируют с аналогичными по масштабам редкометальными проявлениями. На всех известных редкометальных месторождениях Цаган-Дабанской ОКС проявлена поздняя полиметаллическая ста-

дия, минеральные парагенезисы в которой идентичны с автономно развитыми полиметаллическими проявлениями.

Несмотря на то, что все редкометалльные месторождения парагенетически связаны с гранитоидами сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, а их структурный контроль осуществляется сквозными линейными зонами скрытых глубинных разломов, условия формирования и минерагения каждого конкретного объекта характеризуются только ему присущей спецификой, обусловленной многочисленными локальными рудоконтролирующими факторами. Особенно наглядно это проявляется в месторождениях редкометалльно-молибденовой формации. Не останавливаясь на вещественном составе этих месторождений и на детальной характеристике условий их формирования, следует подчеркнуть, что эти условия были весьма специфическими уже на стадии кристаллизации гранитоидных расплавов. В этом отношении наиболее показательны Колобковское, Жарчихинское и Харитоновское месторождения. Все они локализованы среди пород сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии, представляющей единый эволюционный ряд. На площади рудных полей гранитоиды отличаются крайней текстурно-структурной неоднородностью, насыщенностью жильными и дайковыми производными, пегматитовыми телами. Для них характерны двойственные, противоречивые взаимоотношения, когда наряду с постепенными переходами между различными текстурно-структурными и минеральными типами пород наблюдаются и взаимные пересечения. Все эти факты свидетельствуют о длительной кристаллизации гранитоидных расплавов, характеризующихся дендритовидной морфологией фронта кристаллизации, осуществляющейся в напряженной тектонической обстановке. В результате на каждом конкретном объекте формируются специфические рудоконтролирующие структуры.

В Харитоновском месторождении — это автомагматические брекчии, сложенные обломками гранит-порфиров и лейкократовых гранитов, цементированных этими же породами. В то же время здесь на отдельных участках между порфировыми и равномернозернистыми разновидностями гранитов наблюдаются постепенные переходы.

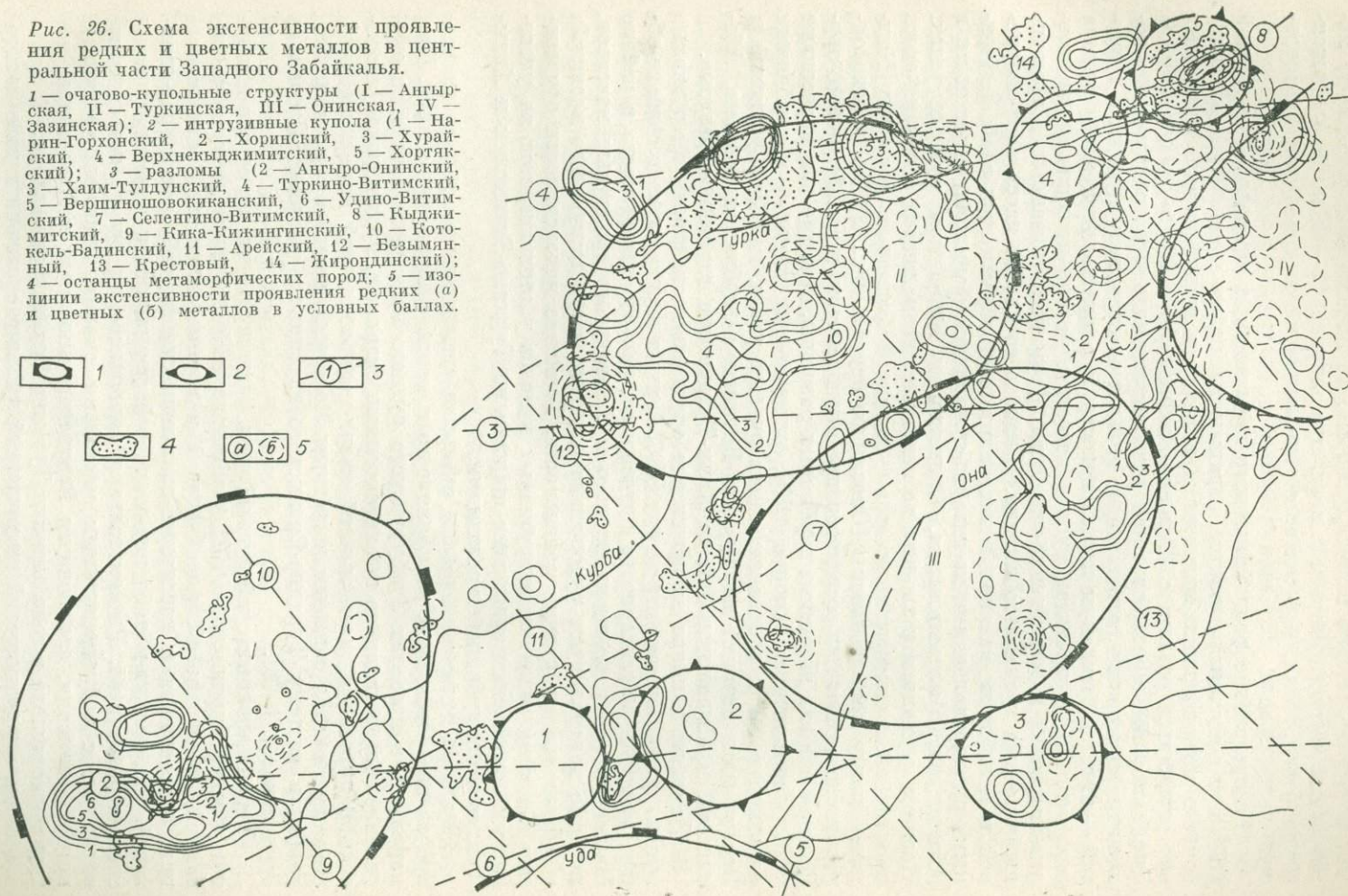
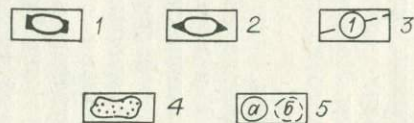
В Жарчихинском месторождении рудоконтролирующей структурой является трубообразное тело внутрикамерных взрывных брекчий, осложненное более поздними кластогенно-тектоническими брекчиями (Скрипкина и др., 1982). Обломочная часть взрывных брекчий, представленная гранитами, сиенитами, граносиенитами, диоритами, долеритами, трахитами, цементирована трахитовым базисом. По периферии взрывных брекчий во вмещающих породах сиенит-граносиенит-лейкогранитного ряда широко развиты флюидалные текстуры прихотливой конфигурации. Для них характерно чередование разнозернистых субпараллельных зон, меняющихся от среднезернистого флюидалного гранита через мелкозернистый гранит или гранит-порфир до фельзита.

Все эти данные свидетельствуют о длительной кристаллизации гранитоидных расплавов, испытывавших интенсивные внутренние динамические напряжения, завершавшиеся взрывом. Подобные условия приводили к формированию взрывных рудоконтролирующих структур среди обширных полей однофазных гранитоидов. Эти структуры могли возникнуть в тех частях гранитного массива, где расплавы были обогащены флюидной фазой за счет ее стационарного поступления. Наиболее благоприятными участками для этого являются скрытые глубинные разломы фундамента, в пределах которых и локализуются редкометалльные месторождения.

