

О. Б. ГИНТОВ

**СТРУКТУРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ
НА РАННИХ
ЭТАПАХ
ЕЕ РАЗВИТИЯ**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

О. Б. ГИНТОВ

**СТРУКТУРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ
НА РАННИХ
ЭТАПАХ
ЕЕ РАЗВИТИЯ**

2700

КИЕВ
«НАУКОВА ДУМКА»
1978



Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития.
Гинтов О. Б. К., «Наук. думка», 1978, 164 с.

В монографии рассматриваются начальные этапы становления земной коры на основе изучения структуры и истории развития докембрийских щитов. Показано, что главными структурными формами древней коры являлись гигантские кольцевые образования — тектоноконцентры, близкие по строению и механизму образования к кольцевым структурам Луны, Меркурия, Марса. Дана подробная характеристика геолого-геофизических особенностей тектоноконцентров Украины и Африки, установлены этапность их развития и закономерности перехода от лунной к нуклеарной, субгеосинклинальной и субплатформенной стадиям формирования земной коры. Рассмотрены особенности размещения месторождений полезных ископаемых.

Рассчитана на геологов и геофизиков, занимающихся изучением геологии и металлогении докембрия, а также интересующихся вопросами развития Земли и сравнительной планетологии.

Ил. 42. Табл. 3. Список лит.: с. 153—162 (232 назв.).

Ответственный редактор З. А. КРУТИХОВСКАЯ

Рецензенты А. В. ЧЕКУНОВ, В. А. РЯБЕНКО

Редакция литературы о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

Бурное развитие геологической науки, обусловленное в первую очередь широким применением геофизических и космических методов исследований, выдвинуло важные научные проблемы, касающиеся развития Земли как планеты, истории становления древней земной коры и ее основных структурных элементов. Как остроумно подметил П. Эскола, «прогресс в геологии «обращен назад», т. е. требует познания самых ранних страниц геологической истории» [186, с. 172].

Одним из основополагающих достижений геологии в познании закономерностей эволюции нашей планеты является установление достаточно резкой смены характера тектоники земной коры, происшедшей в докембрии. Вначале Е. В. Павловским [112, 113] была выделена нуклеарная стадия — особый тектонический режим, существовавший свыше трех миллиардов лет назад и не отвечавший известным представлениям о геосинклиналях и платформах. «На этой ранней стадии развития земной коры, видимо, существовали более или менее изометрические области седиментации... Позже в этой среде стали возникать крупные изолированные куполовидные структуры — очаги интенсивных процессов метаморфизма, мигматизации и гранитизации граувакк и основных эффузивов» [113, с. 9].

Впоследствии М. З. Глуховский и Е. В. Павловский [53] начало нуклеарной стадии выделили в самостоятельную — лунную — стадию развития земной коры, считая ее самой ранней планетарной, догранитной, завершившейся на рубеже 4,5—4,7 млрд. лет. «Тектоника, присущая лунной стадии, по-видимому, определяется преобладанием отрицательных овалово-кольцевых форм» [с. 7].

Заметим, что на прохождении Землей лунного этапа развития с характерным для этого периода бурным формированием кольцевых «морей» и кратеров указывали многие исследователи. А. П. Павлов уже в 1922 г. [111] назвал этот период «лунной эрой». В настоящее время установлена необходимость отнесения «лунной эры» к разряду собственно геологических стадий развития Земли, вопреки представлениям о космогоническом или «догеологическом» ее характере [77]. Прохождение в лунную стадию таких процессов, как осадконакопление, метаморфизм, складкообразование, магматизм и др., позволяет применить к этому отрезку земной истории весь арсенал геологических методов исследований и, таким образом, вселяет надежду на возможность эффективного решения проблемы ранних стадий развития нашей планеты.

Важнейший шаг на этом пути — появление представлений о нелинейном или кольцевом характере структуры докембрийского фундамента платформ,

получивших развитие в результате анализа материалов магнитных и гравиметрических съемок крупных участков континентов, а также фотографирования поверхности Земли из космоса. Впервые на подобный тип структуры указала Т. Н. Симоненко в 1963 г. [137]. Позднее кольцевое строение было установлено для многих участков фундамента платформ и областей завершённой складчатости.

Особенно важное теоретическое и практическое значение имеют идеи кольцевой тектоники при изучении Украинского щита, издавна считавшегося классическим регионом развития линейных геосинклинальных поясов. Направление пликативных структур служило здесь важным диагностическим признаком возраста складчатости и определенной их металлогенической специализации. Подобное представление было поставлено под сомнение, когда на территории щита были обнаружены крупные нелинейные структуры типа гранито-гнейсовых куполов [75, 129, 92, 39]. Еще более разительным оказался тот факт, что все крупные тектонические элементы докембрийского фундамента волюно-причерноморской части Украины и, отчасти, Молдавии объединяются в две гигантские кольцевые структуры с особым типом развития [41].

Таким образом, в строении консолидированной коры обнаружены новые региональные элементы, требующие пристального изучения как в чисто научном, так и в прикладном смысле. Во-первых, наличие кольцевых структур проливает свет на процессы, происходившие (а возможно, и происходящие) в недрах планеты и ее коре. Во-вторых, объединение тектонических элементов коры в кольцевую структуру свидетельствует об автономности геологического развития данного участка, формировании замкнутых рудных поясов, в то время как наличие региональных линейных структур — показатель того, что рассматриваемый район является частью более обширного складчатого и рудного пояса. Это немаловажно для металлогенического прогнозирования.

В настоящей работе подводятся первые итоги изучения рассматриваемой проблемы. На примере некоторых кольцевых структур докембрийских щитов рассматриваются их тектонические особенности, история развития, возможный механизм образования. Главная часть работы посвящена исследованию нового типа кольцевых структур — тектоноконцентров, имеющих, с нашей точки зрения, наиболее существенное значение в познании процессов внутренней геодинамики ранней Земли. Определенное внимание уделено вопросам сравнительной планетологии, поскольку исследование поверхности других планет, и особенно Луны, позволяет лучше уяснить характер процессов, происходивших на Земле в далекие геологические времена.

Автор глубоко признателен профессору З. А. Крутиховской за поддержку избранного им направления исследований и многочисленные консультации методологического характера, а также профессору Т. Н. Симоненко за постоянное внимание к данной работе и плодотворное обсуждение полученных результатов. Тектонофизические взгляды автора сформировались во многом благодаря совместной работе с В. Г. Гутерманом; отдельные вопросы, касающиеся интерпретации геолого-геофизических данных, решались совместно с Т. П. Шевченко. Этим товарищам, а также остальным коллегам по работе автор выражает искреннюю благодарность.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ОСНОВНЫЕ КЛАССЫ СТРУКТУР

Вокруг вопроса о том, какие геологические структуры относить к кольцевым, а какие нет, нередко возникают споры формального характера. Можно наблюдать две крайние точки зрения: когда к кольцевой структуре относят расположенные в виде дуги геологические тела, домысливая остальную (нередко большую) часть кольца, либо когда отрицают существование кольцевой структуры потому, что ее форма в плане несколько отличается от правильной кольцевой.

На основании анализа морфологии большого числа известных кольцевых структур предлагается следующее чисто морфологическое определение*: под кольцевой геологической (тектонической, тектоно-магматической, вулканоплутонической и т. д.) структурой понимается такое взаимное расположение в плане одновозрастных или разновозрастных геологических образований, при котором они группируются в виде дугового обрамления вокруг единого центра или центральной области. Принимается, что для отнесения структуры к кольцевой достаточно, чтобы элементы ее обрамления прослеживались либо на протяжении трех четвертей полного замкнутого контура, либо в виде отдельных фрагментов по всему замкнутому контуру.

Такое расширенное толкование понятия кольцевая структура позволяет отнести к категории кольцевых достаточно большое число структурных элементов земной коры, среди которых выделяются четыре основных генетических класса: вулканоплутонические структуры центрального типа; астроблемы; гнейсовые и гранитные купола; крупные тектонические образования концентрического строения — тектоноконцентры.

К первому, наиболее изученному классу структур относятся кольцевые дайки, конические слои, кольцевые интрузивные и интрузивно-вулканические комплексы, палеокальдеры, а также те криптозрывные структуры, для которых установлено эндогенное происхождение.

Астроблемы — древние кольцевые структуры, образованные метеоритными ударами. По своему строению они не всегда

* Предложено О. Б. Гинтовым, В. Г. Гутерманом и Т. Н. Симоненко на X Всесоюзном съезде по геомагнетизму [51].

отличимы от кольцевых структур эндогенной природы, поэтому среди некоторых исследователей утвердилось мнение (с нашей точки зрения мало обоснованное) о чрезвычайно широком распространении астроблем на поверхности Земли.

Из многочисленного семейства мигматитовых, гранито-гнейсовых и гранитных куполов, широко развитых на докембрийских щитах, к классу кольцевых структур могут быть отнесены лишь купола округлой формы. Предполагают, что это те же кольцевые интрузивные и интрузивно-вулканические комплексы, но эродированные на значительно более глубоком уровне. По морфологии и выражению в геофизических полях эти два типа образований трудно различимы. Кроме того, часть исследователей [197 и др.] считает, что некоторые гранитные купола являются астроблемами.

Последний, четвертый класс кольцевых структур, играющих очень важную роль в формировании древней земной коры континентов, выделен недавно. Ему посвящена основная часть настоящей работы.

До сравнительно недавнего времени представления о кольцевых структурах основывались на явлениях вулканизма (палеовулканизма) и гранитоидного магматизма, играющих важную роль в процессах формирования земной коры.

Первые кольцевые дайки, кольцевые интрузивные комплексы и конические слои были установлены при исследовании глубинных срезов третичных вулканов на островах Малл, Скай и других в Шотландии [190, 191, 195, 215, 221 и др.] Результаты многолетнего изучения этих срезов Е. Бейли [191], Е. Андерсоном [190], Х. Ричи [215], Г. Тиррелем [221], обобщенные в трудах Р. Дэли [69] и Г. Клооса [79], сделали их эталонными примерами корневых частей вулканов и питающих вулканы очагов. При этом Е. Андерсоном разработана достаточно стройная, подтвержденная математическими расчетами теория образования конических интрузий, кольцевых и радиальных даек, не потерявшая своего значения до сих пор. Возникновение таких структур связано, по Е. Андерсону, с внедрением куполовидной интрузии и ее давлением на окружающие хрупкие породы. В момент избыточного давления магматического очага в его апикальной части появляются конические и радиальные трещины; когда же давление в магматическом бассейне падает ниже нормального гидростатического (вследствие удаления части расплава по трещинам), возникают кольцевые трещины скалывания; ограничиваемые ими круговые блоки опускаются, а в освобождающееся пространство проникает магма, образующая кольцевые дайки.

В дальнейшем кольцевые дайки и сложные вулкано-плутонические комплексы были обнаружены практически на всех континентах. В Африке это кольцевые гранитные интрузии плато Джос в Северной Нигерии, нагорья Дамараленд в Намибии

[204], кольцевые дайки Северного Судана [229] и кольцевые магматические комплексы Южной Родезии [210]. В Австралии кольцевые дайки позднего девона известны в районе Джамесон — Валхалла (шт. Виктория) [173]. В США кольцевые дайки сиенитов широко развиты вокруг миссисипских гранитных плутонов Нью-Хэмпшира [173], а кальдеры, эруптивные центры и кольцевые дайки третичного возраста известны в пределах Северо-Американских Кордильер.

На территории СССР кольцевые интрузивные комплексы и кольцевые дайки рассматриваемого типа развиты также достаточно широко. Наибольшее их количество известно в районах фанерозойского, особенно мезо-кайнозойского, вулканизма Сибири, Дальнего Востока, Центрального и Северного Казахстана. Так, юрские кальдеры проседания, окаймленные дайками малиньитов, на Центральном Алдане описаны С. М. Кравченко [87]. Многочисленные тектоно-вулканические депрессии и вулканические центры мезозойского возраста выявлены по геологическим и аэромагнитным данным в Забайкалье [74, 140, 159]. Ю. С. Вязовов [35] описал значительное число кольцевых структур, развитых в центре Сибирской платформы, в восточной части туфового поля Тунгусской синеклизы. К. Н. Рудичем [127] описан крупнейший кольцевой магматический комплекс мезозойского возраста в верховьях р. Индигирки (Сарычевское кольцо), а В. В. Ярмолюком [187] — многочисленные мезо-кайнозойские кольцевые структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. Тектоно-магматические структуры неоген-четвертичного возраста являются главным структурным элементом Закарпатского прогиба [124].

Кольцевые магматические комплексы известны и в пределах докембрийских щитов. В частности, Хибинский щелочной массив диаметром около 40 км Н. А. Елисеев [71] отнес к сложным интрузиям центрального типа, сформировавшимся по типу конических и кольцевых интрузий. Подобное строение в пределах Украинского щита имеют массивы щелочных пород Приазовья. Растет число криптоэксплозивных кольцевых структур, выявляемых на Украинском и Балтийском щитах, а также на Белорусском кристаллическом массиве [89].

Материалы по кольцевым вулкано-плутоническим структурам различных континентов обобщены в фундаментальной монографии И. В. Лучицкого «Основы палеовулканологии» [104], а также в статьях Е. К. Устиева [167], А. В. Авдеева [1], Е. В. Свешниковой [134].

В работе Е. В. Свешниковой подчеркивается специфичность геологических условий образования кольцевых магматических комплексов. Для них характерно: ограничение кольцевыми разломами, предопределяющими формирование кольцевых интрузий; расположение в областях относительно малой подвижности; резко дискордантное залегание по отношению к вмещающим

породам; связь с глубинными магматическими очагами; разнообразие состава слагающих одну и ту же структуру интрузивных и вулканических пород; нередко наблюдающаяся пространственная связь с ними вулканических образований центрального типа, трещинных излияний, агломератных тел и трубок взрыва, групп силлов, лакколитов, штоков. Обращается внимание на то, что блоки горных пород, ограниченные кольцевыми разломами, неоднократно перемещаются по вертикали в противоположных направлениях. Масштабы таких перемещений нередко достигают 4—5 км, хотя суммарное перемещение составляет, по геологическим данным, 0,5—2,0 км. В соответствии с характером перемещения центрального блока автором выделены девять типов кольцевых магматических комплексов, достаточно четко отражающих кинематическую сторону формирования кольцевых структур.

Важно отметить, что для кольцевых структур рассматриваемого класса характерны, как показала Е. В. Свешникова, большая динамичность центрального ядра или блока и относительная пассивность пограничных зон. Это принципиально отличает такие структуры от крупных кольцевых образований земной коры (тектоноконцентров), описываемых в настоящей работе.

В вопросе о генезисе кольцевых вулкано-плутонических и эксплозивных структур в настоящее время наметились две резко полярные позиции: сторонники одной из них исходят из представлений об эндогенном их происхождении, сторонники другой опираются на гипотезу об определяющей роли метеоритных ударов.

Сторонники эндогенного происхождения кольцевых структур (таких большинство) основываются на примерах возникновения и развития современных вулканов, на геологически установленной многофазности развития кольцевых вулкано-плутонических комплексов и криптоэксплозивных кратеров, на фактах закономерного сочетания кольцевых структур в пространстве, приуроченности их к определенным тектоническим линиям [171, 193, 203].

Приверженцы метеоритной гипотезы [16, 24, 62, 72, 109, 177 и др.] исходят из фактов обнаружения во многих криповзрывных структурах своеобразных минералов (коусита, стишовита), а также планарных элементов в кварце и полево шпате и конусов разрушения, свидетельствующих о чрезвычайно высоких давлениях, которые якобы невозможны при вулканических и газовых взрывах.

Следует отметить, что доводы сторонников этой гипотезы наталкиваются на целую серию противоречащих ей геологических фактов. При этом, если подобные доводы могут быть поставлены под сомнение вследствие слабой изученности явлений взрыва в геологической среде, то противоречащие им геологические факты подчас неопровержимы. И хотя астроблемы в земной коре

несомненно существуют, с представлением о чрезвычайно широком развитии структур этого класса согласиться в настоящее время нельзя.

Повсеместное развитие кольцевых вулканоплутонических структур на земной поверхности приводит многих исследователей к мысли о глобальности процессов их возникновения и огромной роли в формировании земной коры, особенно в древние эпохи. Взоры геологов и геофизиков невольно обращаются к Луне и планетам солнечной системы, на которых кольцевые структурные формы являются главным морфологическим элементом поверхности. Представляется, что поверхность Земли на ранних этапах развития в какой-то мере напоминала современную поверхность Луны, Марса, Меркурия, ибо «единство материи и родственная форма ее существования является основой для утверждения о неизбежности аналогий в строении планет» [159, с. 73]. На это указывают А. В. Хабаков [17], В. В. Белосусов [10], В. Г. Бондарчук [19], А. П. Виноградов [27], К. Бенеш [14], В. Г. Трифионов [160] и др.

Исследователи, сравнивавшие кольцевые структуры Земли и Луны, приходили, как правило, к выводу об относительно малых размерах земных структур: 20—35 км [134], 30—50 км [159], в то время как диаметры лунных кольцевых структур составляют 200—250 км. А. В. Авдеев [1] считает, что диаметры земных структур в среднем в два раза меньше диаметров лунных образований.

Такое соотношение размеров кольцевых структур Земли и Луны нередко возводится в ранг закономерности. Оно связывается либо с массами планет, либо с мощностью их коры. Однако данные, полученные в последние годы, не подтверждают подобные выводы.

Во-первых, намечается закономерность, свидетельствующая об увеличении средних размеров структур от более молодых к более древним [1]. Во-вторых, в последние годы обнаружены докембрийские кольцевые вулканоплутонические структуры весьма крупных размеров. Сюда следует отнести Голерский кольцевой вулканический комплекс в Южной Австралии (диаметром до 150 км), описанный А. Кроуфордом [196], Коростенский (Украинский щит) кольцевой плутон (диаметр 130 км), Выборгский (180 × 170 км) и Рижский (250 × 220 км) плутоны [99]. Особый интерес вызывает сообщение Дж. Б. Клостермана [38] о гигантских среднепротерозойских вулканах Гвианского щита — Амазонас (диаметр 600 км), Суринам (350 км) и Рорайма (500 × 900 км), — представляющих собой концентрически расположенные кольца гранитов, кислых и средних вулканитов, осадочных пород.

Если учесть то немаловажное обстоятельство, что в условиях мощных эндогенных и экзогенных процессов Земли вероятность сохранения структур больших размеров в первозданном виде

весьма мала, приведенные примеры утверждают в мысли о значительной распространенности крупных кольцевых образований в земной коре древних эпох.