Иной тип рудной зональности имеет Туркинская ОКС, в которой, с одной стороны, довольно отчетливо видны центробежные тенденции в распределении редких и цветных металлов, а с другой — центростремительные, в связи с чем отмечается повышение экстенсивности оруденения в центральной части купола (рис. 26). Остаточные гранитоиды завершающего этапа, в том числе и с повышенной щелочностью, распределя-

Рис. 26. Схема экстенсивности проявления редких и цветных металлов в центральной части Западного Забайкалья.

1 — очагово-купольные структуры (I — Ангырская, II — Туркинская, III — Онинская, IV — Зазинская); 2 — интрузивные купола (1 — Нарин-Горхонский, 2 — Хоринский, 3 — Хурайский, 4 — Верхнекыджимитский, 5 — Хортакский); 3 — разломы (2 — Ангыро-Онинский, 3 — Хаим-Тулдунский, 4 — Туркино-Витимский, 5 — Вершиношовокиканский, 6 — Удино-Витимский, 7 — Селенгино-Витимский, 8 — Кыджимитский, 9 — Кика-Кижингинский, 10 — Котокель-Бадинский, 11 — Арейский, 12 — Безьямный, 13 — Крестовый, 14 — Жирондинский); 4 — останцы метаморфических пород; 5 — изолинии экстенсивности проявления редких (а) и цветных (б) металлов в условных баллах.



ются здесь по периферии купола, где слагают довольно многочисленные эруптивные массивы, площадью 80—100 км². Центральная же часть купола чрезвычайно насыщена многочисленными дайками диоритового, сиепитового и гранитного состава, которые, по мнению геологов, имеют мезозойский возраст. Дайковый пояс, при ширине 10—15 км и протяженности более 30 км, пересекает с юго-запада на северо-восток центральную часть купола.

Распределение редкометального оруденения в пределах Туркинской ОКС носит сложный характер, отражая в какой-то мере положение остаточного завершающего магматизма и в то же время влияние широтных зон глубинных разломов: Туркино-Витимского и Хаим-Тулдунского. С одной стороны, прослеживается генерализованное пространственное положение оруденения, отражающее кольцевую структуру купола, а с другой — имеется максимум экстенсивности и в центральной части купола (см. рис. 26). В пределах купола известны мелкие проявления касситерит-кварцевой и молибденит-кварцевой формаций, связанных с трещинными телами гранитного состава. Площадь со слабой касситерит-кварцевой и молибденит-кварцевой минерализацией обрамляется слабо изученными рудопроявлениями касситерит-сульфидной формации, известными в Абагинском, Мылдылгенском, Онинском и Ямбуйском рудных узлах. Наличие турмалина и хлорита не исключает возможности открытия здесь проявлений касситерит-силикатно-сульфидной формации, подобных Кыджимитскому месторождению [Оловянное оруденение..., 1978]. Вполне определено намечается сосредоточение молибденового и вольфрамового оруденения в зонах широтных глубинных разломов, там, где они пересекают ОКС. Совмещенное влияние ОКС, интрузивных куполов и глубинных разломов ведет к появлению таких рудных узлов, как Зумбурукский и Верхнекыджимитский на Туркино-Витимском глубинном разломе, Абагинский и Мылдылгенский на Хаим-Тулдунском глубинном разломе.

Заметное влияние на положение оруденения оказывают интрузивные купола, усложняющие структуру ОКС. С ними в ряде случаев связано общее усиление интенсивности оруденения, как это имеет место в районе Маланского, Верхнекыджимитского и Хортякского гранитных массивов, которые контролируют рудоносные площади соответствующего масштаба и определяют их рудную зональность. Усиление интенсивности оруденения в местах развития интрузивных куполов устанавливается на участках их пересечения сквозными широтными Туркино-Витимским и Хаим-Тулдунским глубинными разломами.

Туркино-Витимский разлом оказывал существенное влияние на распределение оловянного, вольфрамового и молибденового оруденения. Так, например, в пределах Зумбурукского рудного поля редкометальное оруденение, представленное шеелитоносными скарнами, прожилковой кварц-вольфрамитовой и штокверковой кварц-молибденитовой минерализацией, локализуется над скрытым широтным Малозумбурукским разломом, входящим в систему Туркино-Витимского глубинного разлома [Оловянное оруденение..., 1978].

Верхнекыджимитский рудный узел, расположенный на северо-восточном фланге Туркинской ОКС, характеризуется широким развитием оловянной, вольфрамовой, молибденовой и полиметаллической минерализации, относящейся к касситерит-силикатно-сульфидной, касситерит-кварцевой, вольфрамит-молибденит-кварцевой формациям и формации оловяносных пегматитов. Редкометальная минерализация пространственно ассоциирует с лейкогранитными массивами сиенит-граносиенит-лейкогранитной формации, слагающими Верхнекыджимитский и Хортякский интрузивные купола в зоне влияния Туркино-Витимского разлома.

Верхнекыджимитский интрузивный купол расположен в узле пересечения Туркино-Витимского разлома с субмеридиональным Вершиношовокиканским, и именно в этой части купола сосредоточено большинство проявлений касситеритносных пегматитов и жильной касситерит-квар-

цевой минерализации среди кварц-мусковитовых грейзенов, локализованных в материнских лейкократовых гранитах.

Хортякский интрузивный купол расположен в зоне торцового сочленения Вершиношовокиканского и Туркино-Витимского глубинных разломов. Он относится к категории структур центрального типа. Формирование его связано с динамическим воздействием на породы рамы гранитного массива, расположенного в центре купола. По периферии купол осложнен радиально-концентрической системой трещинных дислокаций. Максимальная концентрация эндогенного оруденения тяготеет к южной и юго-восточной периферии купола, где сосредоточены почти все известные оловорудные и полиметаллические проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации (Кыджимитское, Хортякское, Левокыджимитское и другие) и молибденовые и вольфрамовые проявления вольфрамит-молибденит-кварцевой формации (Алтанское, Верхнеалтанское). Оруденение локализуется в экзоконтактах мелких штоков, являющихся спутниками Хортякского купола, либо контролируется фрагментами активизированных глубинных разломов, в частности Туркино-Витимского, рудоносность которого более подробно освещена раньше [Оловянное оруденение..., 1978].

Проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации сосредоточены главным образом на южной окраине Хортякского купола в зоне влияния Туркино-Витимского разлома. Они представлены кварц-касситерит-арсенопиритовыми зонами среди кварц-турмалиновых метасоматитов (Кыджимитское месторождение), галенит-сфалеритовыми касситеритсодержащими телами среди кварц-хлоритовых метасоматитов (Хортякское рудопроявление) и зонами оловоносных скарнов (Левокыджимитское проявление). На восточной и юго-восточной окраине Хортякского интрузивного купола расположены соответственно Алтанское вольфрамово-молибденовое и Верхнеалтанское вольфрамовое рудопроявления, представленные кварц-молибденитовыми, кварц-вольфрамитовыми штокверковыми зонами и кварц-вольфрамитовыми жилами среди кварц-мусковитовых грейзенов. На площади Алтанского рудопроявления отмечается достаточно отчетливая горизонтальная зональность, которая выражается в преимущественной приуроченности молибденовой минерализации к зоне ближайшего экзоконтакта Алтанского гранитного штока, а вольфрамовой — к зоне дальнего экзоконтакта. В этом же направлении прослеживается закономерная смена кварц-микроклин-мусковитовых фаций грейзенов микроклин-мусковитовыми. Вместе с тем положение Алтанского и Верхнеалтанского проявлений контролируется зонами глубинных разломов. Алтанское проявление расположено в зоне торцового сочленения Туркино-Витимского и Олдында-Кыджимитского разломов, а Верхнеалтанское локализовано в зоне влияния одноименного глубинного разлома северо-восточного простирания на окраине Хортякского интрузивного купола.

Зона Хаим-Тулдунского разлома, в которой расположены Абагинский и Мылдылгенский рудные узлы и отдельные проявления, проходит по южному краю Туркинской ОКС. В Абагинском рудном узле эндогенная минерализация представлена магнетитовым и колчеданным пирит-халькопиритовым типами, обусловленными ранним этапом развития ОКС. С завершающим этапом связана редкометальная минерализация, которая ассоциирует с массивами и штоками грейзенизированных гранитов. Последние приурочены к узлам пересечения широтной зоны Хаим-Тулдунского разлома с разломами других направлений. Молибденовая минерализация располагается в массивах грейзенизированных гранитов в их ближайшем экзоконтакте, в то время как вольфрамовая и оловянная минерализация — в дальнем экзоконтакте.

В Мылдылгенском рудном узле редкометальная минерализация завершающего этапа развития ОКС представлена жилами, прожилково-штокверковыми зонами кварц-полевошпатового, кварц-полевошпат-турмалинового и кварц-мусковитового состава, несущими олово-молибден-вольфрамовую минерализацию и приуроченными к зонам повышенной трещиноватости субширотного и субмеридионального простирания.

Глубинные разломы на некоторых интервалах трассируются цепочками рудопроявлений и месторождений. В пределах Туркинской ОКС узлами пересечения субмеридиональных и широтных разломов определяется структурное положение почти всех крупных рудных объектов, вследствие чего указанные узлы пересечений ортогональных разломов в пределах рудоносных ОКС выступают в качестве важных рудоконцентрирующих элементов.

Примерами центробежного распределения оруденения в ОКС могут служить Ангырская, Онинская и Дашабылкинская структуры.

В Ангырской ОКС магматизм завершающего этапа проявился крайне ограниченно и представлен единственным одноименным массивом сиенит-граносиенит-лейкогранитной формационной серии, расположенным на южном склоне ОКС в зоне влияния субширотного Ангыро-Онинского разлома, где и сосредоточена практически вся редкометальная минерализация (см. рис. 26). Она представлена многочисленными мелкими проявлениями молибдена, вольфрама и др. (Семеновское, Жиримское, Красный Яр и др.), редкометально-вольфрамово-молибденовой формации и флюорита, локализованных среди лейкократовых гранитов, слагающих ядро Ангырского массива, либо в зоне его ближайшего экзоконтакта среди вмещающих пород.

Формирование редкометальной минерализации здесь связано с постмагматическими процессами высокотемпературного кислотного выщелачивания, в результате которых возникают кварц-полевошпатовые метасоматиты и кварц-мусковитовые апоалюмосиликатные и кварц-мусковит-флюоритовые апокарбонатные грейзены, вмещающие прожилково-вкрапленную и жильную молибденовую, вольфрамовую и фтор-редкометальную минерализацию. Кварц-полевошпатовые метасоматиты являются более высокотемпературными представителями стадии кислотного выщелачивания, чем грейзены, а потому область их распространения соответственно не выходит за пределы гранитного массива. С ними ассоциирует молибденовая минерализация. Кварц-мусковитовые и апокарбонатные грейзены с вольфрамовой минерализацией формируются при более низкой температуре по сравнению с кварц-полевошпатовыми метасоматитами и тяготеют к экзоконтактовым зонам гранитного массива. Иное структурное положение занимает флюоритовое оруденение, которое во всех случаях располагается по периферии купола на его восточном и южном замыкании. Флюоритовая минерализация представлена кварцево-жильным типом, а кроме того, зонами флюоритизации в брекчированных осадочно-метаморфических, вулканогенных и плутогенных породах.

Пространственное расположение эндогенной минерализации и сопровождающих ее метасоматитов относительно Ангырского гранитоидного массива свидетельствует о том, что они контролируются температурным полем этого массива, а структурно-тектонический контроль осуществляется зоной Ангыро-Онинского разлома. Влияние Ангыро-Онинского глубинного разлома на пространственное положение редкометального оруденения иллюстрируется экстенсивностью распределения оруденения в пределах Ангырской ОКС (см. рис. 26). Максимальная экстенсивность располагается параллельно зоне глубинного разлома, несколько смещенной от его осевой линии к югу. Подобную картину распределения имеет также экстенсивность окварцевания (рис. 27).

В Онинской ОКС периферийный прерывистый пояс образован полиметаллическими проявлениями гидротермально-метасоматического типа, приуроченными к останцам осадочно-метаморфических пород. Так, например, в Худакском месторождении рудные тела тяготеют к зоне брекчирования карбонатных пород. Представлены они вкрапленными зонами и массивными рудами, образование которых сопровождалось метасоматическим замещением и скарпированием вмещающих пород. Руды сложены галенитом и сфалеритом с подчиненным присутствием пирита, халькопирита, пирротина. Отмечаются также блеклые руды и станнин.

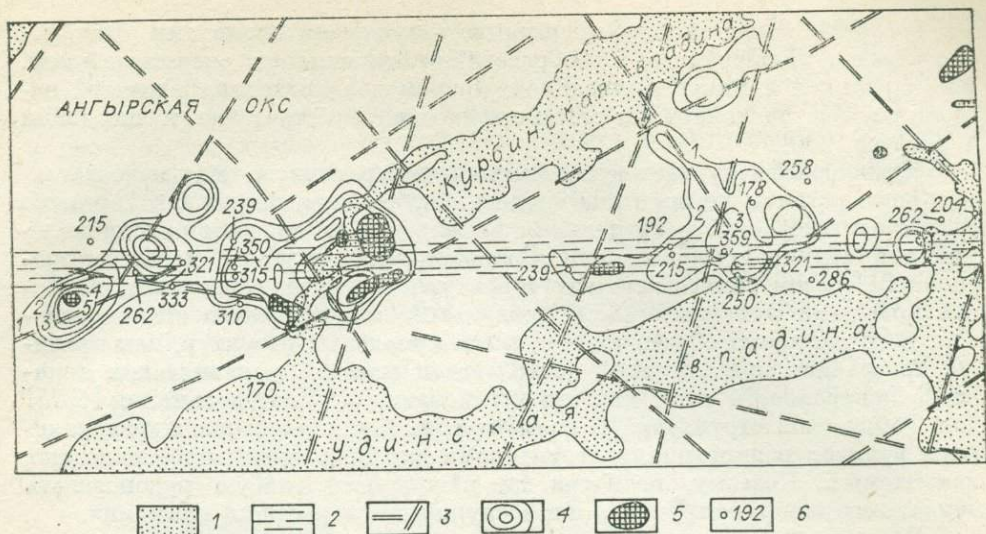


Рис. 27. Схема экстенсивности окварцевания и грейзенизации в зоне Анги́ро-Они́нского глубинного разлома.

1 — аллювиальные отложения; 2 — Анги́ро-Они́нский разлом; 3 — другие разрывные нарушения; 4 — изоконцентраты проявлений гидротермального кварца и условных баллах, 5 — участки грейзенизированных пород; 6 — температура гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений кварцево-жильных образований, °С.