Совершенно иной класс кольцеобразных структур земной коры связан с явлениями гранитизации и гранитного диапиризма. Хотя понятие *кольцевые структуры* обычно не распространяется на гранитные, гранито-гнейсовые и мигматитовые купола докембрийских щитов, некоторые из этих образований, как было показано выше, не могут рассматриваться в отрыве от общей проблемы кольцевых структур.

Купольный тип складчатости свойствен всем докембрийским щитам. Ц. Вегман [227, 228], много занимавшийся изучением архейских гранитных массивов, называет процесс формирования округлых антиклиналей, сложенных гранитоидами, «гранитным диапиризмом», уподобляя его процессу образования соляных и глиняных диапиров. В. В. Белоусов, предложивший для пликативных структурных форм раннего докембрия термин «глубинная складчатость», указывает, что она выражена «... в образовании «глубинных диапиров», сложенных гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами или метаморфическими сланцами разной степени метаморфизма. Такие «глубинные диапиры», занимающие осевые зоны складчатых областей, оказывают раздвигающее воздействие на окружающие породы, сминая их в складки, и сами внутри себя обладают чрезвычайно сложной складчатой структурой» [12, с. 18].

Купольные структурные формы широко развиты на Балтийском [90, 181, 186, 228 и др.], Алданском [132, 152] и Канадском [9] щитах, в Западной и Восточной Гренландии [200] и др. В пределах Украинского щита широкое развитие купольных структур отмечено Г. К. Кужеловым [95], В. А. Рябенко [129, 130], Г. И. Каляевым [75], З. А. Крутиховской и др. [92], О. Б. Гинтовым [39, 40] и другими исследователями.

Диаметры купольных структур обычно измеряются километрами — первыми десятками километров. Самые крупные из них, например гранитные купола Южно-Родезийского кратона (см. рис. 20), не превышают в поперечнике 80—100 км.

Е. В. Павловский [112] пришел к выводу, что региональное развитие купольных форм характерно для нуклеарной стадии становления сиалической оболочки, отражает слабую дифференцированность рельефа и малую контрастность тектонических движений.

В. В. Белоусов [11], не отрицая в принципе особого характера тектонических процессов в раннем докембрии, все же считает, что главной причиной возникновения куполов является большая глубинность регионального метаморфизма и гранитизации, проходивших в условиях высокой пластичности масс. В пределах докембрийских щитов мы потому и наблюдаем этот тип складчатости, что щиты представляют собой участки выхода

на поверхность наиболее глубинных ярусов, корневых частей орогенических зон. Автор приводит пример гранитных куполов, образовавшихся в мезозое и даже палеогене (Альпы) и фиксируемых там, где наблюдается глубокий эрозионный срез.

Типы и генезис купольных структур рассматривались также Л. И. Салопом [132]. Им выделяются гранито-гнейсовые, собственно гнейсовые, гранулитогнейсовые и окаймленные гнейсовые купола. Гранулитогнейсовые купола рассматриваются автором как своеобразные структуры, возникшие в результате «выпирания блокированных относительно «жестких» массивов гранулитов во вмещающие слоистые пластичные породы» (с. 17). Судя по такому определению, к гнейсово-гранулитовым куполам автор причисляет структуры, для которых более распространенным является название «древние жесткие глыбы» и которые к купольным формам, вообще говоря, не относятся.

Л. И. Салопом описан процесс формирования окаймленных гнейсовых куполов, в строении которых принимают участие породы двух разнородных структурных этажей — кристаллического фундамента и осадочно-вулканогенного покрова. Такие структуры — характерный элемент районов развития древних зеленокаменных толщ (Киватин-Темискамингской на Канадском щите, Шамвай-Булавайской в Южной Африке, конкско-верховцевской на Украинском щите). Их образование автор связывает с подъемом мобилизованного материала низких структурных этажей под влиянием термальных процессов на глубине. «Можно полагать, что вследствие более высокой теплопроводности кристаллических пород, чем осадочных и вулканогенных, на границе фундамента и покрова должно было происходить интенсивное накопление тепла, которое в конце концов привело к частичному (селективному) плавлению пород и развитию там процессов ультраметаморфизма. Таким путем, по-видимому, происходило образование верхней зоны анатексиса, ответственной за мобилизацию пород при формировании куполов... По мере продвижения мобилизованного материала фундамента кверху боковое сопротивление со стороны раздвигаемых пород покрова слабеет и он получает возможность расползаться в стороны. В результате шток реоморфизованных пород приобретает булавообразную или грибовидную форму. Этим объясняется тот факт, что породы покрова вокруг ядер очень многих гнейсовых куполов находятся в «опрокинутом залегании» (с. 26).

Таким образом, купольные структурные формы, составляющие основу план-узора складчатости докембрийского фундамента, в генетическом смысле отличны от рассмотренных ранее классов кольцевых структур Земли и планет, ибо являются неотъемлемым элементом верхнего — «гранитного» слоя коры, порождаются им и формируют его. Их возникновение и развитие обусловлено процессами осадконакопления, регионального мета-

морфизма, гранитизации и гранитообразования, т. е. мало что говорит о процессах, происходивших в мантии, и о формировании догранитной коры.

Не является ли, следовательно, «гранитный» слой тем непроницаемым экраном, который надежно скрыл от исследователей древние начальные стадии развития литосферы?

Работы последних лет отвечают на этот вопрос отрицательно. Как уже отмечалось, анализ строения докембрийских щитов с использованием магнитных и гравитационных карт, а также космических снимков и аэрофотоснимков позволил выявить новый класс кольцевых и округлых докембрийских структур, размеры которых во много раз превосходят размеры самых крупных куполов и мощность земной коры. Естественно, формирование столь крупных структур должно отражать процессы, происходящие в мантии, а отвечающие им элементы строения земной коры — лишь самое внешнее, поверхностное проявление этих процессов.

Впервые детальное описание подобных структур было выполнено автором в 1971 г. [41]. Две кольцевые докембрийские структуры Украинского щита диаметром 350—450 км (см. рис. 5), названы Северной и Южной*. Было указано, что морфология этих структур во многих деталях напоминает морфологию малых лунных «морей», а время заложения древнее самых древних пород Украинского щита. В формировании структур отмечена важная роль кольцевых глубинных разломов и дифференцированных вертикальных движений блоков.

В том же году Л. И. Салопом [132] опубликованы материалы по крупным (до 350 км в диаметре) изометричным структурам Алданского щита, которые автор назвал «гнейсовыми складчатыми овалами» (Верхнеалданский, Нижнетимптонский и др.). К подобным овалам Л. И. Салоп отнес и Южно-Родезийский кратон Южной Африки. Автор указывает на резкое генетическое отличие гнейсовых складчатых овалов от гранито-гнейсовых куполов, считая, что источник энергии при образовании первых находился на значительной глубине, «вероятно, даже в средней части мантии».

Небезынтересны представления Л. И. Салопа о механизме образования описываемых гигантских овалов, тем более что нам этот механизм кажется совершенно иным.

Л. И. Салоп полагает, что «структура складчатого овала обусловлена поднятием крупных масс реоморфизованного материала земной коры. Причиной подъема должно быть неравномерное продвижение теплового фронта из недр планеты к ее поверхности, которое сопровождалось выносом кремнекислоты, щелочей и в особенности газообразных и жидких флюидов: во-

* В дальнейшем изложении эти структуры фигурируют как Северо-Украинский и Южно-Украинский тектонические концентры.

ды, углекислоты, фтора, бора и т. д. Подъем реоморфизованного материала происходил вследствие его более высокой пластичности, меньшего удельного веса, увеличения объема в результате нагревания и привноса ювенильного вещества, наличия поровых растворов и газов. Продвижение теплового фронта в областях складчатых овалов, вероятно, было обусловлено не только и не столько кондуктивной передачей тепла, сколько диффузией и фильтрацией горячих глубинных («сквозьмагматических») растворов» [132, с. 23]. Центр овала, по автору, располагается над апикальным выступом теплового фронта, в связи с чем здесь происходит наиболее интенсивная гранитизация и



Рис. 1. Схема формирования гнейсового складчатого овала, по Л. И. Салоу [132].

мигматизация супракрустальных пород. В апогейную стадию ультраметаморфизма при перерастании гранитизации в анатексис образовывались полностью реоморфизованные массы. «В процессе подъема селективно мобилизованных масс (реона) гранитная магма, способная к интрузии, опережала главный фронт реоморфических пород и, устремляясь к апикальной его части, обуславливала создание в центре складчатых овалов диапировых гранито-гнейсовых куполов... Очевидно, что по мере продвижения теплового и эманационного фронта к поверхности (в область низкой температуры) реон сужается, иначе говоря, его поперечник уменьшается, а его поверхность приобретает куполовидную форму. Конечно, вследствие неравномерного подъема мобилизованных масс, поверхность реона может быть сложной (в частности, может быть усложнена апикальными выступами), но в целом она будет куполовидной» [132, с. 24]. Представления Л. И. Салопа отражены на схематическом вертикальном разрезе складчатого овала (рис. 1).

Из изложенного следует, что, хотя Л. И. Салоп указывает на резкое различие в условиях образования гнейсовых складчатых овалов и гранито-гнейсовых куполов, предложенное им объяснение механизма формирования овалов весьма близко к

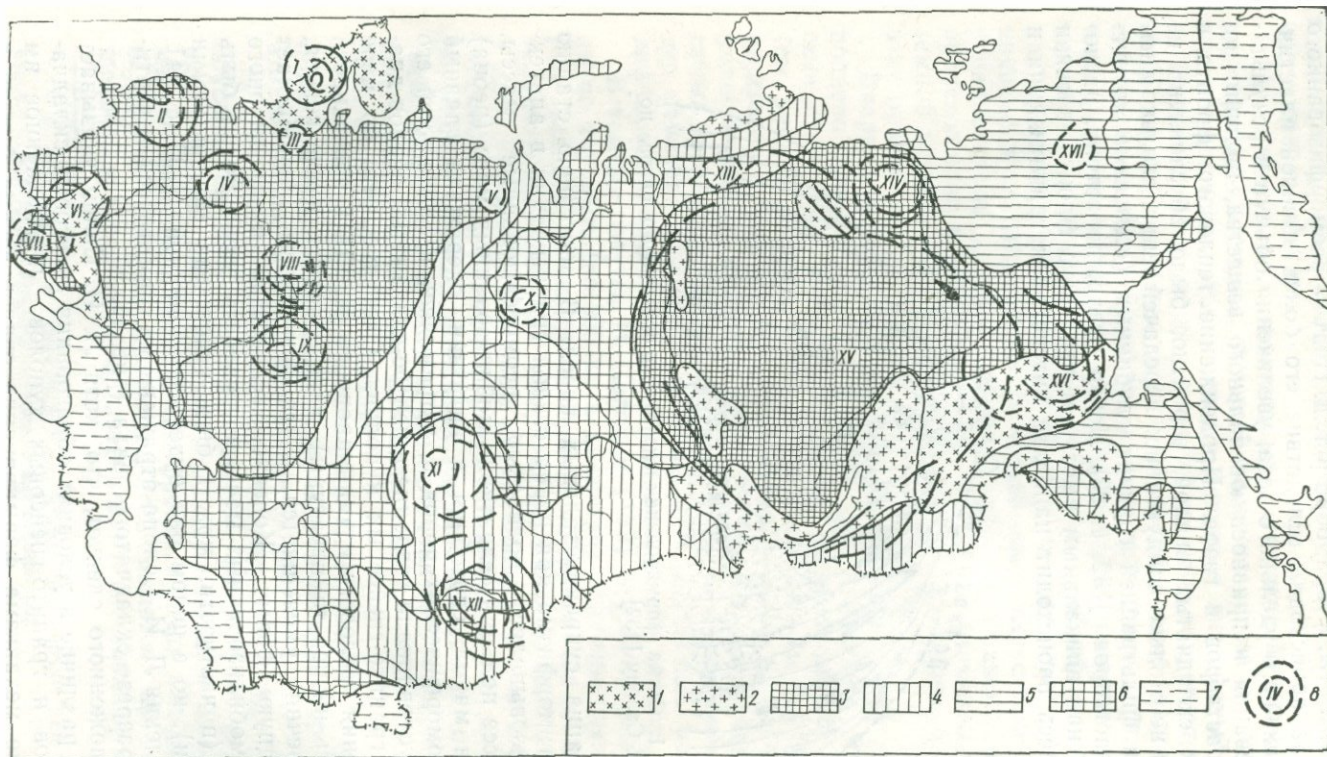


Рис. 2. Карта тектоноконцов СССР:

1 — древние щиты, 2 — области байкальской складчатости, 3 — платформенный чехол на докембрийском фундаменте, 4 — области палеозойской складчатости, 5 — области мезозойской складчатости, 6 — чехол на палеозойском и мезозойском фундаменте, 7 — области кайнозойской складчатости, 8 — тектоноконцы (I — Калевальский, II — Рижско-Таллинский, III — Онежский, IV — Новгородско-Калининский, V — Большеземельский, VI — Северо-Украинский, VII — Южно-Украинский, VIII — Горьковско-Казанский, IX — Куйбышевско-Оренбургский, X — Назымско-Надымский, XI — Ишимский, XII — Прибалхашско-Илийский, XIII — Горбито-Янгодский, XIV — Оленекский, XV — мегакольцевая структура Сибирской платформы, XVI — Алданский, XVII — Колымский).

представлениям о формировании куполов, рассмотренным несколько выше. Этот механизм не объясняет особенностей кольцевого обрамления гигантских овалов, образованного кольцевой системой глубинных разломов с характерным вулканизмом и другими процессами. Такое кольцевое обрамление имеет тот же Южно-Родезийский кратон, приводимый Л. И. Салопом в качестве примера гнейсовых складчатых овалов (строение Южно-Родезийского кратона рассматривается ниже).

Как показывает анализ карты аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 2 500 000 (под ред. Т. Н. Симоненко), кольцевые структуры, подобные Северо-Украинскому и Южно-Украинскому тектоноконцентрам, наблюдаются не только в пределах щитов, но и среди более молодых областей завершённой складчатости, а также «просвечивают» сквозь осадочный чехол Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Они изображены на рис. 2. Здесь же показана интересная Калевальская кольцевая структура Балтийского щита, выявленная при фотографировании со спутника «Метеор-18» [64], а также Ишимская и Прибалхашско-Илийская (Казахстан), описанные Б. С. Зейликом и Э. Ю. Сейтмуратовой как «астроблемы» [72, 73].

В аномальном магнитном поле древние кольцевые структуры выражаются кольцевыми зональностями*, главной особенностью которых является концентрическое расположение одной или нескольких полос положительных значений $(\Delta T)_a$, Z_a , огибающих изометричный участок отрицательного магнитного поля. Ширина полос положительных аномалий от 15 до 50 км (в среднем около 30 км). Такую же ширину имеют кольцевые полосы отрицательных значений $(\Delta T)_a$, Z_a , разделяющих положительные аномалии. Размеры изометричных участков отрицательного поля зависят от общих размеров аномалий и составляют в среднем 150—200 км. Нередко в их центрах наблюдаются округлые положительные аномалии.

Примеры кольцевых зональностей аномального магнитного поля СССР приведены на рис. 3.

Картографическое обобщение материалов магнитных съёмок, выполненное в ЛО ИЗМИРАН, позволило выявить аналогичные кольцевые зональности в Западной Европе и прилегающих акваториях [50, 138]. Одна из них — Южно-Роккольская (диаметром около 300 км) — зафиксирована в Северной Атлантике над

* В соответствии с определением кольцевой геологической структуры, приведенным выше, под кольцевой зональностью (кольцевой структурой) аномального физического (магнитного, гравитационного и др.) поля Земли понимается такое расположение аномалий на земной поверхности, при котором они группируются в виде дугового обрамления вокруг центральной области. Принимается, что для отнесения зональности к кольцевой достаточно, чтобы она прослеживалась либо на протяжении трех четвертей полного замкнутого контура, либо в виде отдельных фрагментов по всему замкнутому контуру.

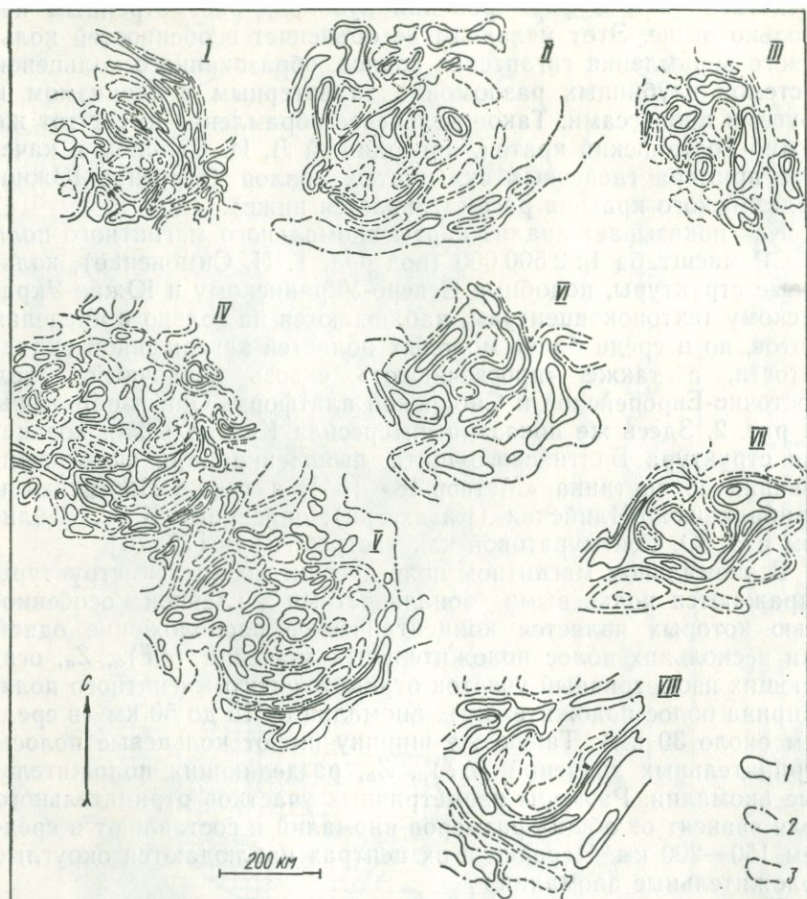


Рис. 3. Некоторые кольцевые зональности аномального магнитного поля СССР.

Изодинамы $(\Delta T)_a$ (проведены через 1, 3, 5 мЭ): 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные.