На южном фланге Онинской ОКС в узле пересечения Анги́ро-Они́нского, Вершиношовокиканского и Безымянного глубинных разломов расположен Хоринский интрузивный купол, сложенный щелочными моношпатовыми гранитами. Именно здесь наблюдается максимальная концентрация редкометалльных проявлений, локализованных среди кварц-полевошпатовых метасоматитов, кварц-мусковитовых грейзенов, вторичных кварцитов (кварц-серицитовых, андалузитовых, монокварцевых) и пропилитов. Причем по мере удаления от центра интрузивного купола к его периферии происходит закономерная смена рудовмещающих метасоматических формаций, группирующихся вдоль зоны Анги́ро-Они́нского разлома в следующий ряд: кварц-полевошпатовые метасоматиты с вольфрамом, молибденом → кварц-мусковитовые грейзены с молибденом → вторичные кварциты с вольфрамом, молибденом → пропилиты с полиметаллами.

В Дашабылкинской ОКС железорудное, медно-полиметаллическое, флюоритовое и редкометалльное оруденение также располагается по периферийной зоне купольной структуры, тяготея к останцам осадочно-метаморфических и эффузивных пород. Мунгутское медно-полиметаллическое месторождение расположено в пропилитизированных вулканитах нижнего кембрия, в которых околорудные изменения и сульфидная минерализация тяготеют к зоне разлома и брекчирования. Руды — вкрапленные с халькопиритом, бурнонитом, ковеллином, халькозином, пиритом, галенитом и сфалеритом. Фтор-редкометалльное оруденение Дашабылкинской ОКС располагается в карбонатных и карбонатсодержащих породах, а также среди вулканитов. Связано оно с аляскитовыми гранитами позднепалеозойского — раннемезозойского возраста [Жомарова и др., 1980], относящимися к остаточным гранитоидам завершающей стадии развития Дашабылкинской ОКС.

Рудоносные массивы, вскрытые буровыми скважинами, на глубине более 600 м представлены крупнозернистыми порфиroidными гранитами, а затем с глубины 350—400 м переходят в неравномернозернистые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты. В эндоконтактной зоне они переходят в гранит- и сиенит-порфиры. Массивы сопровождаются многочисленными апофизами мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Кроме того, в пределах рудных массивов отмечается густая сеть да-

ек, представленных сиенито-диоритами, кварцевыми сиенитами, фельзит-порфирами. Околорудные преобразования связаны со скарнированием, альбитизацией и микроклипизацией, причем два последних процесса накапливаются не только на метаморфический субстрат, но и на дайки [Швадус, 1980].

Рудоносность вулcano-купольных структур изучена еще недостаточно. Здесь развиты те же типы оруденения, что и в зрелых ОКС, однако масштабы выявленного оруденения не выходят за пределы рудопроявлений или мелких месторождений. Возможно, это связано с меньшим эрозионным срезом самого верхнего структурного яруса, сложенного наиболее молодыми вулcanoгенными продуктами завершающего этапа развития. В то же время образование вулcano-купольных структур, как правило, происходит при активной деятельности многих вулканических аппаратов центрального типа, как это установлено Л. Е. Эйдельманом [1971] для Тайдутской структуры. В свою очередь, вулканические жерла являются рудоконтролирующими структурами для некоторых видов полезных ископаемых. Поэтому, несмотря на кажущуюся слабую рудоносность вулcano-купольных структур, они заслуживают серьезного внимания.

Рассмотрение рудоносности ОКС показывает строго закономерное проявление металлогенических эпох, соответствующих главным этапам развития купольных структур и непосредственно зависимых от их направленной и необратимой эволюции. Намечаются ранняя, средняя и поздняя металлогенические эпохи гранито-сводового тектогенеза, причем наиболее продуктивными являются ранняя и поздняя.

Ранняя металлогеническая эпоха соответствует начальной стадии формирования куполов. Она сопровождается образованием мусковитоносных и редкометальных пегматитов, а также метаморфогенно-преобразованных и метаморфогенно-гидротермальных железорудных, колчеданных, колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений. В краевых гранито-гнейсовых валах, обрамляющих Байкальский мегасвод с запада, севера и северо-востока, ранняя металлогеническая эпоха проявилась в докембрии, а в гранито-гнейсовых валах, обрамляющих мегасвод с юга и юго-востока, а также во всех внутрисводовых ОКС — в раннем палеозое.

Средняя металлогеническая эпоха, соответствующая кульминационному этапу развития ОКС, является весьма скудной в отношении эндогенного оруденения. С ней связаны скарновые железорудные месторождения, которые в Байкальском мегасводе не образуют сколько-нибудь крупных объектов, и бедная редкометальная минерализация. Эта металлогеническая эпоха интересна в отношении апатитоносных диоритов, которые образуются по фосфоритоносным и первично обогащенным фосфором карбонатсодержащим осадочным породам в процессе их гранитизации.

Поздняя металлогеническая эпоха соответствует конечной стадии формирования зрелых ОКС. Она связана с завершающим остаточным гранитоидным магматизмом ОКС и сопровождается образованием гидротермальных месторождений цветных, редких и благородных металлов, а также флюорита. В Байкальском мегасводе ей соответствует позднепалеозойско-мезозойская металлогеническая эпоха, проявившаяся во внутрисводовых зрелых ОКС на стадии затухания их активности.

Таким образом, типоморфными структурными элементами, определяющими металлогению Байкальского мегасвода, являются купольные структуры и зоны глубинных разломов. Если качественный состав и масштабы проявления эндогенной минерализации определяются степенью зрелости купольных структур, то на ее пространственное размещение влияют как внутрикупольные структурные элементы, так и зоны глубинных разломов, осложняющих инфраструктуру Байкальского мегасвода. На ранних и средних стадиях эволюции купольных структур доминирующая роль в пространственном размещении гранитоидного магматизма и ассоциирующего с ним эндогенного оруденения принадлежит овално-концентрическим внутрикупольным структурным элементам, которыми

определяется концентрически-зональное распределение различных типов магматических пород мигматит-гнейсо-гранитной и диорит-гранодиорит-гранитной формационных серий. На этих стадиях эволюции очагово-купольных структур закладываются и элементы центробежной и центростремительной концентрической зональности в размещении различных типов эндогенной минерализации, пространственно ассоциирующей с соответствующими гранитоидными формациями.

На поздней стадии эволюции очагово-купольных структур значение внутрикупольных концентрических структурных элементов в значительной степени утрачивается, и на первый план в пространственном размещении остаточного магматизма и ассоциирующего с ним эндогенного оруденения, прежде всего редкометалльного, выступают зоны глубинных разломов. Они контролируют размещение интрузивных куполов, которые могут располагаться как внутри очагово-купольных структур, так и выходить за их пределы в межкупольные пространства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История формирования Байкальского мегасвода, его структуры, эволюции магматизма и металлогении показывает, что Байкальская горная область в постгеосинклинальное время пережила чрезвычайно активное гранито-сводовое развитие, которое по энергоемкости, мощности тектонических событий и масс вовлеченного в этот процесс материала превосходило геосинклинальный тектогенез. Гранито-сводовое развитие кардинальным образом переработало геосинклинальные структуры, создав на их месте изометричные купольные и очагово-купольные структуры, которые вместе с межкупольными провесами и составляют инфраструктуру Байкальского мегасвода. По периферии мегасвод обрамляется краевыми гранито-гнейсовыми валами, а его внутренняя часть сложена очагово-купольными структурами, законсервированными на разных этапах своего развития. Современная Байкальская горная область, за исключением кайнозойских рифтогенных структур, представляет собой морфо-структурное выражение Байкальского мегасвода, ибо горные хребты являются слившимися цепочками купольных структур, разделенных межкупольными провесами, выступающими как межгорные прогибы и впадины.