Зональности: I — Рижско-Таллинская, II — Новгородско-Калининская, III — Онежская, IV — Горьковско-Казанская, V — Куйбышевско-Оренбургская, VI — Назымско-Надымская, VII — Горбито-Янгодская, VIII — Колымская.

южным склоном банки Роккол, где глубина океана достигает 3000 м (рис. 4). Судя по геофизическим данным, земная кора этого участка океана может быть отнесена к континентальному типу [224].

В некоторых случаях кольцевые зональности магнитного поля находят отражение в гравитационном поле, как это видно на примере кольцевых структур Украины (см. рис. 6, 7), а также на космических теле- и фотоснимках Земли. Следует, однако, заметить, что на космических снимках фиксируется много кольцевых структур земной поверхности, часть которых не отража-

ется в магнитном поле, например Калевальская и Обско-Енисейская [5]. По-видимому, такие структуры являются наложенными, возникшими после консолидации коры.

Преимущество магнитометрии перед другими геофизическими методами при изучении древних кольцевых структур заключается в том, что аномальное магнитное поле наиболее «консервативно» в отражении ранних тектоно-магматических процессов, происходивших в земной коре. Первые интрузии основной магмы, первые метаморфические пояса навсегда запечатлеваются в магнитном поле; и если в следующие эпохи в изучаемом районе не происходило очень крупных горизонтальных перемещений коры, то можно ожидать сохранения в этом поле и первичного структурного план-узора.

Аномальное гравитационное поле весьма чувствительно к любым тектоническим перестройкам. Поэтому древние структуры в нем проявляются не всегда. Однако если тектонические движения в районе кольцевой структуры развиваются унаследованно, то анализ поля силы тяжести дает неоценимую информацию для изучения ее истории развития и механизма формирования. Это будет показано на примере Северо-Украинского тектоноконцентра.

Структурным формам земной коры на древнейших этапах ее развития посвящены уже упоминавшиеся работы Е. В. Павловского [112, 114], Е. В. Павловского и М. С. Маркова [113], М. З. Глуховского и Е. В. Павловского [53], М. З. Глуховского [54], Е. А. Долгинова и др. [63].

М. З. Глуховский и Е. В. Павловский выделили породы и структуры лунной стадии в архейских образованиях Алданского щита в бассейне р. Сутам, где развиты гиперстен-плаггиоклазовые кристаллосланцы, пироксен-гранатовые эклогитоподобные породы, габбро-нориты, а также глиноземистые гнейсы (гранаткордиерит-силлиманитовые и др.), магнетитовые и мономинеральные кварциты с радиометрическим возрастом 4500—4580 млн. лет.

Впоследствии М. З. Глуховский [54] по материалам дешифрования телевизионных космических снимков Алданского щита и Становой области выделил еще несколько «концентрически-кольцевых» структур (Алдано-Тимптонскую, Тимптоно-Гонамскую, Гонамскую, Тимптоно-Нюкжинскую) размерами 150—

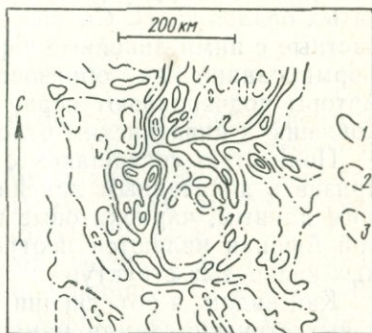


Рис. 4. Южно-Роккольская кольцевая зональность аномального магнитного поля.

Изодинамы Z_a (проведены через 2,5 мЭ): 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные.

2700

550 км. Автор считает, что эти структуры отражают концентрически-кольцевое строение базитового доиенгрского основания — первичной базальтовой коры, на которой формировались «первичные вулcano-тектонические структуры, палеокальдеры различных масштабов, заполняемые впоследствии продуктами дезинтеграции базальтового ложа» (с. 44).

Е. А. Долгинов с соавторами [63], изучая типы раннедокембрийских структур, помимо докиватинских гнейсовых складчатых овалов Л. И. Салопа, выделяют приблизительно одновозрастные с ними линейные чарнокитовые пояса, рассматривая их формирование как образование «базальтового» слоя коры. Авторы подчеркивают первичность чарнокитовых поясов по отношению к киватинским отложениям и гранитоидам.

Полностью соглашаясь с этим последним выводом, нельзя признать доказанным линейность чарнокитовых поясов. По нашим данным, чарнокитовые пояса Украинского щита и Восточной Африки являются неотъемлемой составной частью первичных кольцевых структур.

Как видим, в объяснении эндогенной природы крупных кольцевых структур Земли наметились две резко противоположные позиции. Согласно одной из них, все основные процессы, обусловившие формирование этих структур, совершаются в земной коре, притом в «гранитном» слое, и тесно связаны с ультраметаморфизмом и гранитообразованием. Глубинные области Земли являются лишь поставщиком тепла и легких элементов. В соответствии со второй позицией, заложение структур этого типа происходит еще на догранитной коре, причем формируются, в первую очередь, обширные кольцевые впадины, а ультраметаморфизм и гранитизация совершаются уже после заполнения впадин осадками. Естественно, в таком случае основные тектонические процессы происходят в мантии.

Независимо от взглядов на происхождение и механизм развития гигантских кольцевых структур, ясно, что эти образования представляют собой совершенно особый тип, отличный и от кольцевых вулcano-плутонических структур, и от гранито-гнейсовых куполов.

Название «кольцевые структуры» или даже «гигантские кольцевые структуры» не несет в себе генетического своеобразия рассматриваемых образований. Нельзя также, на наш взгляд, использовать и термин Л. И. Салопа «гнейсовый складчатый овал», поскольку он отражает субъективную точку зрения на строение этих структур (слова «гнейсовый» и «складчатый»).

Мы считаем, что рассматриваемый термин должен отражать такие бесспорные моменты, как решающая роль в формировании подобных структур тектонических движений и кольцевое или концентрическое строение. Поэтому для гигантских кольцевых структур нами было предложено название **тектонический концентр**, или, сокращенно, **тектоноконцентр**.

ДРЕВНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕТРЫ УКРАИНЫ

Северо-Украинский и Южно-Украинский тектоноконцентры выделены на основе сводных карт аномального магнитного и гравитационного полей Украины и Молдавии, составленных сотрудниками Института геофизики АН УССР [93], треста «Киевгеология» и Киевской экспедиции УкрНИГРИ [21].

Тектонические концентры образуют структуру типа восьмерки, северный конец которой достигает границы УССР и БССР, а южный — акватории Черного моря на широте о-ва Змеиный; на западе контур «восьмерки» доходит до меридиана г. Ровно, на востоке — г. Херсона (рис. 5). Геолого-геофизическая изученность их неодинакова, так как они располагаются в районах с различными перспективами промышленного освоения. Большая площадь Северо-Украинского концентра охватывает открытую часть Украинского щита, Южно-Украинский концентр скрыт под сравнительно мощным чехлом.

СЕВЕРО-УКРАИНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНЦЕНТР

Геофизические особенности

Кольцевое расположение аномалий магнитного поля в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра было выявлено в результате составления карты $(\Delta T)_a$, Z_a масштаба 1 : 1 000 000. Из рис. 6 видно, что в западной части Украинского щита и отчасти на его западном, юго-западном и северо-восточном склонах прослеживается огромное, почти замкнутое, кольцо аномалий диаметром 400 км с центром в районе г. Сквир. Линейно вытянутые аномалии протяженностью от одного до нескольких десятков километров и интенсивностью от 2,0 до 30,0 мЭ образуют непрерывную цепь, которая начинается у г. Гайворона на Среднем Побужье, прослеживается в районе городов Тального, Лысянки, Канева, Остра, Сорокошичей, на севере проходит в широтном направлении по границе УССР и БССР и поворачивает на юго-запад к г. Ровно.

В юго-западной части территории непрерывность цепи аномалий нарушается, хотя и здесь несколько крупных минимумов

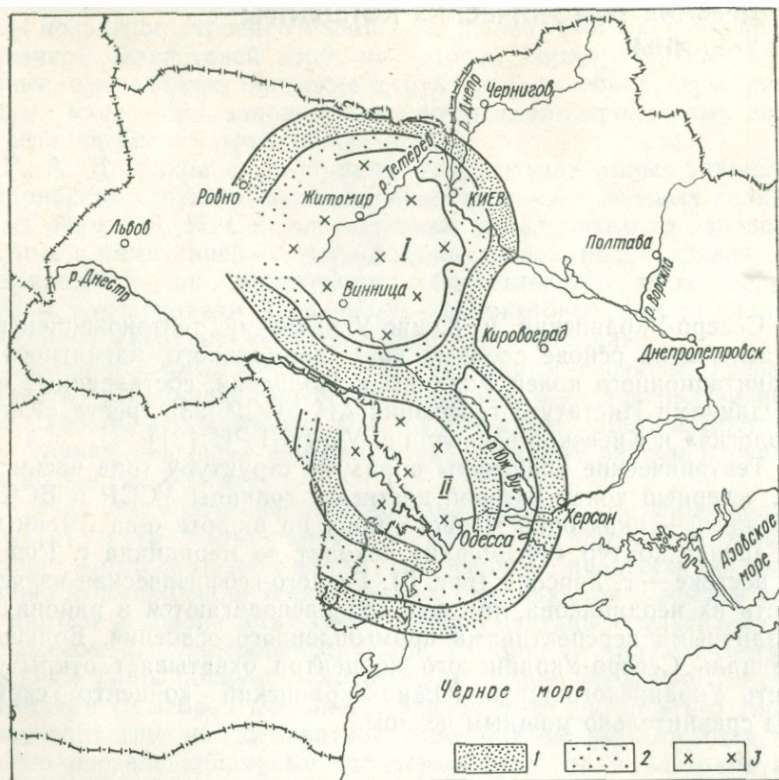


Рис. 5. Обзорная карта Северо-Украинского (I) и Южно-Украинского (II) тектоноконцентров:

1 — кольцевые валы, 2 — кольцевые пояса синклиналичных трогов, 3 — внутрикольцевое пространство.

и максимумов (города Крыжополь, Новая Ушица, Городок) совпадают с общим планом кольцевой структуры.

Геологическая природа аномалий кольцевой цепочки достаточно хорошо изучена почти на всем ее протяжении. Магнитные аномалии обусловлены полосовидными телами в различной степени метаморфизованных и гранитизированных пород основного, реже ультраосновного состава. В южной части, охватывающей Верхнее и Среднее Побужье, это гиперстен-плагноклазовые и двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы, переходящие в чарнокиты; в восточной части (Тальновско-Каневско-Остерская дуга, включающая известную Ядлов-Трактемировскую полосу) — габбро и габбро-амфиболиты, иногда гранитизированные до диоритов и гранодиоритов; в северной и северо-западной частях — слабо измененные габбро и габбро-диабазы. Падение тел или образуемых ими сжатых линейных складок крутое,

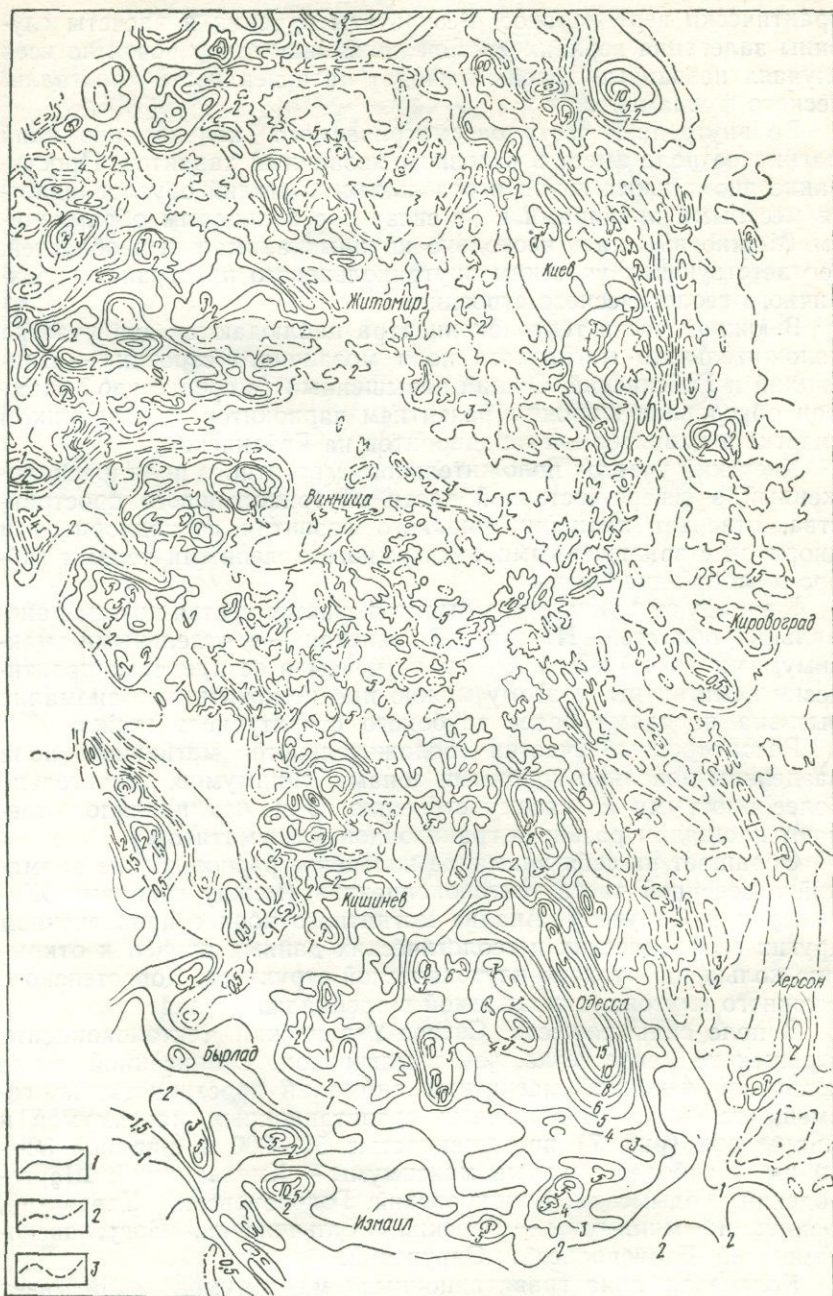


Рис. 6. Карта аномального магнитного поля Северо- и Южно-Украинского тектоноконцентров.

Изодинны Z_a , (ΔT) а: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные. Оцифровка в миллизретадах.

практически вертикальное. Результаты бурения и расчеты глубины залегания верхних кромок показывают, что почти во всех случаях названные породы выходят на поверхность кристаллического фундамента.

Во внутренней части рассматриваемого кольца аномалий магнитное поле имеет в основном мозаичный характер. Простирание аномальных групп и отдельных аномалий обуславливается местными причинами и не связано с кольцевым обрамлением. Можно выделить несколько крупных аномальных областей, соответствующих участкам внутрикольцевого пространства различного геологического строения.

В южной части тектоноконцентра наблюдаются два участка положительного магнитного поля мозаичного строения — Винницкий и Гайсинский. Общий повышенный (в среднем до 7,0 мЭ) фон обусловлен широким развитием чарнокитов на Винницком участке и диоритов — гранодиоритов на Гайсинском.

Киевский участок положительного магнитного поля, расположенный в северо-восточной части внутрикольцевого пространства, отвечает площади широкого развития гранодиоритов и диоритов с заключенными в них многочисленными телами габбро и габбро-диабазов.

К западу от г. Житомира вырисовывается третья крупная аномальная область — Новоград-Волынская — с отдельными максимумами до 4,0 мЭ. Граниты и гнейсы в ее пределах практически немагнитны, поэтому можно предположить, что аномалия вызвана породами более глубокого структурного этажа.

Рассмотренные участки положительного магнитного поля разделены довольно крупными зонами минимумов, значительно более простыми по своему строению. Они, как правило, отвечают площадям развития гранитоидов и мигматитов.

Обращает на себя внимание кольцевое расположение аномалий в северной части тектоноконцентра (между городами Житомир и Овручем). Анализ магнитного поля с привлечением других геофизических и геологических данных привел к открытию кольцевой вулcano-плутонической структуры Коростенского сложного плутона, описываемой в специальной главе.

В поле силы тяжести Северо-Украинский тектоноконцентр отражен не менее четко, чем в магнитном. С описанной выше кольцевой цепочкой магнитных аномалий пространственно совмещается зона сопряженных гравитационных максимумов и минимумов (рис. 7) протяженностью 50—200 и шириной 30—40 км. Наиболее крупные максимумы — Хмельницкий, Шаргородский, Кодымский, Бандуровский, Голованевский, Каневский, Осницкий; минимумы — Барский, Тульчинский, Богуславско-Уманский, Бориспольский, Овручский.