В Байкальском мегасводе эволюция купольных структур начинается с возникновения гнейсовых куполов, постепенно перерастающих в мигматитовые, затем в гранито-гнейсовые и наконец в очагово-купольные структуры, являющиеся очагами массового проявления анатексиса, а затем и палингенеза. Образование автохтонных и аллохтонных гранитоидов означает переход купола в очагово-купольную структуру. С этого времени начинается ее регрессивное развитие с затуханием и отмиранием палингенеза, а проявляющийся гранитоидный магматизм носит остаточный характер и всегда представлен в виде небольших интродуцированных массивов. Следовательно, гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола являются недоразвитыми очагово-купольными структурами.

Направленный и необратимый характер развития купольных структур, связанный с постепенным нарастанием гранитизации, сопровождается столь же направленной и необратимой эволюцией гранитоидного магматизма. При этом происходит не просто последовательная смена внедрения интрузивных комплексов, а последовательное перерождение одних формационных типов гранитоидов в другие. Иными словами, существует достаточно строгая иерархическая последовательность образования формационных серий, когда высшая формационная серия возникает при перерождении низшей. Так, гнейсовая формационная серия перерождается в мигматитовую, а затем в формационную серию темных мигматитов и гранито-гнейсов. Преобразование купольной структуры в очагово-ку-

польную сопровождается перерождением гранито-гнейсовой формационной серии в диорит-гранодиорит-гранитную, которая в зрелых ОКС также частично преобразуется в сиенит-граносиенит-лейкогранитную и отчасти щелочно-гранитоидную формационные серии. Две последние связаны с заключительным завершающим этапом развития ОКС, а потому, как правило, имеют малую глубину эрозионного среза, на уровне которого они представлены перемещенными интродуцированными телами. К тому же ошелачивание остаточных гранитоидов двух последних формационных серий происходит, видимо, главным образом в остаточных очагах гранитизации.

Таким образом, последовательная и необратимая эволюция гранитоидного магматизма с перерождением низших формационных серий в высшие позволяет реставрировать историю и условия развития купольных структур, а также степень их зрелости. В этом отношении формационный анализ гранитоидного магматизма выступает как новый методологический прием при палеотектонических реконструкциях.

Применение этого метода с одновременным анализом более корректных изохронных данных по геохронологии магматических образований позволило установить некоторую асинхронность и индивидуальность развития купольных структур. Последние несколько одновременно вступали в купольное развитие, имели различную скорость и полноту протекания процессов гранитизации, что и отразилось на времени их окончания. Различия эти, не столь заметные в соседних куполах, могут быть весьма существенны в разобщенных и удаленных купольных структурах. В связи с этим во многих случаях становятся неубедительными сопоставления однотипного и «одновозрастного» гранитоидного магматизма на обширных территориях, ибо на практике однотипный магматизм даже в пределах одного мегасвода, не говоря уже об удаленных структурах, чаще бывает несинхронен, а одновозрастный — неоднотипен, хотя принципиальная последовательность образования вертикальных рядов формационных серий при гранито-сводовом тектогенезе везде близко идентична.

Образование купольных структур, как и мегасвода в целом, связанное с разуплотнением вещества при гранитизации, сопровождается надвигами. Поэтому разрывные структуры располагаются по периферии куполов, где образуют чешуйчатые серии с амплитудой перемещения, не превышающей первых километров. Более мощные надвиги с амплитудой перемещения до десятков километров возникают в обрамлении мегасвода.

Гранито-сводовый тектогенез, создавший инфраструктуру Байкальского мегасвода, определил и его металлогению. Практически все эндогенные рудные и нерудные полезные ископаемые Байкальской горной области сопряжены с гранито-сводовым тектогенезом. Более ранние рудные скопления, связанные с геосинклинальным развитием в процессе гранито-сводового тектогенеза, были частично или полностью регенерированы, другие же, более многочисленные, непосредственно связаны с гранитоидным магматизмом купольных структур.

Вполне определенно намечаются три главные металлогенические эпохи, соответствующие трем этапам формирования купольных структур. Начальная металлогеническая эпоха, отвечающая ранней стадии развития купольных структур, сопровождается образованием метаморфогенно-преобразованных и метаморфогенно-гидротермальных месторождений железа, полиметаллов и редкометалльных пегматитов. Средняя металлогеническая эпоха характеризуется образованием железорудных скарнов и апатитовосных диоритов. Наиболее продуктивной является конечная металлогеническая эпоха гранито-сводового тектогенеза, с которой связано практически все гидротермальное оруденение цветных, редких и благородных металлов, а также флюорита. В Байкальском мегасводе конечная металлогеническая эпоха проявилась в позднем палеозое — раннем мезозое. При этом определяющими рудоносными структурами выступают зрелые ОКС с остаточным гранитоидным магматизмом. Рудоконтролирующими могут быть внутрикупольные структуры и зоны глубинных разломов, ко-

которые в совокупности определяют положение гранитных интрузий, остаточного магматизма и являются дренирующими структурами для рудоносных гидротермальных растворов. По зонам глубинных разломов этот магматизм и сопутствующая ему минерализация могут выходить за пределы ОКС в межкупольные пространства.

Все это показывает, что мегасводам, возникшим в результате гранито-сводового тектогенеза, присуща своя определенная металлогения со строгой и закономерной последовательностью проявления специализированных металлогенических эпох с определенным типом рудоносных структур.

Таким образом, структура Байкальского мегасвода с его поистине громадными масштабами гранитоидного магматизма, богатой минерагенией, с закономерным проявлением оруденения в пространстве и времени и даже современная морфоструктура региона, лишь усложненная кайнозойским рифтогенезом, связаны с гранито-сводовым тектогенезом, который выступает определяющим геотектоническим режимом, создавшим фундамент и современный лик Байкальской горной области.

Гранито-сводовый тектогенез присущ всей длительной истории становления континентальной земной коры. Он достаточно широко проявился на всех материках, а потому является вполне определенным самостоятельным геотектоническим типом формирования континентальной земной коры, по активности, значимости и масштабности не уступающим геосинклинальному тектогенезу.

- Александров А. А., Лобачевский И. В., Оловяшников В. М. Купольные структуры в докембрии северных районов Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 106—110.
- Андреев В. В. Некоторые вопросы локализации и образования колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения (Западное Забайкалье).— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1970, вып. 50, с. 47—51.
- Андреев Г. В., Гордиенко И. В., Кузнецов А. Н., Кравченко А. И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972. 158 с.
- Аргутина Т. А., Булавко Л. В., Булин Н. К., Юдборовский И. Х. Глубинное геологическое строение Забайкалья.— Сов. геология, 1974, № 11, с. 103—117.
- Арсентьев В. П., Иванов С. С., Очиров Ц. О., Хренов П. М. Основные черты металлогении Бурятии.— В кн.: Труды Второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1964, с. 14—23.
- Бахаев А. Т., Эйдельман Л. Е. Позднеюрская вулканическая серия Хилокской структурно-формационной зоны.— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1972, вып. 75, с. 26—28.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Белоголовкин А. А. О динамике и истории развития структуры Бом-Горхонского рудного поля.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 90—98.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. 326 с.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 15—26.
- Брандт С. Б., Бухаров А. А., Раклинский Э. И. и др. Об абсолютном возрасте магматических комплексов Байкальского и Приморского хребтов (Западное Прибайкалье).— Сов. геология, 1978, № 3, с. 142—148.
- Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10, с. 49—58.
- Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Очиров Ц. О. Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 207 с.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. И. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 168 с.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Герлинг Э. К. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 281—290.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б. и др. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. Сибирская платформа и ее южное обрамление. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 250—319.
- Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья/Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 167 с.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
- Гянтв О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наукова думка, 1978. 163 с.
- Гладков В. Г., Сизых В. И., Фомина И. Н., Фомина В. А. Формы проявления аркогенного надвига в южной части Заганского хребта (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 117—122.
- Голенецкий С. И., Новомейская Ф. В. О мощности земной коры по наблюдениям сейсмических станций Прибайкалья.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975, с. 34—43.
- Гольцман Ю. В., Бибикова Е. В., Баирова Э. Д. и др. Геохронология гранитов приморского комплекса Юго-Западного Прибайкалья по данным U—Pb, Rb—Sr и K—Ar методов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 5—15.
- Гордиенко И. В. Пермо-карбоновые осадочно-вулканогенные отложения бассейна р. Джиды.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 158—162.

- Гордиенко П. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н.** Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
- Данилович В. Н.** Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. I (IV). Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1960, с. 9—49.
- Данилович В. Н.** Аргоновый тип надвигов.— Геол. и геофиз., 1963, № 2, с. 3—11.
- Дворкин-Самарский В. А.** Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 275 с.
- Деньгин Ю. П., Старченко В. В.** Магматизм Центрального Забайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. 36. Читинская область. Ч. 1. М.: Гостеолтехиздат, 1961, с. 351—390.
- Джестанов Э. Г.** Особенности структурных факторов локализации богатых руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях различных формационных типов (на примерах) юга Сибири.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 214—215.
- Джестанова А. Н.** К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: изд. Уральского научного центра АН СССР, 1971, с. 137—147.
- Джестанова А. Н.** Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975, с. 49—121.
- Джестанова А. Н.** Формационный тип гранитоидов Купчинского плутона (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49—79.
- Дю Тойт А. Л.** Геология Южной Америки. М.: ИЛ, 1957. 490 с.
- Ескин А. С., Морозов Ю. А., Эз В. В.** Эндогенные процессы в развитии древней земной коры Западного Прибайкалья.— В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 159—167.
- Жариков В. А.** Режим компонентов в расплаве и магматическое замещение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, с. 62—79.
- Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н.** Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиецитов Северо-Байкальского нагорья.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 1, с. 152—155.
- Зорин Ю. А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Зорин Ю. А., Рогожина В. А., Лысак С. В. и др.** Комплексные геофизические исследования глубинного строения Байкальского рифта.— Сов. геология, 1976, № 6, с. 43—56.
- Зубов В. Г., Фирсова М. М.** О свойствах кварца.— Кристаллография, 1962, т. 7, вып. 3, с. 469—471.
- Кейльман Г. А.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др.** Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность.— В кн.: Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 22. М.: Наука, 1977, с. 133—143.
- Коваль П. В., Смирнов В. Н.** О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсо-гранитов Монголии (по данным K—Ar метода).— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 81—89.
- Козубова Л. А.** Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1967. 21 с.
- Козубова Л. А.** Ультраметаморфические граниты и пегматиты области мезозойской активизации в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 952—955.
- Козубова Л. А.** Ультраметаморфизм в сводово-глыбовых поднятиях активизированной области Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 112—118.
- Козубова Л. А., Миркина С. Л., Рублев А. Г., Чухонин А. П.** Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область).— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 948—951.
- Козубова Л. А., Мурина Г. А., Рублев А. Г., Шергина Ю. П.** Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста (Северо-Западное Забайкалье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 31—43.
- Козубова Л. А., Рублев А. Г., Апруб С. В. и др.** О возрасте тельмамского комплекса гранитоидов Забайкалья на основании K—Ar данных.— В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 124—131.
- Комаров Ю. В.** Волновая миграция мезозойских тектономагматических процессов в Западном Забайкалье.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1967, с. 132—135.
- Комаров Ю. В.** Мезозойский внегесинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.

- Комаров Ю. В.** Тектономагматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий — следствие гранито-сводового тектогенеза.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: изд. ЗабНИИ, 1982, с. 11—14.
- Комаров Ю. В., Белichenko В. Г., Мишарина Л. А., Петров П. А.** Верхояно-Бирманская зона сочленения центрально- и восточно-азиатских структур (зона Вебпрс).— В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебпрс (оперативная информация). Иркутск: изд. ВСФ СО АН СССР, 1978, с. 5—24.
- Комаров Ю. В., Белоголовкин А. А.** К положению Байкальского рифта на Азиатском континенте.— В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 61—71.
- Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А.** Проблемы редкометальной металлогении ортогональной сети глубинных разломов Западного Забайкалья.— В кн.: Геологические и геофизические исследования. Науч.-информ. сб. о результатах работ Ин-та земной коры в 1971—1975 гг. Иркутск: изд. Ин-та земной коры СО АН СССР, 1976, с. 54—59.
- Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А., Петров П. А.** Постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие Байкальской горной области в фанерозое.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 416—419.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М.** О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 911—914.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М.** О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 233—248.
- Комарова Г. Н., Аракелянц М. М., Волков В. Н.** О времени формирования метасоматов и гранитоидов одного из редкометально-флюоритовых месторождений Сибири.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 95—99.
- Ковкин В. Д., Еремин Н. И., Кузнецова Т. П., Мосейкин В. В.** Геоморфогенетические особенности Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск: Наука, 1980, с. 130—135.
- Копылов Э. Н., Комаров Ю. В.** Магмо-рудогенерирующие структуры активизированных областей как отражение гранито-сводового тектогенеза.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: изд. ЗабНИИ, 1982, с. 25—27.
- Коржинский Д. С.** Проблема физико-химической теории петрологических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 10—25.
- Кориковский С. П.** Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья/Ескин А.С., Эз В. В., Грабкин О. В. и др.** Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.** Об основных системах и типах тектонических структур мезокайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.
- Кременецкий И. Г.** Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 407—408.
- Крупский А. А., Рукавец В. Ф.** Особенности металлогенического районирования Курбино-Еравнинского района БурАССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 14. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971, с. 22—24.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузьмин И. Я., Батурина Е. Е.** Геологические закономерности формирования и металлогеническое районирование Западно-Забайкальской редкометальной провинции.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 7. Чита: изд. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1971, с. 26—35.
- Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
- Летников Ф. А.** Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогении гранито-гнейсовых куполов.— В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск: изд. Ин-та земной коры СО АН СССР, 1981, с. 63—64.
- Литвиновский Б. А.** Проблема среднего палеозоя на Витимском плоскогорье в свете новых данных по магматизму.— Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 36—48.
- Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н.** К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972, с. 58—71.
- Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н.** Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 144 с.
- Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н., Летягин В. С.** О вулканоплутонической природе палеозойских гранитоидов юга Витимского плоскогорья.— Геол. и геофиз., 1974, № 3, с. 57—63.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.** Об особом типе структур Восточной Азии.— В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1963, с. 63—89.
- Металлогеническая карта региона БАМа.** Масштаб 1:1 500 000 (объяснительная записка)/Ред. Ю. В. Богданов. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981. 140 с.
- Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья)/Отв. ред. Е. Т. Шталов.** М.: Наука, 1977. 176 с.