Кольцевая зона гравитационных максимумов охватывает внешнюю часть тектоноконцентра, а пояс минимумов примыкает к зоне максимумов с внутренней стороны. Переходная область

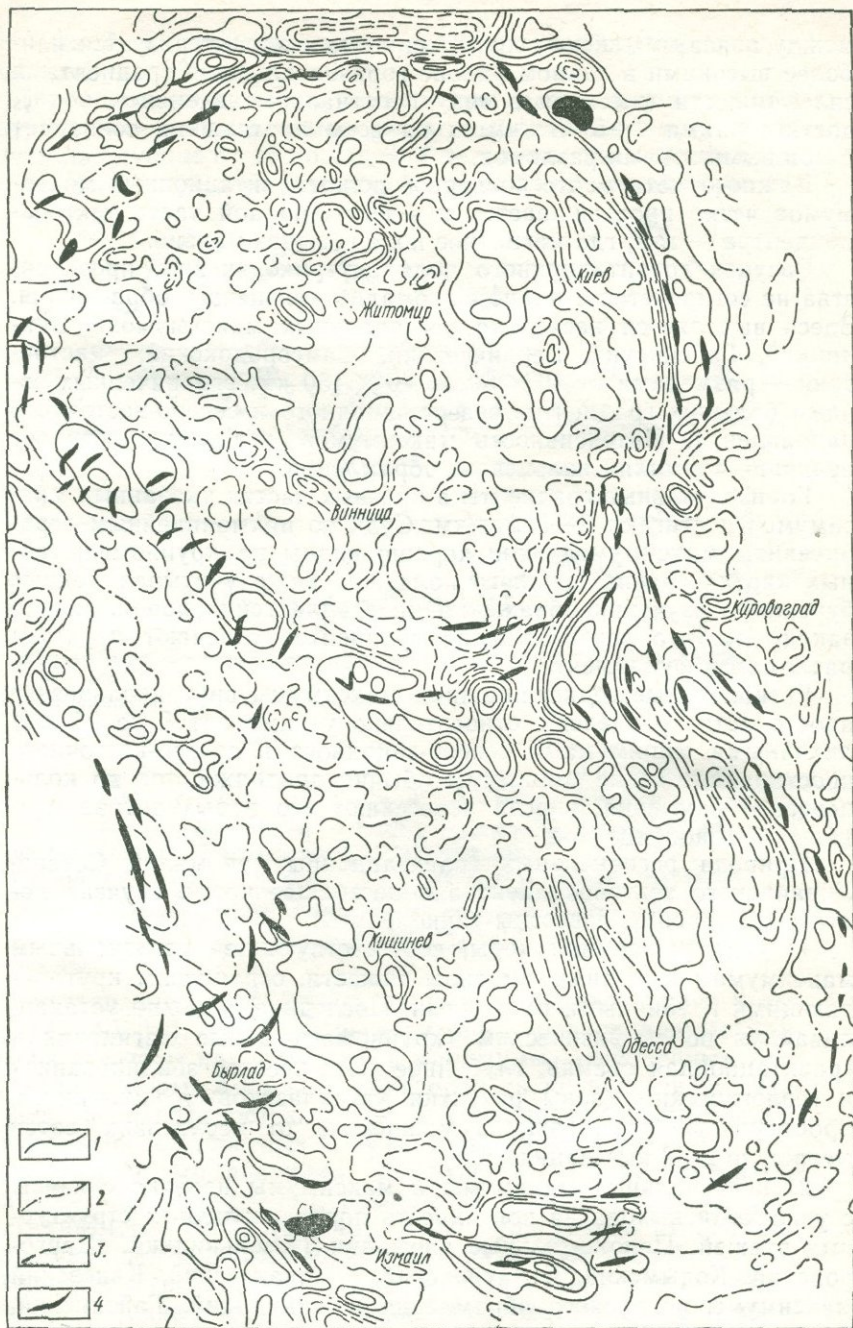


Рис. 7. Карта трансформированного гравитационного поля Северо- и Южно-Украинского тектоноконцентров.

Изолинии: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные, 4 — простираение осевых линий магнитных аномалий в пределах кольцевого обрамления.

между поясами максимумов и минимумов характеризуется наиболее высокими в данном районе горизонтальными градиентами силы тяжести (имеются в виду региональные элементы поля), достигающими 4—5 мгл/км, и на всем протяжении совпадает с мощными зонами разломов.

Важно отметить, что кольцевой пояс гравитационных максимумов четко прослеживается и в юго-западной части тектоноконцентра — там, где магнитное поле невыразительно.

Рисунок гравитационного поля внутрикольцевого пространства не согласуется с планом аномалий кольцевого обрамления. Здесь выделяется несколько региональных максимумов — Винницкий, Гайсинский, Бердичевский, Самгородокский, Фастовский — размерами от 40×60 до 70×150 км, ограниченных зонами больших градиентов северо-западного и северо-восточного направления. Интенсивность максимумов несколько уступает величине аномалий кольцевого обрамления.

Горизонтальные градиенты в краевых частях указанных максимумов достигают 2—3 мгл/км. Судя по прямолинейным ограничениям максимумов (они хорошо видны на крупномасштабных картах гравитационного поля), а также учитывая данные бурения и изучения обнажений кристаллических пород, можно заключить, что зоны больших градиентов отвечают крупным разломам в фундаменте.

Региональные гравитационные максимумы внутрикольцевого пространства разделены относительно узкими (от 5 до 25 км) линейными минимумами северо-западного и северо-восточного простирания. Такие минимумы обычно продолжают до кольцевого обрамления, иногда пересекают его и выходят за пределы тектоноконцентра.

Природа региональных гравитационных аномалий Северо-Украинского тектоноконцентра в настоящее время изучена достаточно хорошо. Известны такие факты:

1) участки земной коры, соответствующие региональным максимумам и минимумам силы тяжести, ограничены крутопадающими глубинными разломами. Последние надежно устанавливаются по геофизическим (крупномасштабные магнитная и гравитационная съемки, глубинное сейсмическое зондирование) и геологическим (зоны развития катаклазитов и милонитов, дробления и брекчирования мощностью от нескольких сотен метров до 2—3 км) данным;

2) региональные минимумы и максимумы нередко связаны с участками выхода на поверхность пород различных структурных этажей. Положительные аномалии (Хмельницкий, Шаргородский, Кодымский, Бандуровский, Голованевский, Каневский максимумы кольцевого обрамления и Винницкий, Гайсинский, Бердичевский, Фастовский максимумы внутрикольцевого пространства) наблюдаются над образованиями архейских структур-

ных этажей, а отрицательные — над протерозойскими комплексами (см. рис. 13);

3) расчеты показывают, что центры масс, создающих рассматриваемые региональные максимумы и минимумы, располагаются на глубине от 15 до 25 км. Следовательно, нижние кромки этих масс в среднем совпадают с подошвой земной коры.

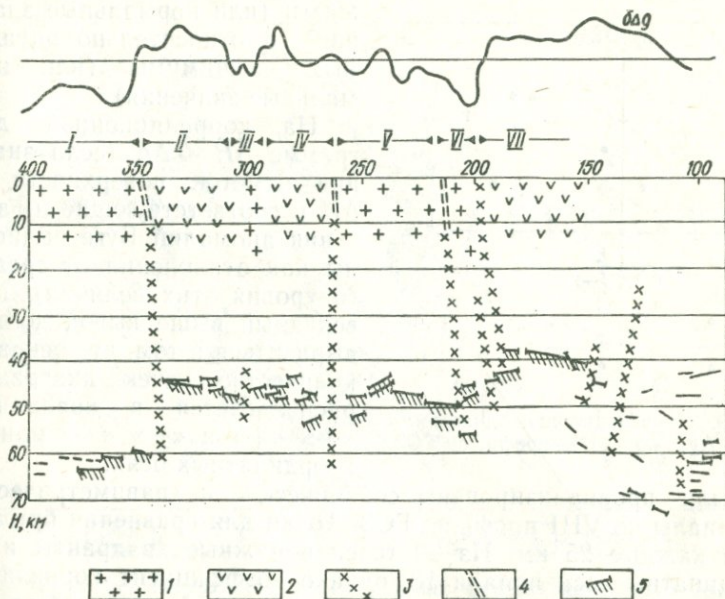


Рис. 8. Рельеф поверхности М [145] и геологическое строение района Кировоград — Голованевск по VIII профилю.

Породы: 1 — гранулитовой фации, 2 — амфиболитовой фации; межблоковые разломы: 3 — по данным ГСЗ, 4 — по геологическим данным; 5 — сейсмические площадки, соответствующие поверхности М; структуры: 1 — Бершадский трог, II — Голованевский блок, III — Бугско-Синюхинский трог, IV — Анновский блок, V — Кировоградский блок, VI — Кировоградский трог, VII — Ингуло-Ингулецкий блок.

Сопоставление приведенных данных позволило прийти к выводу [43, 46, 141, 161], что региональные гравитационные максимумы отвечают приподнятым, а минимумы — опущенным блокам земной коры. Аномалии образовались не в связи с латеральной неоднородностью коры, а благодаря относительному перемещению плотностных границ коры по вертикали. Плотностными границами являются поверхности М, «базальтового» слоя (там, где он имеется), раздела гранулитового и собственно «гранитного» слоев [43, 45]. Амплитуда такого относительного перемещения блоков может достигать 6 км и более.

Блоковое строение земной коры, установленное по данным магнито- и гравиметрии, подтверждается материалами глубинного сейсмического зондирования [7, 143, 144], которое указывает на значительную расчлененность поверхности М (рис. 8).

Анализ материалов ГСЗ по всем профилям, пересекающим щит, приводит к следующему выводу о сопоставимости сейсмических и гравиметрических данных в отображении положения поверхности М: общая тенденция в распределении региональных гравитационных аномалий состоит в том, что относительно приподнятым участкам мантии отвечают максимумы силы тяжести (или нормальные значения), а относительно опущенным — минимумы (или нормальные значения).

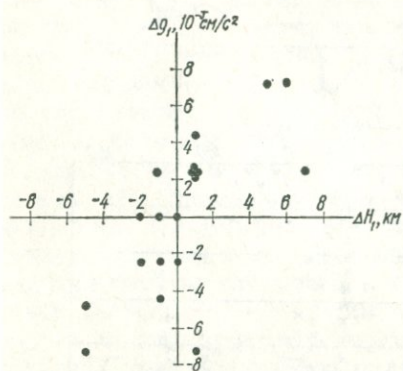


Рис. 9. Корреляционная диаграмма $\Delta H_1 - \Delta g_1$ по VIII профилю ГСЗ.

На корреляционной диаграмме $\Delta H - \Delta g$ (если значения отметок поверхности М ΔH и соответствующие им значения аномалий Буге вычислены как отклонения от среднего уровня этих величин) приведенный выше вывод должен выразиться в том, что основное количество точек диаграммы располагается в квадрантах «+» «+» и «-» «-» или на координатных осях.

Были проанализированы сейсмические и гравиметрические материалы по VIII профилю ГСЗ. Точки для сравнения брались через каждые 25 км. Из 20 точек в нужные квадранты и на координатные оси попали 18, однако коэффициент корреляции оказался низким (0,3). Тогда корреляционный анализ был выполнен для локализованных значений отметок поверхности М и гравитационного поля, полученных посредством осреднения по трем точкам (через 50 км) и последующего вычитания из исходных значений. Из 19 точек в квадранты «+» «+» и «-» «-», а также на координатные оси попало 17. Коэффициент корреляции повысился до 0,7. Корреляционная диаграмма $\Delta H_1 - \Delta g_1$ приведена на рис. 9.

Из анализа были исключены отдельные аномальные точки, отвечающие таким структурам, как Криворожский, Верховцевский и Сурский синклинории. Аномалии над этими структурами, несмотря на большие размеры и интенсивность, не могут считаться региональными, так как обусловлены породами лишь самого верхнего структурного этажа — железистыми кварцитами и метабазитами.

Повышение коэффициента корреляции между параметрами H и g при переходе от исходных величин к локализованным имеет весьма существенное значение и показывает, что для условий щита прямая корреляция между этими факторами существует в рамках небольших блоков. Для более крупных уча-

стков коры корреляция нарушается, или имеется какая-то иная зависимость.

Поскольку в блоках земной коры с повышенным уровнем гравитационного поля на поверхность выведены, как правило, более древние и более глубинные образования, чем в блоках с относительно низкими аномальными значениями силы тяжести,

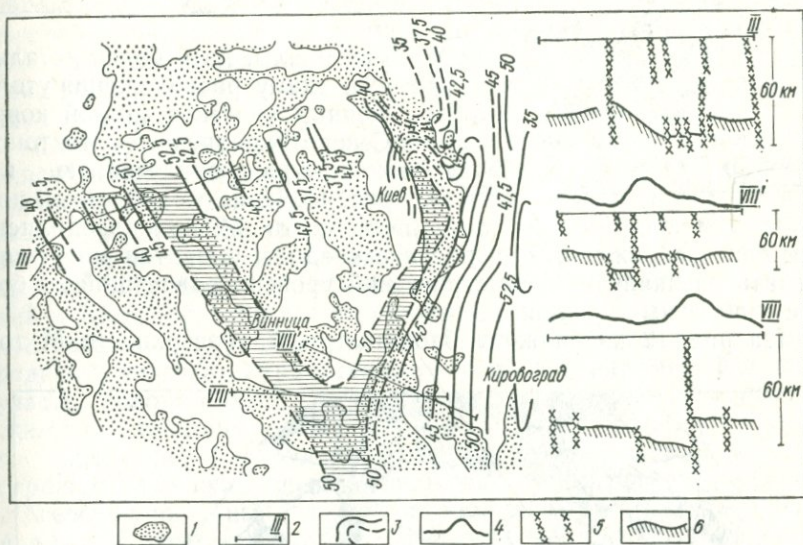


Рис. 10. План поверхности М в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра, по В. Б. Соллогубу [143]:

1 — гравитационные максимумы, 2 — профили ГСЗ, 3 — изоглубины поверхности М (сплошные линии — достоверные, прерывистые — предполагаемые), 4 — графики аномалий Буге, 5 — разломы по данным ГСЗ, 6 — поверхность М.

приведенные выше геофизические соотношения можно перевести на геологический язык так: для блоковой структуры Украинского щита характерно конформное положение глубинных и поверхностных границ: приподнятые блоки имеют тонкую земную кору, опущенные — более мощную.

Первое представление о расположении утолщенных участков земной коры в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра дано В. Б. Соллогубом [143] (рис. 10). Как следует из рисунка, на большей части территории впадины в мантии совпадают с минимумами гравитационного поля*.

Учитывая эти данные, а также приведенные выше соотношения между рельефом поверхности М и характером аномалий силы тяжести, мы позволили себе, используя гравиметрические

* Исключение составляет район к северу от г. Канева, где депрессия в поверхности М совмещается с максимумом гравитационного поля, но здесь нет надежных сейсмических данных.

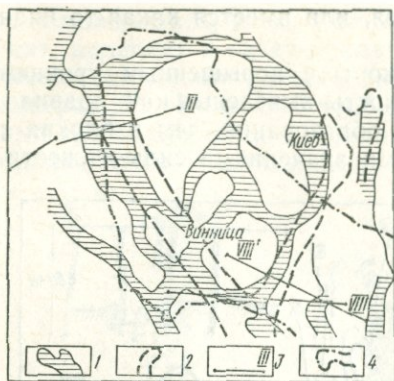


Рис. 11. Схема поверхности М в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра, по данным ГСЗ и гравиметрии:

1 — впадины в поверхности М, 2 — контуры впадин, изображенных на рис. 10, 3 — профиль ГСЗ, 4 — контур Украинского щита.

материалы, дать более детальную схему расположения утолщенных участков земной коры Северо-Украинского тектоноконцентра, приведенную на рис. 11. При этом изогипсы поверхности М не проводились, так как изображенные на рисунке впадины в мантии могут занимать различный гипсометрический уровень, зависящий от более глобальных причин.

На рис. 12 изображена блок-диаграмма поверхности М то-

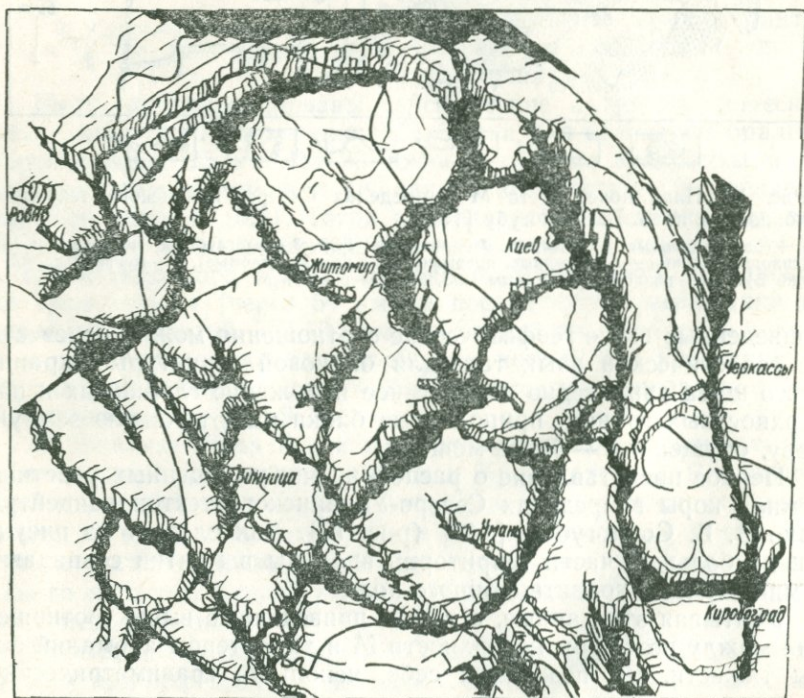


Рис. 12. Блок-диаграмма поверхности М в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра (составила Т. П. Шевченко).

го же района, отражающая морфологические особенности поверхности мантии: впадины в мантии представляют собой узкие линейные грабены с обрывистыми стенками, сформировавшиеся в результате погружения по разломам жестких коро-мантийных блоков.

Исходя из изложенного, приходим к выводу, что кольцевое обрамление тектоноконцентра представлено системой приподнятых и опущенных блоков земной коры, образующих **кольцевой вал** и идущий параллельно ему с внутренней стороны **кольцевой пояс** грабенов или трогов (троговые структуры будут рассмотрены несколько ниже).

Следует указать на еще одну геофизическую особенность описываемого района. При сопоставлении карт аномального магнитного и гравитационного полей видно, что во внутрикольцевом пространстве тектоноконцентра региональные магнитные аномалии не совпадают по простиранию с гравитационными (например, Винницкая магнитная аномалия и Винницкий, Хмельницкий и Шаргородский гравитационные максимумы); иногда единое по своему характеру магнитное поле совмещается с разнородными участками гравитационного поля (например, Киевский участок положительного магнитного поля совпадает с Бориспольским гравитационным минимумом и восточной частью Фастовского максимума). Как будет показано ниже, такое несоответствие отражает два существенно различных этапа развития щита — субгеосинклинальный и субплатформенный. Гравитационные аномалии, которые «чутко реагируют» на тектонические перестройки, отражают более поздний этап развития.

Геологическое строение

Северо-Украинский тектоноконцентр охватывает всю западную часть Украинского щита, а также его склоны на юге, западе и северо-востоке. Кристаллический фундамент обнажен в долинах рек и крупных оврагов, на остальной же территории щита развит горизонтально залегающий мезо-кайнозойский чехол средней мощностью около 50 м. На склонах породы чехла погружаются в сторону Вольно-Подольской плиты (на западе), Днепровско-Донецкой (на северо-востоке) и Причерноморской (на юге) впадин под углом 1—2° с увеличением мощности до 200—1000 м.

Тектоническая карта и схема основных блоков Северо-Украинского тектоноконцентра показаны на рис. 13 и 14.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ

В докембрийском фундаменте исследуемого района развиты комплексы пород возрастом от архея до позднего протерозоя. Архейские образования представлены бугской и росинско-

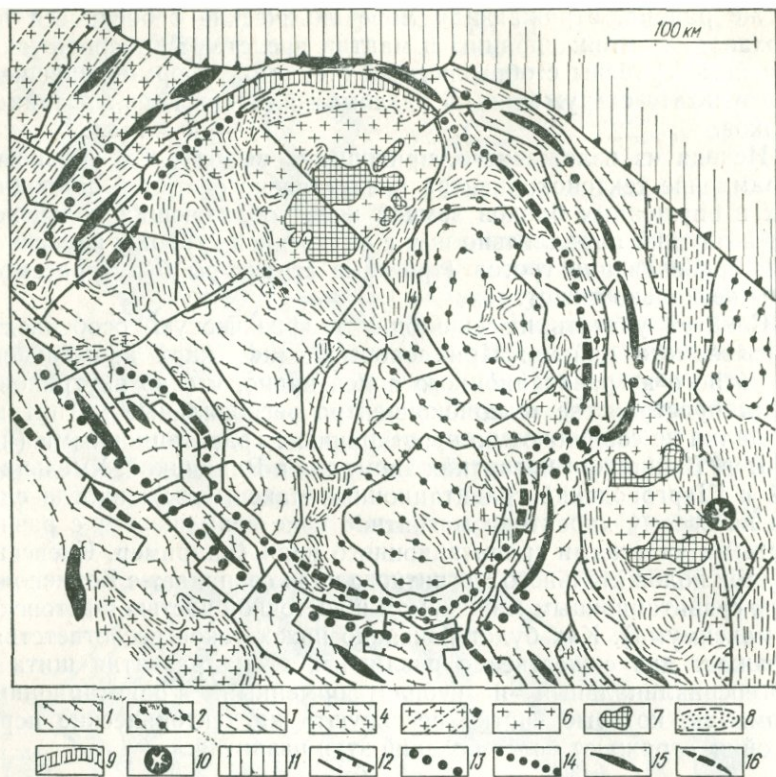


Рис. 13. Тектоническая карта Северо-Украинского тектоноконцентра. **Архей:** 1 — бугская серия и подольский комплекс, 2 — росинско-тыкичская серия и звенигородский комплекс; **нижний протерозой:** 3 — тетеревская и ингульская серии, кировоградско-житомирский ультраметаморфический комплекс, 4 — кировоградско-житомирский комплекс этапа активизации; **средний протерозой:** 5 — клесовская серия и осницкий комплекс, 6 — рапакивиподобные граниты коростенского комплекса, 7 — основные породы коростенского комплекса; **верхний протерозой:** 8 — овручская серия, 9 — пержанский комплекс; 10 — мезозойская Болтышская впадина; 11 — Припятско-Днепровский грабен; 12 — разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 13 — осевая линия кольцевого вала; 14 — осевая линия кольцевого пояса синклинальных трогов; оси гравитационных аномалий: 15 — положительных, 16 — отрицательных.

тикичской сериями метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород и тесно связанными с ними подольским и звенигородским ультраметаморфическими комплексами. Осадочно-метаморфические породы нижнего протерозоя объединены в ингульскую и тетеревскую серии; с ними связан кировоградско-житомирский комплекс гранитоидов и мигматитов. К среднему протерозою обычно относятся клесовская и пугачевская серии осадочно-вулканогенных пород, осницкий интрузивно-ультраметаморфический комплекс и коростенский интрузивный комплекс габбро-анортозитов и рапакивиподобных гранитов. Верхний про-

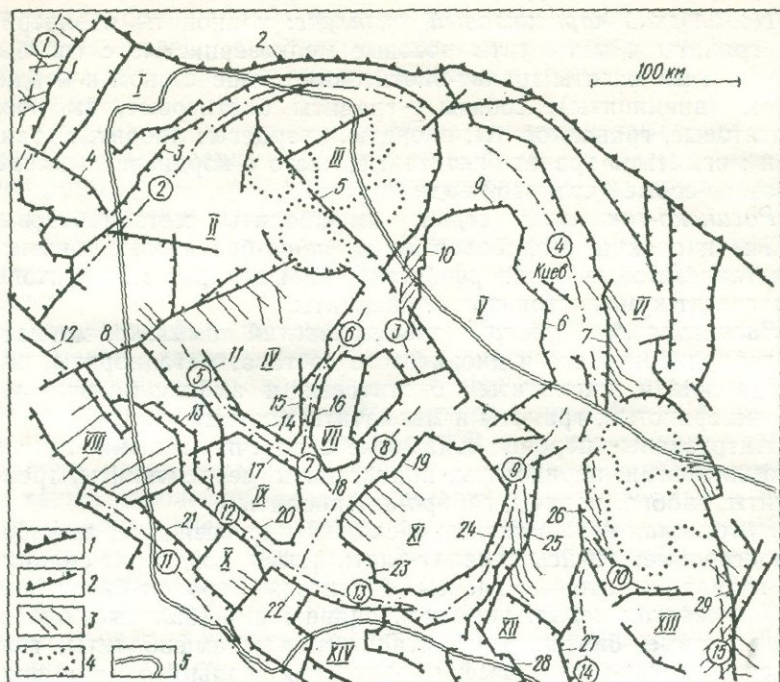


Рис. 14. Основные блоки и разломы Северо-Украинского тектоноконцентра:

1 — южный борт Припятско-Днепровского грабена, 2 — межблоковые разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла), 3 — оперяющие нарушения, 4 — подводящие каналы основной магмы коростенского комплекса, 5 — контур Украинского щита. **Разломы:** 1 — Горынский, 2 — Припятский, 3 — Суццано-Пержанский, 4 — Печаловский, 5 — Центральный, 6 — Киевский, 7 — Ядлов-Трактемировский, 8 — Тетеревский, 9 — Демидовский, 10 — Брусилловский, 11 — Любарский, 12 — Хмельницкий, 13 — Меджибожский, 14 — Забужский, 15 — Глуховецкий, 16 — Казатинский, 17 — Винницкий, 18 — Шпиковский, 19 — Ильинецкий, 20 — Дубовский, 21 — Подольский, 22 — Ободовский, 23 — Кирсановский, 24 — Маньковский, 25 — Тальновский, 26 — Звенигородский, 27 — Первомайский, 28 — Врадиевский, 29 — Кировоградский. **Блоки:** I — Осницкий, II — Новоград-Волынский, III — Коростенский, IV — Бердичевский, V — Фастовский, VI — Каневский, VII — Самгородокский, VIII — Михайловский, IX — Винницкий, X — Шаргородский, XI — Гайсинский, XII — Голованевский, XIII — Кировоградский, XIV — Колымский. **Троги** (цифры в кружках): 1 — Пригорынский, 2 — Великоселищанско-Овручский, 3 — Кочеровский, 4 — Бориспольский, 5 — Браталовский, 6 — Котюжинский, 7 — Хмельницко-Стрижавский, 8 — Немировский, 9 — Богуславско-Уманский, 10 — Стеблевско-Хмельевский, 11 — Новоушицкий, 12 — Летичевский, 13 — Бершадский, 14 — Бугско-Сняхолинский, 15 — Кировоградский.

терозой — овручская серия вулканогенных и терригенных пород, пержанский комплекс метасоматитов.

Состав серий и комплексов (снизу вверх). *Бугская серия:* гнейсы и кристаллические сланцы гиперстен-плаггиоклазовые, двупироксен-плаггиоклазовые; гнейсы гранат-биотит-плаггиоклазовые, графит-биотит-плаггиоклазовые, кордиерит-силлиманит-биотит-плаггиоклазовые; кварциты белые полевошпатовые, железистые гиперстен-магнетитовые; кальцифиры и мраморы; амфиболиты; гнейсы амфибол-плаггиоклазовые, биотит-плаггиоклазовые.

Подольский чарнокитовый комплекс: чарнокиты и эндербиты; граниты и мигматиты розовые мелкозернистые с голубым кварцем; мигматиты гранат-биотитовые с гиперстеном и кордиеритом (виннициты); собиты — граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты; граниты и мигматиты гранат-биотитовые, часто с кордиеритом, серые и розово-серые (чудново-бердичевские).

Росинско-тикичская серия: амфиболиты метадиабазовые; гнейсы и сланцы амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые (андезитовые метапорфириты); кальцифиры; магнетитовые и магнетит-куммингтонитовые кварциты.

Звенигородский ультраметаморфический комплекс: мигматиты гранодиоритового и диоритового состава; метадиориты, плагиограниты и мигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые среднезернистые; граниты и мигматиты розовые.

Интрузивные породы, связанные с перечисленными сериями и комплексами: перидотиты, пироксениты, серпентиниты, тремолититы, габбро, нориты, габбро-амфиболиты.

Ингульская серия: гнейсы и сланцы пироксеновые, амфибол-пироксеновые; гнейсы гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые; гнейсы биотитовые, графит-биотитовые.

Тетеревская серия: гнейсы и сланцы амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые; метадиабазовые амфиболиты; гнейсы силлиманит-биотитовые; кальцифиры; кальцитовые и доломитовые мраморы; порфириты, диабазовые порфириты, диабазы, биотитовые микрогнейсы.

Кировоградско-житомирский комплекс: диориты, гранодиориты и граниты амфибол-биотитовые шепетовские; плагиограниты и плагиомигматиты; монзониты кварцевые; граниты биотит-пироксеновые и биотитовые трахитоидные (новоукраинские); граниты розовые и серые порфиробластические (кировоградские), граниты серые, розово-серые двуслюдяные мелко- и среднезернистые (житомирские).

Одновозрастны с кировоградско-житомирским комплексом, ингульской и тетеревской сериями следующие интрузивные и метасоматические образования: перидотиты, пироксениты, тремолититы, габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы; дайковый комплекс диабазов и габбро-диабазов; интрузивные граниты хмельниковского типа; комплекс разнообразных щелочных метасоматитов.

Клесовская серия: клесовиты, лептиты, аподиабазы, аподиабазовые порфириты, апокератофиры, альбитофиры, фельзиты.

Пугачевская серия: кварцито-песчаники, кварциты, диабазовые порфириты, роговики и сланцы.

Осницкий комплекс: диориты, гранодиориты биотит-амфиболовые; граниты розовые лептитоподобные; граниты серые биотитовые и амфибол-биотитовые среднезернистые.

Коростенский комплекс: габбро-анортозиты, габбро, анорто-

зиты; габбро-диабазы; граниты рапакиви и рапакивиподобные; сиениты, щелочные сиениты; дайковый комплекс диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и гранит-порфиров; метасоматиты.

Овручская серия: светло-серые полимиктовые песчаники, алевролиты, сланцы хлорит-серицитовые; диабазы, кварцевые порфиры, туфы; кварцито-песчаники розовые, малиново-розовые мелко- и среднезернистые.

Пержанский комплекс: сиениты, апограниты пержанские, вторичные кварциты, грейзены, метасоматиты, дайки фельзофиров.

Стратиграфия докембрия исследуемого района является предметом длительной дискуссии. Особенно это относится к расчленению нижнего докембрия: в официальной стратиграфической схеме Украинского щита, утвержденной УМРСК для геологических карт масштаба 1 : 50 000 [8], древнейшие породы района, представленные бугской и росинско-тикичской сериями, а также подольский чарнокитовый комплекс отнесены к нерасчлененному архею — раннему протерозою. Однако в настоящее время, по нашему мнению, есть основания отнести эти серии к более определенному возрасту, на чем остановимся ниже.

Широко развитые в южной части Северо-Украинского тектонического центра, а именно на Побужье и в Приднестровье, образования гранулитовой фации, представленные пироксеновыми плагиогнейсами и кристаллосланцами (нередко переходящими в чарнокиты и эндербиты), гранат-биотитовыми, силлиманит-кордиерит-графитосодержащими гнейсами, кварцитами и силикатно-магнетитовыми рудами (объединяемыми в бугскую серию), известны практически на всех щитах мира как подстилающее основание для всех остальных докембрийских комплексов.

Глобальным стратотипом этих образований может служить гнейсово-гранулитовый комплекс Алданского щита, выделенный под названием **алдания**. Он представлен наиболее полно и не претерпел такой существенной переработки более поздними процессами метаморфизма и гранитизации, как аналогичные комплексы других щитов. Хотя радиологические определения возраста пород алдания нередко дают «типичные» для подобных образований значения — 1,9—2 млрд. лет, отдельные цифры, полученные для гнейсов и заключенных среди них гранитоидов калий-аргоновым и свинцово-изохронным методом по валовым пробам, составляют около 3500 млн. лет [133]. Поскольку геологические данные указывают на самое низкое положение пород алдания в разрезе докембрия Сибири, Л. И. Салоп [133] считает, что, «по всей вероятности, значение возраста около 3500 млн. лет отвечает времени первоначального глубинного метаморфизма и ультраметаморфизма пород алданской серии, а меньшие значения обусловлены явлениями «омоложения», связанными с воздействием на древние породы щита двукратного

более слабого метаморфизма (2600—2800 и 1900 млн. лет назад)» (с. 51).

Явления «омоложения» древних высокометаморфизованных комплексов неоднократно наложенными процессами отмечаются в настоящее время многими исследователями. Эти явления, в частности, характерны для докембрия Африканской платформы, где имеются гнейсово-гранулитовые комплексы возрастом более 3 млрд. лет, в которых главная фаза метаморфизма замаскирована наложенными процессами 2 млрд. лет назад [179].

При определении изотопного возраста пород подольского чарнокитного комплекса и бугской серии максимальное количество цифр приходится на интервал 1,9—2,0 млрд. лет [148]. Этот рубеж можно принять за дату последнего крупного события, по-видимому, синхронного этапу активизации Украинского щита, замаскировавшему более древний основной метаморфизм и гранитизацию пород бугской серии. Сравнительно недавно полученные изотопные определения подтверждают более древний возраст чарнокитового комплекса. Так, по данным Н. П. Щербака и Г. Г. Виноградова, возраст циркона из габбро-амфиболита Гайворонского карьера составляет 2400—2700 млн. лет [184].

Таким образом, учитывая последние данные изотопной датировки пород подольского комплекса и, главное, сопоставляя формационный тип докембрия Побужья с глобальным стратотипом (алданием) и архейскими разрезами других щитов (докембрийский разрез Побужья вполне сходен с разрезами дагомия Гвинейского щита и гнейсового пояса Лимпопо в пределах Южно-Родезийского кратона), возраст бугской серии и связанного с ней подольского комплекса следует считать архейским.

Важное значение имеет установление не только архейского возраста описываемого комплекса пород, но и его соотношения с другими архейскими комплексами Украинского щита. Поскольку абсолютно достоверных данных о таких взаимоотношениях нет, приходится ограничиться косвенными фактами по другим щитам.

В центральной части Украинского щита выявлены еще две серии метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород с достоверным архейским возрастом — росинско-тикичская и конкско-верховцевская, которые многими геологами идентифицируются с известной серией Киватин Канадского щита и так называемыми «первичными» системами (Себаквийской, Булавайской и Шамвайской) Южной Африки. Последние, по данным изотопных методов, имеют возраст выше 3 млрд. лет, что вполне увязывается и с результатами определения радиологического возраста пород росинско-тикичской и конкско-верховцевской серий.

Данные абсолютной геохронологии, казалось бы, свидетельствуют в пользу того, что бугская гнейсовая серия моложе ро-

синско-тикичской и конкско-верховцевской, однако геологические материалы показывают обратное.

Действительно, в Южной Африке и на Канадском щите относительно слабо метаморфизованные «первичные» системы и серия Киватин располагаются в соседстве с высокометаморфизованными гранитизированными комплексами, перекрывая их. В базальных конгломератах серии Киватин и ее аналогов в различных районах Канадского щита широко развиты гальки гранитов, гнейсов, гранодиоритов и диоритов, подобных породам, окружающим эту серию [133]. Аналогичные конгломераты развиты и в низах Себаквийской системы [70]. Изучение докембрия Южно-Родезийского кратона показывает, что Себаквийская и Булавайская системы в пределах пояса Лимпопо образуют синклинали и залегают на гранулитовом основании. Следовательно, все эти относительно слабо метаморфизованные нуклеарные, по Е. В. Павловскому, комплексы формируют верхний структурный этаж архея, а нижний этаж представлен сильно дислоцированными гранитизированными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой (высокой ступени) фаций.

Интересно в этом отношении замечание О. А. Вотеха, касающееся тектонического районирования фундамента древних платформ [31]: «Е. В. Павловский к нуклеарным комплексам относит не только гнейсовые и гранитовые купола, но и залегающие между ними слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы типа серии Киватин Канадского щита. Такое понимание нуклеарных комплексов не соответствует целям районирования по структурно-вещественным признакам, так как приводит к тому, что различные структурные этажи фундамента представляются в виде одного комплекса. Древние сравнительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи следует выделить в особый тип тектонических комплексов — протоплиты, которые могут рассматриваться как метаморфические аналоги платформенных чехлов» (с. 49).

Ко всему изложенному можно добавить, что в пределах Голваневского блока на участке сочленения пород бугской и росинско-тикичской серий последняя образует синклинали и, по всей вероятности, залегают на бугской серии.

Таким образом, учитывая геологические данные, бугскую серию следует поместить в нижнюю часть разреза архея, а конкско-верховцевскую и росинско-тикичскую — в верхнюю. Возникающее при этом противоречие с данными абсолютной геохронологии легко объяснить общим принципом: чем менее метаморфизованы и гранитизированы породы, тем легче получить в них радиоактивные датировки, отвечающие моменту седиментации. По нашему мнению, истинный возраст седиментации пород бугской серии древнее 3,5 млрд. лет (по аналогии с алданием), однако он был «завуалирован» многократными наложенными

процессами, главные фазы которых произошли 2,7 и 2,0 млрд. лет назад, о чем свидетельствуют данные радиогеохронологии.

По нашим данным [42], разрез бугской серии следующий (снизу вверх): *ятранская свита* — гнейсы и кристаллосланцы гиперстен-плаггиоклазовые, двупироксен-плаггиоклазовые, гранат-пироксен-плаггиоклазовые с редкими и маломощными прослоями магнетитовых кварцитов и телами (возможно, метасоматическими) кальцифиров; *кошаро-александровская свита* — гнейсы гранат-биотит-плаггиоклазовые, пироксен-гранат-биотит-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые, графит-биотит-плаггиоклазовые, гранат-кордиерит-силлиманит-плаггиоклазовые, белые полевошпатовые кварциты; *хоцевато-завальевская свита* — кальцифиры, мраморы, магнетитовые кварциты, амфиболиты и габбро-амфиболиты (с линзами и интрузивными залежами гипербазитов), биотитовые гнейсы. В таком виде разрез бугской серии достаточно хорошо коррелируется с разрезами древнейших метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ сибирского докембрия — далдынской, верхнеанабарской, хапчанской и верхнелямуйской серий Анабарского щита [123], катархеем бассейна р. Сутам и нижней частью курультиногонамского комплекса края Зверева на Алданском щите [53]. Это и служит основанием для отнесения бугской серии к древнейшей стратиграфической единице земной коры — алданию.