- Миркина С. Л., Чухонин А. П., Козубова Л. А. Время формирования и последующего преобразования Малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 51—58.
- Мурина Г. А., Шергина Ю. П., Лебедев П. Б., Козубова Л. А. Rb — Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в Северо-Западном Забайкалье.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 32—50.
- Нагибина М. С., Комаров Ю. В., Бадамгарав Ж. Возраст осадочно-вулканогенных пород Орхон-Селегинского прогиба (Северная Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9, с. 62—73.
- Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 151 с.
- Налетов П. И. Краткий геологический очерк Западного Забайкалья.— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, вып. XXVII, с. 3—80.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным)/Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 104 с.
- Пуварьева Ю. А., Сливинский А. А., Якимов Л. П. Полифаціальность вулканогенно-рудообразования и метаморфизм руд на примере железорудных месторождений Западного Забайкалья.— В кн.: Вулканогенно-осадочное рудообразование в Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГиМСа, 1980, с. 61—73.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л.: Изд-во АН СССР, 1929. 207 с.
- Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье/Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. и др. Новосибирск: Наука, 1978. 93 с.
- Очиров Ц. О. Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 197 с.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С. и др. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 206 с.
- Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. О гнейсовых куполах в Южном Улутау.— Геотектоника, 1967, № 3, с. 63—68.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948а, № 5, с. 25—39.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948б. 174 с.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрография докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса/Леонтьев Л. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А. Новосибирск: Наука, 1981. 320 с.
- Попов А. М. Глубинные слои повышенной электропроводности по данным магнитотеллурических зондирований.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 99—115.
- Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Рипп Г. С. К оценке условий формирования колчеданных свинцово-цинковых месторождений Бурятии.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 109—118.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
- Рублев А. Г., Козубова Л. А. О пермском возрасте щелочных интрузий купалейского комплекса в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1197—1199.
- Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А. Холодинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые валы и гнейсовые купола.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4, с. 5—30.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24—48.
- Селезнев В. С., Соловьев В. М. О мантийных поперечных сейсмических волнах в Байкальской рифтовой зоне.— Геол. и геофиз., 1979, № 12, с. 87—95.
- Семенченко В. К., Баскакова В. В. О термодинамической устойчивости кварца в области α — β перехода.— Изв. АН СССР. Сер. неорганические материалы, 1969, № 45, с. 766—772.
- Синица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.

- Скобло В. М. О возрастном скольжении границ верхнемезозойских толщ Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969, с. 53—58.
- Скрипкина В. В., Верник В. Л., Рейф Л. И. и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1461—1464.
- Соколов Ю. М. Предварительная схема геолого-геохронологического районирования пегматитовых полей Байкало-Патомского пегматитового пояса.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л.: Недра, 1965, с. 167—174.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1968. 126 с.
- Тарасова Р. С., Близинок М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 79—97.
- Тресков А. А. Некоторые итоги сейсмических исследований в Прибайкалье.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10, с. 5—10.
- Фельдман В. И. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингоды и Хилка.— В кн.: Труды Читинского геологического управления, вып. 2. Чита, 1958, с. 3—61.
- Фельдман В. И. Условия образования щелочных гранитоидов Тайдутского массива (Центральное Забайкалье).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, вып. 4, с. 160—161.
- Фельдман В. И. Последовательность и условия кристаллизации породообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 12, с. 45—53.
- Флоренсов Н. А. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет».— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. XXII, вып. 6, с. 81—94.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. О вулканоплутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6, с. 1388—1391.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Калинин А. С. Мезозойский тектогенез и металлогения внегеосинклинальных областей Восточной Сибири.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: изд. СВКНИИ, 1974, с. 269—274.
- Хренов П. М., Рафиев Н. И. К металлогении Северо-Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. Иркутск: изд. Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1960, с. 3—19.
- Чень-Го-Да. Характеристика и природа дива-региона и сравнение его с так называемой платформой. Перевод с кит.— Acta geologica, Sinica, 1960, v. 40, N 2.
- Чупров В. В. Петрология и геохимия Харитоновского щелочного массива (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1970. 22 с.
- Шаров В. Н., Шмотов А. П., Коновалов И. В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения (Байкало-Патомское нагорье). Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Зап. Забайкалья, Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 180 с.
- Швадус М. И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. 72 с.
- Шевченко В. К. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 98—103.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, с. 19—35.
- Шергина Ю. П., Мурина Г. А., Козубова Л. А., Лебедев П. Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb—Sr метода.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1199—1202.
- Шергина Ю. П., Мурина Г. А., Козубова Л. А. О возрасте гранитоидов баргузинского комплекса по данным Rb—Sr метода.— Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 946—949.
- Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 1, с. 199—202.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 277 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 179 с.
- Эйфельман Л. Е. Строение Бадинской вулканотектонической структуры позднерусского возраста (Западное Забайкалье).— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1971, вып. 56, с. 47—51.
- Эйфельман Л. Е. Петрология магматических образований центральной части Хазарта-Алентуйского вулканария (Западное Забайкалье).— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1973, вып. 95, с. 42—69.
- Яновский В. М. Некоторые особенности фрагмента «раннепалеозойского» мигматитоплутона (междуречье Мензы и Ашинги).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3 (5). Чита: изд. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, с. 85—87.
- Eskola P. The problem of mantled genesis domes.— Quart. Geol. Soc., London, 1948, v. 104, p. 461—492.
- Snowden P. A., Snowden D. V. Geology of an Archaean Batholith, the Chinamora Batholith — Rodisia.— Fras. Geol. S. Afr., 1979, v. 82, N 1, p. 7—22.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Гранито-сводовый тектогенез	7
Глава 2. Глубинное строение и геофизические поля Байкальского мегасвода	24
Глава 3. Структура и история развития Байкальского мегасвода	32
Глава 4. Купольные и очагово-купольные структуры мегасвода	45
Глава 5. Эволюция гранитоидного магматизма очагово-купольных структур	77
Глава 6. Рудоносность купольных структур и металлогения Байкальского мегасвода	98
Заключение	113
Литература	116

**Юрий Васильевич Комаров, Эдуард Николаевич Копылов,
Александр Александрович Белоголовкин,
Петр Александрович Петров, Анатолий Афанасьевич Белоголов,
Николай Васильевич Рудых**

**БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАСВОД
(структура, магматизм, металлогения)**

Ответственный редактор *Феликс Артемьевич Летников*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редакторы издательства *А. Ю. Степанова, Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *И. А. Литвинова, А. А. Надточий*

ИБ № 23402

Сдано в набор 12.07.83. Подписано к печати 20.02.84. МН 01510. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 10,5+вкладка. Усл. вр.-отт. 11,4. Уч.-изд. л. 13. Тираж 1000 экз. Заказ 686.
Цена 2 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

2 руб.