Возраст нижней части курультиногонамского комплекса края Зверева, по данным В. А. Глебовицкого и др. [52], — 4500—4580 млн. лет, т. е. близок к возрасту лунной коры. Это позволило М. З. Глуховскому и Е. В. Павловскому [53] высказать мысль о том, что катархей бассейна р. Сутам и края Зверева представляет собой реликт базальтовой земной коры «лунного» этапа развития, когда «гранитный» слой еще не сформировался. Свой вывод авторы подтверждают петрохимическими данными, которые указывают на сходство катархейских основных пород бассейна р. Сутам с толеитовыми и лунными базальтами по содержанию главных окислов. Глиноземистые породы могли сформироваться, по мнению авторов, в результате метаморфизма продуктов дезинтеграции базальтового ложа — граувакк; кварциты имеют хемогенную природу и образовались при химическом выветривании пород основного состава, что было доказано еще Н. В. Фроловой [170].

В этом отношении небезынтересно сравнить химический состав основных пород бугской серии с данными, приводимыми М. З. Глуховским и Е. В. Павловским (табл. 1).

Как видим, химический состав основных пород бугской серии и бассейна р. Сутам идентичен.

Ранее нами [45] было показано, что наблюдаемые на современном эрозионном срезе участки пород ятранской свиты бугской серии в момент главной фазы ультраметаморфизма и гранитизации располагались ниже зоны гранитизации.

Сравнительный химический состав некоторых основных пород

| Компонент | I | II | III | IV | V |
|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------|
| SiO ₂ | 47,48 | 45,6 | 43,1 | 48,34 | 45,67 |
| TiO ₂ | 1,08 | 1,7 | 9,0 | 1,07 | 1,07 |
| Al ₂ O ₃ | 15,53 | 8,3 | 11,2 | 14,45 | 14,29 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,41 | 2,3 | — | 4,26 | 5,67 |
| FeO | 10,65 | 10,2 | 17,4 | 8,52 | 8,23 |
| MnO | 0,37 | 0,1 | 0,21 | 0,17 | 0,19 |
| MgO | 9,71 | 21,7 | 7,0 | 9,94 | 10,95 |
| CaO | 9,35 | 7,5 | 11,5 | 9,87 | 10,96 |
| Na ₂ O | 1,73 | 1,3 | 0,5 | 1,85 | 1,29 |
| K ₂ O | 0,39 | 0,4 | 0,14 | 0,50 | 0,33 |

Примечание: I — породы основного состава, катархей, р. Сутам [53]; II — океанит, п^о Г. Террелло [221]; III — лунные породы (среднее из трех проб) [221]; IV — нориты и габбро-нориты, архей, Среднее Побужье (среднее из шести проб) [166]; V — габбро-амфиболиты, архей, Среднее Побужье (среднее из пяти проб) [166].

Сопоставляя все эти данные, можно предположить, что низы разреза бугской серии представляют собой высокометаморфизованную догранитную кору базальтового состава. При этом следует учитывать указание К. Ито и Дж. Кеннеди [78], что при региональном метаморфизме базальтов и переходе базальт — гранатовый гранулит — эклогит химический состав существенно не изменяется. Эклогитоподобные породы, залегающие среди образований ятранской свиты (р. Южный Буг, между селами Завалье и Сальково) описаны И. С. Усенко и И. Б. Щербаковым [165]. Здесь же встречены и анортозиты, широко распространенные на Луне.

По аналогии с катархеем бассейна р. Сутам можно считать, что высокоглиноземистые и другие породы верхних частей разреза бугской серии являются высокометаморфизованными продуктами дезинтеграции базальтового ложа первичной коры, а первые гранитоиды и мигматиты образовались в средней ее части в результате ультраметаморфизма и гранитизации пород кошаро-александровской свиты. Такое представление сложилось у нас при изучении докембрия Среднего Побужья еще в 1969 г. [40].

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Кольцевое обрамление. Как было указано выше, кольцевое обрамление Северо-Украинского тектоноконцентра состоит из кольцевого вала и кольцевого пояса синклиналиных трогов.

Кольцевой вал представлен следующими друг за другом Хмельницким, Шаргородским, Кодымским, Бондуrowsким, Голованевским, Каневским и Осницким приподнятыми блоками. Во

всех блоках, кроме последнего (в Каневском по геофизическим данным), на поверхность выходят архейские образования бугской и, отчасти, росинско-тикичской серий, подольского и звенигородского ультраметаморфических комплексов.

В пределах слабо изученного Осницкого блока в настоящее время известны только среднепротерозойские образования клеовской серии и осницкого комплекса. Мы предполагаем, что эти породы — результат процессов тектоно-магматической активизации, широко проявившихся на щите в конце раннего и в среднем протерозое. Основную же канву Осницкого блока должны составлять более древние образования, в настоящий момент еще не выявленные.

Складчатые структуры в породах бугской и росинско-тикичской серий отражают последовательный ряд событий в формировании нескольких структурных этажей [45]. Нижние горизонты бугской серии, представленные породами ятранской свиты, слагают наиболее приподнятые части блоков, например Ятранский горст, где они образуют линейные сжатые складки различных простираний. Породы кошаро-александровской и хошеватозавальевской свит залегают на них, образуя синклинии (например, Первомайско-Голованевский). В пределах таких крупных синклиналий развиты многочисленные небольшие гранито-гнейсовые купола (от 3 до 10 км в поперечнике), крылья которых сложены породами кошаро-александровской и хошеватозавальевской свит, а в ядрах залегают граниты и мигматиты, образовавшиеся в результате ультраметаморфизма и гранитизации тех же пород.

Между ятранской и кошаро-александровской свитами наблюдается определенное структурное несогласие [40], что дает право на перевод ятранской свиты в разряд серии, слагающей наиболее древний структурный этаж.

Породы росинско-тикичской серии слагают только синклиналии в отличие от пород бугской серии и подольского комплекса, как это видно в северной части Голованевского блока.

В целом план складчатых структур почти повсеместно подчинен контурам кольцевого вала. Простирание складок на значительной территории совпадает с простиранием осевой части вала, а в тех местах, где не совпадает (например, в южной части Голованевского, на юге Каневского, в пределах Шаргородского и Хмельницкого блоков), концы осей складчатых структур все же заворачивают параллельно ограничивающим вал разломам (рис. 13).

Параллельно кольцевому валу с внутренней его стороны прослеживается кольцевой пояс синклиналий трогов. Под трогом (или синклиналием трогом) как тектонической структурой (в отличие от первоначального понятия «ледниковая долина») в настоящее время понимается линейно вытянутая узкая грабе-

ноподобная впадина, ограниченная с одной или двух сторон разломами и заполненная осадочно-вулканогенными породами. Последние могут быть метаморфизованы и гранитизированы.

Возраст троговых структур определяется возрастом заполняющих их пород. Однако следует иметь в виду, что в древних глубоко эродированных трогах на поверхность могут выступать

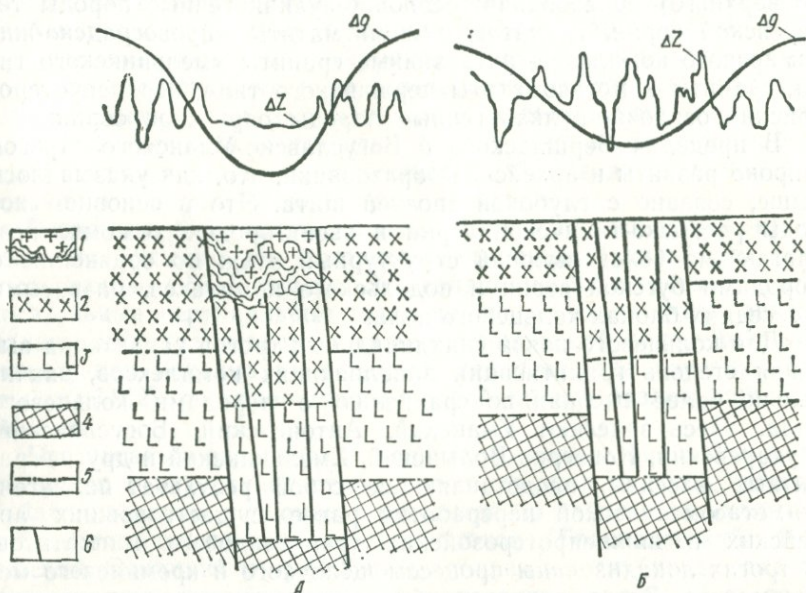


Рис. 15. Характер физических полей над слабо (А) и сильно (Б) эродированными трогами древних щитов:

1 — собственно «гранитный» слой (гранитизированные вулканогенно-осадочные формации, заполняющие слабо эродированный трог), 2 — «гранулитовый» слой, 3 — «базальтовый» слой, 4 — мантия, 5 — плотностные границы, 6 — разломы.

породы, слагающие их днища и практически одновозрастные с вмещающими комплексами. В этом случае на поверхности фиксируются лишь ограничивающие трог разломы; других геологических доказательств существования троговой структуры нет. Для выявления и оконтуривания подобной структуры следует применять геофизические данные, поскольку геофизические параметры и у явных, и у эродированных трогов могут быть близкими, как это видно из рис. 15. Наличие гравитационных минимумов над глубоко эродированными троговыми структурами объясняется опусканием всего блока земной коры, заключенного между разломами, в результате чего погруженными оказываются все плотностные границы.

Пояс синклиналиных трогов Северо-Украинского тектоноконцентра представлен следующими друг за другом Летичевским,

Бершадским, Богуславско-Уманским, Бориспольским и Великоселищанско-Овручским трогами (рис. 14). Ширина кольцевой системы трогов от 7 до 35 км, глубина погружения, по данным ГСЗ и результатам количественных расчетов гравитационных аномалий, от 2 до 10 км. На тех участках, где трог изучен достаточно хорошо, в них вскрыты протерозойские (от нижнего до верхнего) образования: осадочно-вулканогенные породы тетеревской серии, гранитоиды и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса, интрузивные граниты хмельникского типа, граниты и метасоматиты пержанского типа, верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы овручской серии.

В пределах Бершадского и Богуславско-Уманского трогов широко развиты и архейские образования, что, как указывалось выше, связано с глубокой эрозией щита. Это в основном породы росинско-тикичской серии и звенигородского комплекса, слагающие более высокий структурный этаж по сравнению с породами бугской серии и подольского комплекса, развитыми в соседних блоках кольцевого вала.

Для кольцевого пояса синклинали трогов характерна высокая степень гранитизации заполняющих комплексов, значительно более высокая по сравнению с породами кольцевого вала. Здесь залегают Уманский, Антоневский, Богуславский, Мухаревский, Новоград-Волынский, Хмельникский и другие гранитные массивы, представляющие собой результат палингено-метасоматической переработки ранее существовавших архейских и нижнепротерозойских гранитоидов и мигматитов. В трогах локализованы процессы щелочного и кремниевого метасоматоза. Это обусловлено более высоким уровнем эрозионного среза трогов (в сравнении с эрозионным срезом окружающих приподнятых блоков), проходящего внутри или выше главной зоны гранитизации.

Как и в пределах кольцевого вала, складчатость комплексов, заполняющих троговые структуры, подчинена общей конфигурации кольцевого пояса трогов. Это наблюдается и в Великоселищанско-Овручском, и в Богуславско-Уманском, и в Бершадском трогах. Однако не следует забывать, что на участках глубокой эрозии в трогах выступают породы дна, план складчатых структур которых отражает структуру внутрикольцевого пространства (ее описание будет дано ниже).

Важным элементом обрамления Северо-Украинского тектонического центра является кольцевая система глубинных разломов, ограничивающих кольцевой вал и синклинали трог (см. рис. 13, 14).

Наиболее ярко выражены дуговые сбросы, отделяющие кольцевой вал от системы трогов. Это Меджибожский, Ободовский, Тальновский, Ядлов-Трактемировский, Суцано-Пержанский глубинные разломы, проявляющиеся в виде зон катаклаза и милонитизации, дробления и брекчирования, развития метасоматоза,

а также в виде сдвиговых деформаций. Ширина разломов от нескольких сотен метров до 3 км.

Рассматриваемые разломы оказывали огромное влияние на процессы складкообразования, происходившие в примыкающих участках кольцевого вала и пояса синклинальных трогов. Как правило, полосчатость осадочно-метаморфических пород и осевые линии складок, имеющие определенное направление, при приближении к разлому разворачиваются параллельно ему. Куполовидные складчатые структуры замыкаются на линии разлома, не пересекая его и не пересекаясь им. Это касается как самых древних, так и относительно молодых комплексов, на основании чего можно сделать вывод о древнем возрасте кольцевой системы разломов, существовавшей еще до складкообразования в породах бугской серии.

Разломам, отделяющим кольцевой вал от пояса трогов, отвечают наибольшие горизонтальные градиенты силы тяжести, достигающие 4,5—5 мгл/км. Это свидетельствует о том, что относительные вертикальные перемещения крыльев здесь максимальны и локализованы в сравнительно узкой зоне. Действительно, как показывает детальное геологическое изучение таких зон [162], они представляют собой единый разлом шириной 1—3 км.

Что касается ограничения кольцевого вала с внешней и пояса трогов с внутренней сторон, то здесь, как правило, можно наблюдать серию разломов с относительно небольшой амплитудой вертикального перемещения блоков (Голованевский, Каневский, Осницкий и др.). Кроме того, не все глубинные разломы, ограничивающие кольцевой пояс синклинальных трогов с внутренней стороны, фиксируются на поверхности прямыми геологическими методами. Так, Маньковский разлом, ограничивающий Богуславско-Уманский трог с запада, выражен четкой гравитационной ступенью, однако в аномальном магнитном поле и по геологическим признакам проявляется слабо. Можно сделать вывод, что данный разлом пересекает и смещает по вертикали нижние структурные этажи, но слабо затрагивает верхний структурный этаж земной коры. То же можно сказать о Киевском и некоторых других разломах. Подтверждение этому усматривается в том, что внутритроговые комплексы, такие, как граниты уманского и богуславского типа, выходят за пределы кольцевого пояса синклинальных трогов и распространяются во внутрикольцевое пространство.

Следовательно, кольцевое обрамление характеризуется асимметричным профилем: наиболее резкое перемещение кольцевого вала и пояса трогов относительно друг друга наблюдается по разделяющему их разлому; во внешней части вала поднятие блоков происходит ступенеобразно, распределяясь на значительной территории; то же можно сказать о зоне перехода между кольцевым поясом трогов и внутрикольцевым пространством.

Схематизированный усредненный профиль кольцевого обрамления изображен на рис. 16.

Внутрикольцевое пространство. Здесь, как и в кольцевом обрамлении, развиты архейские и протерозойские комплексы. Однако наиболее глубинные породы (гиперстенновые и двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы ятранской свиты) имеют ограниченное распространение. Значительные площади занимают образования второго архейского этажа — аподиабазовые ам-

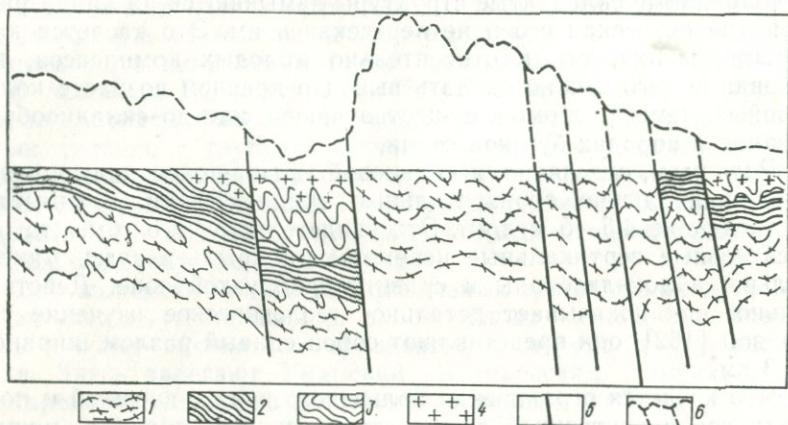


Рис. 16. Схематический разрез кольцевого обрамления Северо-Украинского тектоноконцентра:

1 — бугская серия и подольский комплекс, 2 — росинско-тикичская серия и звенигородский комплекс, 3 — тетереvская и ингульская серии, 4 — кировоградско-житомирский комплекс, 5 — разломы, 6 — эродированная часть кольцевого обрамления.

фиболиты и гнейсы росинско-тикичской серии, гранодиориты и мигматиты звенигородского комплекса.

Как уже отмечалось, структура внутрикольцевого пространства не конформна кольцевому обрамлению. Здесь преобладают два, как бы наложенных друг на друга структурных плана, по различному отражающихся в магнитном и гравитационном полях. Первый — план крупных складчатых структур, отражающихся в генеральных особенностях аномального магнитного поля, — представлен значительными по величине (30—100 км в поперечнике) куполами и овалами, размещенными во внутрикольцевом пространстве без видимой упорядоченности. На тектонической карте Северо-Украинского тектоноконцентра (см. рис. 13) этот план выражен направлением полосчатости докембрийских комплексов.

Овальные структуры наблюдаются в районе городов Винницы (так называемый Литинский купол), Гайсина, Фастова, Новоград-Волынского, южнее г. Бердичева и т. д., практически полностью заполняя все внутрикольцевое пространство и остав-

ля незначительное место для межовальных или межкупольных синклиналей.

В. А. Рябенко [129, 130], длительное время занимавшийся изучением купольной тектоники западной части Украинского щита, пришел к выводу, что рассматриваемые структуры отражают глубокое своеобразие характера складчатости раннедокембрийского фундамента, обусловленное взаимосвязью процессов магматизма, метаморфизма и складкообразования. Купола раннего докембрия, по его мнению, формировались в условиях размягченного состояния коры в течение единого периода развития раннедокембрийской геосинклинальной зоны, начиная с осадконакопления и кончая консолидацией превращенных в мигматиты и граниты толщ. Это первичные очаги мигматизации, изометричная форма которых объясняется слабой латеральной расчлененностью первичной земной коры и малой дифференцированностью рельефа.

Автор указывает на усложнение крупных куполовидных структур средней и мелкой складчатостью вплоть до плейчатости, ориентированной как параллельно, так и нормально к контуру структуры. Складкообразование тесно связано с явлениями магматизма, поэтому мигматиты и граниты участвуют в строении складчатых форм даже самого высокого порядка, а останцы, шпильки и ксенолиты в гранитах везде сохраняют ориентированное положение, соответствующее простиранию структур и форме куполов.

Необходимо подчеркнуть то важное обстоятельство, что рассмотренный план-узор складчатости древних комплексов, заполняющих внутрикольцевое пространство, полностью вписывается в рамки этого пространства, не пересекая кольцевое обрамление и не пересекаясь им. Этим доказывается автономность тектонической системы центра, независимость ранних стадий его развития от развития окружающей территории. Определяющими в формировании пликативных структурных элементов были динамические напряжения, связанные с возникновением и развитием кольцевой структуры.

Второй структурный план, наложенный на первый, отражается в гравитационном поле и частично в магнитных аномалиях. Он выражен несколькими блоками, сформированными разломами диагональной системы.

Выделяются шесть основных блоков (Винницкий, Бердичевский, Самгородокский, Гайсинский, Фастовский и Новоград-Вольнский), ограниченных глубинными разломами, по которым произошли значительные вертикальные перемещения. Первые пять блоков приподняты: в них на поверхность выступают породы архея и им отвечают положительные гравитационные аномалии. Новоград-Вольнский блок относительно опущен: в нем развиты протерозойские образования. Внутри рассматриваемых крупных блоков наблюдается более мелкая блокировка

(также с диагональными и ортогональными ограничениями), однако заметных вертикальных перемещений мелких блоков не видно.

Глубинные разломы, ограничивающие блоки внутрикольцевого пространства, относятся почти исключительно к диагональной (СЗ 315° и 325° — СВ 45° и 65°) и ортогональной ($0-90^\circ$) системам либо состоят из сочетания отрезков этих систем. По частоте встречаемости явно преобладает диагональная сетка разрывов.

Участки межблокового пространства представляют собой троговые структуры, ограниченные парами разломов и характеризующиеся всеми геолого-геофизическими признаками, перечисленными выше для синклинальных трогов кольцевого обрамления. Наиболее крупные структуры — Полонско-Городницкий, Андреевичско-Житомирский, Кочеровский, Котюжинский, Хмельникско-Стрижавский, Немировский, Ладыжинский, Ставищанский трогои. Большинство их имеет северо-западное и северо-восточное простирание. В трогах широко развиты нижнепротерозойские образования, интрузивные гранитоиды хмельникского типа, а в Немировском и Хмельникско-Стрижавском трогах известны даже проявления нижнепалеозойского вулканизма.

Ширина троговых зон внутрикольцевого пространства сравнительно невелика: она изменяется от 7 (Хмельникско-Стрижавский, Летичевский, Христиновский трогои) до 30 км (Немировский и Кочеровский трогои). Именно незначительность поперечных размеров заставляет некоторых исследователей сомневаться в троговой, грабеновой природе этих зон. Однако заметим, что грабены такой ширины не редкость. Например, известная «борозда» Скалистых гор, вытягивающаяся на 1600 км, на отдельных отрезках имеет ширину всего 7 км [101]. Средняя ширина грабенов Леванта (залив Акаба — Мертвое море — Эль-Габ) не превышает 10 км, сужаясь в отдельных местах до 7 км, при общей протяженности полосы грабенов около 1000 км [118]. Ширина ограниченных разломами депрессий Западного Забайкалья от 8 до 20—30 км [169].

Учитывая локализацию в трогах внутрикольцевого пространства нижнепротерозойских формаций (на фоне архейских формаций окружающих блоков) и их структурную подчиненность простиранию трогов, возраст формирования описываемых структур следует считать раннепротерозойским. Трогои начали формироваться на сравнительно жесткой коре, консолидированной в процессе образования двух архейских структурных этажей. Если в архее, как было отмечено выше, тектонический режим во внутрикольцевом пространстве определялся высокой пластичностью всей коры, слабым проявлением однонаправленных напряжений (напряжения, связанные с ротацией Земли, естественно, существовали, но они не могли противостоять тектоническим

силам куполообразования, для проявления которых пластичность среды — необходимое условие), то в раннем протерозое земная кора реагировала на напряжения в основном как хрупкое тело. Формирование геологических структур стало во многом определяться планетарной трещиноватостью.

Наложение прямоугольной сетки раннепротерозойских трогов на плавно изгибающиеся, округлые и овальные структурные формы архейского и, отчасти, того же протерозойского фундамента и отражает смену субгеосинклинального режима развития субплатформенным.

История геологического развития

Для уяснения этапности геологического развития Северо-Украинского тектоноконцентра суммируем в сжатом виде некоторые важные детали его строения.

1. Древнейшие породы района, представленные гнейсово-сланцевой толщей бугской серии, образовались на месте древней базальтоидной коры. Гиперстен-плагноклазовые и двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы и гнейсы ятранской свиты представляют собой метаморфизованные в условиях гранулитовой фации основные лавы и интрузивные образования, а гнейсы и кварциты кошаро-александровской и хоцевато-завальевской свит — продукты их дезинтеграции.

2. Кольцевая система разломов существовала уже до складкообразования пород бугской серии. Можно полагать, что она образовалась сразу после формирования относительно твердой базальтовой коры.

3. Породы росинско-тикичской серии моложе пород бугской серии и слагают более высокий структурный этаж.

4. Складчатость в породах бугской и росинско-тикичской серий подчинена конфигурации основных элементов тектоноконцентра — кольцевого обрамления и внутрикольцевого пространства. Следовательно, динамические напряжения, формировавшие складчатость, развивались в рамках самой кольцевой структуры и связаны с ее эволюцией. Факты, свидетельствующие о более глобальных тектонических силах, которые бы действовали на первых этапах за пределами тектоноконцентра и оказывали влияние на развитие складчатости внутри самой структуры, не обнаружены.

В свете изложенного нам представляется, что возникновение и развитие Северо-Украинского тектоноконцентра началось еще на этапе остывания и затвердевания догранитной коры, когда дневная поверхность в исследуемой части Земли представляла собой относительно ровное плато, сложенное бесчисленными нагроможденными друг на друга основными лавовыми покровами и потоками, пронизанными интрузиями ультраосновных и основных пород.

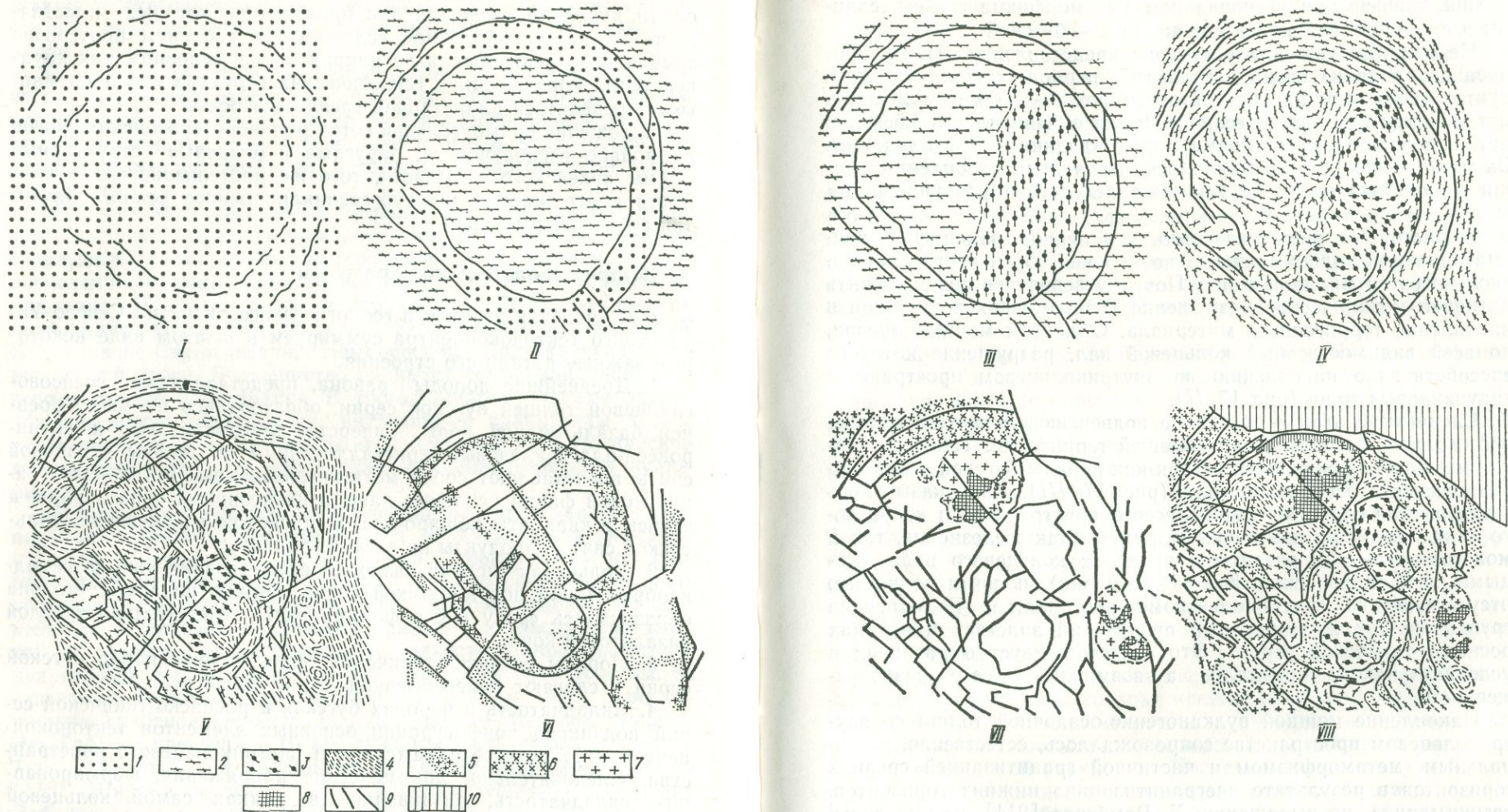


Рис. 17. Этапы развития Северо-Украинского тектоноконцентра:

I — формирование кольцевой системы разломов в базальтовой коре, *II* — образование кольца излияние основных лав во внутрикольцевое пространство, опускание кольцевого вала, *IV* — ложение нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных формаций, *VI* — раннепротерозойская тектоноконцентра; *I* — базальтовая кора, *2* — продукты дезинтеграции базальтовой коры, из кото валась росинско-тихичская серия, *4* — вулканогенно-осадочные породы тетеревской и ингуль стки, измененные процессами среднепротерозойской активизации, *7* — рапакизи коростенского Днепровский грабен.

Начальный (лунный) этап ознаменовался появлением кольцевой системы разломов (рис. 17, *I*), поднятием кольцевого вала и опусканием внутрикольцевого пространства, заполняемого новыми порциями основных лав и продуктами деятельности фумарол. В условиях относительно высоких температур того периода должен был активно протекать, по Н. Ф. Фроловой [170],

вого вала и заполнение опущенных участков продуктами разрушения базальтовой коры, *III* — формирование нуклеарной структуры тектоноконцентра, *V* — субгеосинклиальный этап — от активизация, *VII* — среднепротерозойская активизация, *VIII* — современная структура тектоных сформировалась бугская серия, *3* — покров основных эффузивов, из которого сформировской серий, *5* — участки, измененные процессами раннепротерозойской активизации, *6* — участкомплеса, *8* — габбро-анортозиты коростенского комплекса, *9* — разломы, *10* — Припятско-

процесс разложения базальтоидных пород, подобный латеритному выветриванию: распад каолиновой молекулы, вынос щелочных и щелочно-земельных металлов, десилификация первичных пород и накопление в продуктах разрушения, остающихся на месте, свободных окислов железа, глинозема и, частично, свободного кремнезема. Таким образом происходило накопление

толщи, давшей при региональном метаморфизме гнейсы, сланцы и кварциты алдания и его аналога — бугской серии.

Необходимо учесть, что в своих представлениях Н. В. Фролова исходила из очень длительного периода накопления продуктов дезинтеграции базальтового ложа — не менее 2 млрд. лет, так как в то время возраст Земли определялся в 4,5 млрд. лет, а возраст метаморфизма пород алдания — в 2 млрд. лет. За такой период представлялось вероятным накопление толщи мощностью около 20 км даже вследствие разрушения на месте.

В настоящее время известно, что период накопления рассматриваемой толщи значительно короче [65] и составляет несколько сотен миллионов лет. Поэтому вероятнее предположить активное механическое разрушение воздымавшихся участков и накопление терригенного материала. Объектом мощной эрозии, по всей видимости, был кольцевой вал, разрушение которого способствовало накоплению во внутрикольцевом пространстве граувакковых толщ (рис. 17, II).

Следующий этап — опускание подвергнувшегося эрозии кольцевого вала ниже уровня окружающей территории. Такое опускание мы можем предположить, так как породы бугской серии широко развиты в пределах вала (рис. 17, III). Как указывалось выше, состав серии внутрикольцевого пространства и кольцевого вала несколько различен: кварциты (как железистые, так и мономинеральные) развиты в пределах кольцевого вала (Кодымский, Бандуровский, Каневский блоки) и почти полностью отсутствуют во внутрикольцевом пространстве (Володарская группа мелких железорудных проявлений залегает в породах росинско-тикичской серии). Это свидетельствует о различии в условиях накопления толщ, а возможно, и его одновременности.

Накопление мощной вулканогенно-осадочной толщи во внутрикольцевом пространстве сопровождалось, естественно, региональным метаморфизмом и частичной гранитизацией средних горизонтов в результате «дегранитизации» нижних горизонтов, «выжимания», по выражению Х. Рамберга [214], из них воды, кремнезема, щелочных элементов. В этот период формировались различные гнейсы, чарнокиты, чудново-бердичевские мигматиты, виннициты. Начали формироваться первые очаги мигматизации с образованием крупных овальных структур типа Литинского купола и т. д. Данную стадию развития можно отнести к началу нуклеарного периода, по Е. В. Павловскому (древнее 3,5 млрд. лет).

Далее произошло новое опускание внутрикольцевого пространства и заполнение его восточной части мощным покровом пород спилит-диабазовой формации, давших амфиболиты и гнейсы росинско-тикичской серии (рис. 17, III).

Завершение нуклеарного периода (3,5—2,6 млрд. лет) озна-

меновалось метаморфизмом и гранитизацией пород росинкотикичской серии, реоморфизмом подстилающих ее мигматитов предыдущего цикла, формированием гранито-гнейсовых куполов и овалов на территории развития пород этой серии, завершением куполообразования на остальной части внутрикольцевого пространства, в результате чего окончательно сформировался «нуклеарный» тип его структуры (рис. 17, IV).

Структура кольцевого вала в этот же период формировалась на фоне дифференциальных вертикальных движений отдельных его блоков и сдвиговых деформаций вдоль ограничивающих разломов. Большая подвижность кольцевого вала и разделение его сближенными разломами кольцевой системы обусловили возникновение сравнительно мелких складчатых форм — линейных складок и куполов (1—10 км в поперечнике), зажатых между разломами.

Новый период в истории развития Северо-Украинского тектонического центра наступил в раннем протерозое, когда вся территория была перекрыта мощной толщей терригенных и вулканогенных образований тетеревской и ингульской серий (рис. 17, V). Хотя в настоящее время нижнепротерозойскими породами занято меньше половины территории центра, можно предположить первоначальное их повсеместное развитие, так как практически весь архейский фундамент прошел стадии диафтореза в условиях амфиболитовой фации и омоложения на рубежах 2,6; 2,2; 2,0 млрд. лет. Подобный процесс, связанный с привносом воды и калиевым метасоматозом, мог осуществляться лишь при наличии мощной крыши из водосодержащих пород, какими были терригенные образования тетеревской и ингульской серий.

В раннем протерозое проявились диагональная и ортогональная системы разломов, которые прежде не играли существенной роли в тектогенезе, так как ротационные напряжения были слабее напряжений, связанных с кольцевой тектоникой и формированием нуклеарной структуры. После консолидации архейского фундамента ротационные напряжения проявились в виде систем крупных прямолинейных разломов, разбивших внутрикольцевое пространство и кольцевой вал на блоки. Разломы развивались как узкие грабены и, заполняясь нижнепротерозойскими осадками, приобретали вид троговых структур. В трогах и опущенных блоках мощность нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных формаций была максимальной.

Гранитизация и складчатость нижнепротерозойских формаций с превращением их в мигматиты и автохтонные граниты кировоградско-житомирского комплекса произошли на рубеже 2,3—2,2 млрд. лет, о чем свидетельствует возраст высокотемпературного диафтореза архейских образований [184, 185], а также возраст некоторых гранитов и мигматитов кировоградско-житомирского комплекса [188].

На рубеже раннего и среднего протерозоя (2000—1900 млн. лет) произошел поворотный момент в развитии троговых структур: эти линейные зоны локализовали процессы гранитоидного магматизма, щелочного и кремнивого метасоматоза. Известные гранитные массивы этого возраста, такие, как Уманский, Антоновский, Богуславский, Мухаревский, Новоград-Волынский, граниты хмельниковского типа, представляющие собой продукты палингенно-метасоматической переработки ранее существовавших архейских и нижнепротерозойских гранитоидов и мигматитов, сосредоточены, за редкими исключениями, именно в пределах трогов. Вне трогов развиты нижнепротерозойские породы, сформировавшиеся в результате ультраметаморфического и ультраметаморфогенно-анатектического * преобразования гнейсов тетевской и ингульской серий и представленные различными мигматизированными гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами, которые связаны постепенными переходами с субстратом и сохраняют его структуру.

Пространственное обособление гранитоидов в определенных узко локальных зонах Украинского щита отмечалось Г. К. Кужеловым [94, 96], О. И. Слензаком [139], Ю. Ир. Половинкиной [121], И. Б. Щербаковым [185], И. С. Усенко и др. [164]. Г. К. Кужелов и Ю. Ир. Половинкина характеризовали эти зоны как антиклинории, О. И. Слензак — как «зоны разломной гранитизации», протекавшей в виде процесса спонтанно-метаморфической дифференциации первичной земной коры в твердом состоянии (по типу распада твердых растворов).

Однако, учитывая изложенное выше, следует признать, что развитие процессов гранитоидного магматизма, а также щелочного и кремнивого метасоматоза обусловлено здесь активизацией древних и заложением новых крупных разломов, которые служили проводниками сравнительно интенсивного теплового потока.

Данные радиогеохронологических исследований свидетельствуют, как нам кажется, и об обособленности рассматриваемых процессов во времени.

Действительно, как указывалось выше, нижнепротерозойские образования, перекрывавшие архейский структурный этаж на значительной территории и впоследствии уничтоженные эрозией, претерпели максимальный ультраметаморфизм и гранитизацию на рубеже 2250 ± 100 млн. лет. Рассматриваемый рубеж соответствует бугско-подольскому орогеническому циклу в гео-

* Термины *анатексис* и *палингенез* применяются нами в соответствии с предложением В. А. Рудника [36] для разграничения процессов переплавления пород, не прошедших (анатексис) или уже прошедших (палингенез) стадию гранитизации.