4229

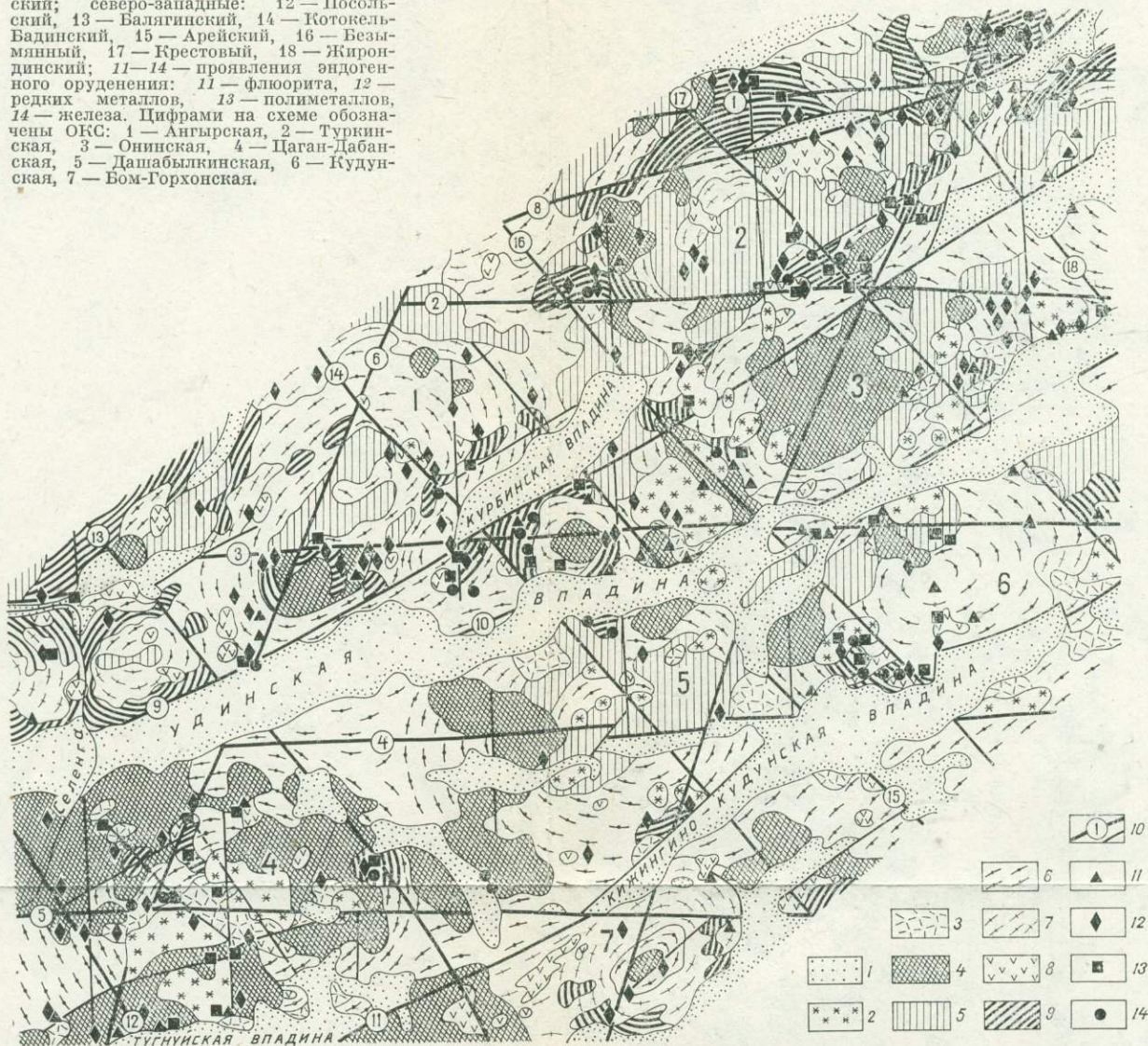


ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



Рис. 25. Структура центральной части Западного Забайкалья и положение в ней эндогенного оруденения. Составили А. А. Белоголовкин, Ю. В. Комаров.

1 — вулканогенно-осадочные отложения (MZ); 2—4 — остаточный магматизм завершающего этапа развития ОКС; 2 — щелочные граниты, 3 — вулканиты, 4 — граниты, граносиениты, сиениты лейкократовые и биотитовые (PZ₂—MZ₁); 5, 6 — гранитоиды культиационного этапа развития ОКС; 5 — аллохтонные граниты биотитовые, биотит-амфиболовые, 6 — автохтонные теньевые гранитоиды (PZ₁₋₂); ультраметаморфические образования начального этапа развития ОКС: 7 — гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы (PZ₁); 8 — габбро, габбро-диориты, диориты (PZ₁); 9 — осадочно-метаморфические породы (PR₃—C₁); 10 — разломы (субширотные: 1 — Туркино-Витимский, 2 — Хайм-Тулдунский, 3 — Ангыро-Онинский, 4 — Иволгино-Иргельский, 5 — Куйтун-Могзонский; субмеридиональные: 6 — Бильчирский, 7 — Вершиношовокиканский; северо-восточные: 8 — Кыджимитский, 9 — Селенгино-Витимский, 10 — Удино-Витимский, 11 — Тугнуй-Кондинский; северо-западные: 12 — Посольский, 13 — Балягинский, 14 — Котокель-Бадинский, 15 — Арейский, 16 — Безмянный, 17 — Крестовый, 18 — Жирондинский; 11—14 — проявления эндогенного оруденения: 11 — флюорита, 12 — редких металлов, 13 — полиметаллов, 14 — железа. Цифрами на схеме обозначены ОКС: 1 — Ангырская, 2 — Туркинская, 3 — Онинская, 4 — Цаган-Дабанская, 5 — Дашабылинская, 6 — Кудунская, 7 — Бом-Горхонская.



Приложение. Структурная схема Байкальского мегасвода. Составили Ю. В. Комаров, А. А. Белоголовкин.

1 — кайнозойские базальты; 2 — верхнепалеозойские и нижнемезозойские вулканогенные образования; 3 — докембрийские и кембрийские осадочно-метаморфические образования; 4 — гранитоиды; 5 — кайнозойские рифтогенные впадины; 6 — мезозойские межкупольные впадины; 7 — очагово-купольные структуры (1 — Эгингольская, 2 — Дзиддиская, 3 — Мало-Хамардабанская, 4 — Бабушкинская, 5 — Восточно-Хамардабанская, 6 — Мандриская, 7 — Цаган-Дабанская, 8 — Ангырская, 9 — Дашабылжинская, 10 — Бом-Горхонская, 11 — Туркинская, 12 — Зазинская, 13 — Бутуйская, 14 — Чивыркуйская, 15 — Туроччинская, 16 — Ауникская, 17 — Северо-Баргузинская, 18 — Кавергинская, 19 — Конкудеро-Мамаканская, 20 — Большуглинская, 21 — Тельмамская); 8 — вулcano-купольные структуры (22 — Төшигская, 23 — Боргойская, 24 — Тамирская, 25 — Тайдутская); 9 — гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; 10 — краевые гранито-гнейсовые валы (ПХ — Прихубеугульский, ЗХ — Западно-Хамардабанский, ВП — Восточно-Прибайкальский, ПР — Приморский, АК — Ачитканский, ММ — Мамский, ЧС — Чуйский, ТН — Тонодский, ЧП — Чипикетский, НЖ — Нечеро-Жуинский, КК — Кодаро-Каларский, БТ — Бутэлин-Нурский, ЗГ — Заганский, МЛ — Малханский, БЗ — Бельмянный, ЯБ — Яблоновый, ЧР — Черского); 11 — Бодайбинский синклиниорий; 12 — архейские массивы (?). (М — Муйский, А — Аматацкий, Г — Гаргинский).