хронологической шкале докембрия Украины [136]. Его, по нашему убеждению, необходимо принять и как основную дату формирования ультраметаморфизованных складчатых комплексов раннего протерозоя.

Возраст 1900 ± 100 млн. лет имеют гранитные массивы, располагающиеся главным образом в выделенных нами троговых зонах. Кроме того, как показали исследования Э. Я. Ярошука [188], такие же, и даже более низкие, цифры получают при определении возраста гранитов кировоградско-житомирского комплекса из тектонически сильно переработанных участков (Среднее и Нижнее Побужье, Кировоградский блок).

Учитывая это, процесс формирования гранитов на рубеже 1900 ± 100 млн. лет можно охарактеризовать как послескладчатый, оторванный от конечного этапа развития нижнепротерозойского структурного этажа интервалом в 200—400 млн. лет. Режим развития земной коры исследуемого района в этот период был ближе всего к платформенному или субплатформенному, когда основную роль играли тектоно-магматические процессы в разломных зонах. Промежуточный тип гранитоидов этого периода, их изофациальность и более тесная структурная связь с субстратом, чем у нормальных платформенных гранитов [185], объясняются относительно глубоким современным срезом древней субплатформы, обнажившим корневые части гранитных массивов.

Таким образом, раннепротерозойский период развития Украинского щита в целом и Северо-Украинского тектоноконцентра в частности охватывает два резко различных этапа — субгеосинклинальный и субплатформенный, — каждому из которых отвечает свой тип гранитоидных комплексов. Объединение всех нижнепротерозойских гранитоидов и мигматитов в один кировоградско-житомирский комплекс, по-видимому, нецелесообразно.

Принято считать, что Украинский щит как платформа развивается со среднего протерозоя. Учитывая приведенные выше данные, начало послегеосинклинального периода следует отодвинуть во вторую половину раннего протерозоя.

В этом случае основные этапы послегеосинклинального развития Северо-Украинского тектоноконцентра вкратце сводятся к следующему.

Ранний протерозой (вторая половина). Завершение процессов ультраметаморфизма и складчатости, превращение региона в горную страну, начало ее воздымания и размыва. Активизация разломов и трогов кольцевой системы, образование грабенов диагональной и ортогональной систем. Развитие в трогах процессов палингенеза и метасоматоза, в результате чего формируются тела палингенно-метасоматических гранитов, а в заключительную стадию — разломных щелочных метасоматитов.

Средний протерозой. Продолжение процессов активизации. Возникновение радиальных и кольцевых разломов в

пределах опущенного Новоград-Волынского блока с образованием кольцевых интрузивных тел коростенского комплекса.

Поздний протерозой. Возобновление нисходящих движений в отдельных трогах кольцевой системы, сопровождающееся осадконакоплением и вулканизмом. Формирование овручской серии. Продолжение процессов щелочного метасоматоза в отдельных трогах (Великоселищанско-Овручском) и образование пержанских метасоматитов.

Все три рассмотренных периода характеризуются формированием дайковых поясов.

Палеозой. Локальное развитие вулканизма в Немировском трог северо-восточного простираения — образование вулканических центров в протерозойской Ильинецкой кольцевой структуре, а также в районе сел Печоры, Березны, Глыбочека [23]. Возможно, палеозойский вулканизм в троговых зонах развит значительно шире, однако его изучение затруднено малыми размерами вулканических центров и почти повсеместным развитием мезо-кайнозойского чехла.

Мезозой. Возобновление тектонических движений в кольцевом обрамлении — образование послераннемелового Остерско-Золотоношского поднятия на месте Каневского приподнятого блока.

Как видим, тектонические процессы и магматизм начиная со второй половины раннего протерозоя были сосредоточены в пределах опущенного раннепротерозойского Новоград-Волынского блока и узких троговых структур, секущих как архейские, так и раннепротерозойские блоки*. Это обстоятельство, а также некоторые другие геолого-геофизические особенности сближают рассматриваемый регион с зонами автономной активизации, выделенными А. Д. Щегловым [182, 183]. Среди них можно назвать следующие.

1. Троги, ограниченные разломами диагональной и ортогональной систем и сформировавшиеся в конце раннего протерозоя (Полонско-Городницкий, Летичевский, Новоушицкий, Великоселищанско-Овручский и др.), наложены на складчатые структуры архея и раннего протерозоя, поэтому связанные с ними процессы активизации **автономны** по отношению к предыдущему субгеосинклинальному этапу развития региона. С некоторой долей условности то же можно сказать и о процессах активизации, проходивших в конце раннего протерозоя в трогах кольцевой системы, хотя последние были заложены еще в архее. Очертания гранитных массивов (Уманского, Богуславского), образовавшихся здесь в период активизации, не согласуются с

* Из рассмотрения исключен слабо изученный Осницкий блок северо-западной части кольцевого вала, который одними исследователями трактуется как часть среднепротерозойской геосинклинали, а другими — как область среднепротерозойской активизации.

простираем складчатости архейских и нижнепротерозойских комплексов [185].

2. Процессы внутритроговой и разломной активизации оторваны во времени на 200—400 млн. лет от момента консолидации фундамента, обусловленной складчатостью и гранитизацией архейских и нижнепротерозойских комплексов.

3. Процессы активизации развились одновременно на территории разновозрастных структурных этажей (архейского и нижнепротерозойского), поэтому не могут рассматриваться как завершающие образование складчатых зон, как конечный этап становления раннепротерозойской геосинклинали.

4. Рассматриваемым активизированным депрессионным зонам отвечают депрессии на поверхности М, что, как отмечает А. Д. Щеглов [183], характерно для зон автономной активизации, в частности для впадин Прибайкалья, рифтовой зоны Восточной Африки, Рейнского грабена и др.

5. Для троговых структур и разломов зон автономной активизации примечательно широкое развитие трещинных интрузий типа кольцевых плутонов и вулканоплутонических комплексов. Особенно часто встречаются они в зонах автономной активизации Африканской платформы (плато Джос, северо-восточная часть Судана, Восточно-Африканская рифтовая зона, обрамление Южно-Родезийского кратона). На Украинском щите изучение кольцевых структур начато недавно, но уже сейчас известны такие структуры, как Таужнянская, Нападовская, Ильинецкая, Болтышская. Все они располагаются в пределах выделенных нами трогов (см. рис. 42). Кольцевое строение имеют Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, входящие в активизированные Новоград-Волинский и Кировоградский блоки. Указанные кольцевые структуры имеют различный возраст — от раннепротерозойского до мезозойского, однако все они формировались уже в платформенных условиях, о чем свидетельствует их правильная кольцевая форма, не нарушенная процессами складкообразования.

Необходимо указать и на некоторые черты, отличающие Северо-Украинский тектоноконцентр от тектонотипа зон автономной активизации, рассматриваемого А. Д. Щегловым [183]. За этим отличием скрывается, как нам кажется, недоработанность общих представлений о процессах автономной активизации, учение о которых находится еще в стадии становления.

В качестве зон автономной активизации обычно рассматриваются активизированные структуры, образовавшиеся в фанерозое. При этом считается, что их становление происходит довольно быстро, в один-два геологических периода. Такое положение находится в противоречии с данными по исследуемому нами району, становление и тектоническая жизнь которого как зоны автономной активизации продолжалась около 1,5—2,0 млрд. лет. Однако аналогичное же явление наблюдается и

на некоторых других шитах, представляющих собой типичные зоны автономной активизации. Например, доказано [61, 209], что мезо-кайнозойские грабены Восточно-Африканской рифтовой системы наследуют разрывные структуры, заложенные еще в докембрии. Заложению карруских трогов (пермь — юра) Южно-Родезийского тектоноконцентра предшествовало трогообразование в тех же зонах в раннем протерозое (отложение системы Умкондо).

Нам представляется, что процессы автономной активизации могут начаться сразу же после завершения геосинклинального развития того или иного участка земной коры и импульсивно продолжаться в течение всего последующего периода, минуя чисто платформенный этап или «оставляя» для него весьма короткое время.

Подводя итог рассмотрению истории развития Северо-Украинского тектонического центра, заключаем, что в его становлении выделяется четыре основных этапа или стадии:

начальная стадия, которую мы, вслед за М. З. Глуховским и Е. В. Павловским, называем лунной и в которую происходит возникновение на базальтовой коре кольцевой системы разломов, формирование кольцевого вала и опущенного внутрикольцевого пространства, эрозии кольцевого вала, отложение и метаморфизм вулканогенно-осадочной толщи, давшей бугскую серию (стадия завершилась между 3,5 и 4 млрд. лет тому назад);

нуклеарная стадия, характеризующаяся накоплением мощной вулканогенно-осадочной росинско-тикичской серии, формированием нуклеарной структуры внутрикольцевого пространства и разломно-складчатой структуры кольцевого обрамления (стадия завершилась около 2,6 млрд. лет тому назад);

субгеосинклинальная стадия — отложение, метаморфизм, ультраметаморфизм и складчатость вулканогенно-терригенных пород ингульской и тетеревской серий, завершившиеся около 2,2 млрд. лет назад;

стадия автономной активизации — гранитоидный магматизм, щелочной и кремниевый, метасоматоз, вулканизм в линейных троговых зонах, платформенные интрузии (начало стадии около 2 млрд. лет назад).

На протяжении всех стадий внутрикольцевое пространство представляло собой единый мегаблок, все части которого развивались в едином режиме осадконакопления, метаморфизма, складкообразования, подъема, эрозии и т. д., в то время как кольцевое обрамление тектоноконцентра испытывало частые дифференциальные движения и тектонические перестройки. Поэтому два главных структурных элемента Северо-Украинского тектоноконцентра могут быть охарактеризованы как **стабильное ядро** и **мобильное кольцо**.

Мысль об относительной устойчивости внутрикольцевого пространства и повышенной мобильности кольцевого обрамления

тектоноконцентр была высказана нами в 1973 г. [47]. Интересно, что независимо от нас к аналогичному выводу пришел Н. В. Горлов [55], выделивший «гранит-зеленокаменные области» овальных и округлых очертаний, окаймленные поясами высокометаморфизованных супракрустальных пород. Гранит-зеленокаменные области названы автором древнейшими **стабильными ядрами**, а окаймляющие пояса — древнейшими **мобильными зонами** материковой коры.

ЮЖНО-УКРАИНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНЦЕНТР

Южно-Украинский тектоноконцентр диаметром 375 км проявляется в магнитном и гравитационном поле так же четко, как и Северо-Украинский. Его контуры подчеркиваются кольцевым расположением магнитных аномалий (см. рис. 6) Ингуло-Бугского водораздела на северо-востоке (севернее широты г. Николаева), Херсонской полосой аномалий на востоке и юго-востоке и субширотной дуговой цепочкой аномалий акватории Черного моря и нижнего течения р. Дуная, поворачивающей на северо-запад в район г. Бырлада (Румыния). На западе кольцо аномалий разорвано, а на севере примыкает к южной аномальной дуге Северо-Украинского тектоноконцентра.

Интенсивность аномалий увеличивается с севера на юг, изменяясь от 1 мЭ в северной части кольца до 10 мЭ — в южной. Конформно кольцу положительных аномалий с внутренней стороны располагается кольцо пониженных значений поля (ΔT)_a, Z_a , а в центральной части концентратора, в треугольнике Одесса — Кишинев — Ананьев, наблюдается мозаичный рисунок положительных аномалий, образующих центральное ядро.

Рисунок аномального гравитационного поля полностью согласуется с планом магнитных аномалий: внешнему кольцу положительных аномалий (ΔT)_a, Z_a отвечает кольцо максимумов силы тяжести, кольцу магнитных минимумов — пояс гравитационных минимумов, а центральному ядру (мозаичное магнитное поле) — еще один кольцевой пояс гравитационных максимумов, центр которого располагается на линии Кишинев — Одесса (см. рис. 7).

Кольцевой характер аномального магнитного и гравитационного полей нарушается известной Одесской аномалией, вытягивающейся в северо-северо-западном направлении на 250 км и как бы секущей центральное ядро.

Геологическое строение Южно-Украинского тектоноконцентра изучено довольно слабо, так как он расположен на погруженном участке Восточно-Европейской платформы, охватывая южный склон Украинского щита, западную часть Причерноморской впадины, восточную часть Приднестровского прогиба, а также западное окончание Скифской плиты (рис. 18, 19). По аналогии с

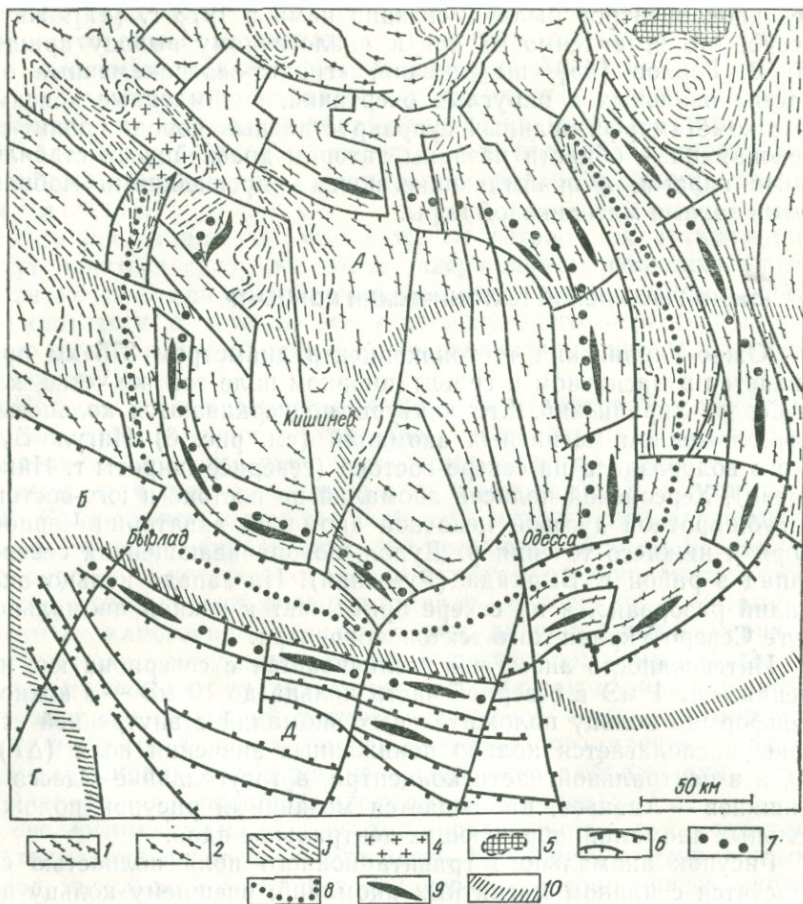


Рис. 18. Тектоническая карта Южно-Украинского тектоноконцентра.

Архей: 1 — бугская серия и подольский комплекс, 2 — росинско-тикийская серия и звенигородский комплекс; **нижний протерозой:** 3 — тетеревская и ингульская серии, кировоградско-житомирский комплекс; **средний протерозой:** 4 — рапакивиоподобные граниты коростенского комплекса, 5 — основные породы коростенского комплекса; 6 — межблоковые разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла; тонкие бергштрихи относятся к разломам, перемещения по которым завершились в докембрии, жирные — к разломам, перемещения по которым продолжались в фанерозое); 7 — осевые линии кольцевых валов, 8 — осевая линия кольцевого пояса синклинальных трогов, 9 — оси положительных гравитационных аномалий, 10 — границы основных геотектонических регионов; А — Украинский щит и его склоны, Б — Приднестровский прогиб, В — Причерноморская впадина, Г — Предкарпатский прогиб, Д — Скифская плита.

Северо-Украинским тектоноконцентром можно считать, что крупным гравитационным максимумам здесь также отвечают поднятые блоки фундамента, а минимумам — опущенные; зоны больших градиентов отражают глубинные разломы; направленные осевые линии магнитных аномалий соответствует простиранию складчатых структур и интрузивных тел.

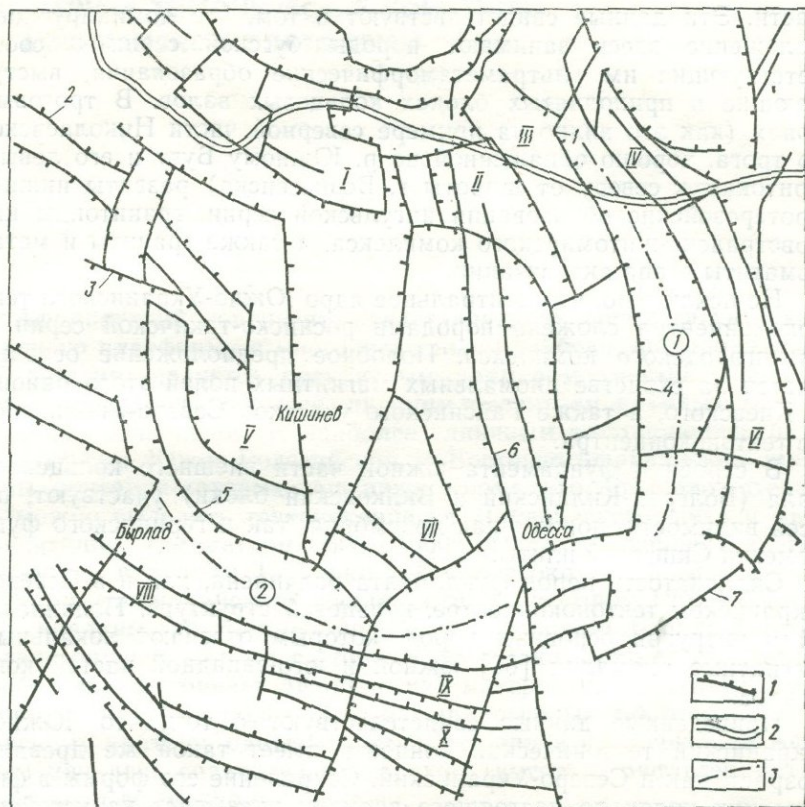


Рис. 19. Основные блоки и разломы Южно-Украинского тектоноконцентра: 1 — разломы, 2 — контур южной части Украинского щита; 3 — осевые линии трогов; разломы: 1 — Первомайский, 2 — Коржеуцкий, 3 — Новоселицкий, 4 — Нижнебугский, 5 — Корнештинский, 6 — Одесский, 7 — Дуговой; блоки: I — Кодымский, II — Любашевский, III — Голованевский, IV — Анновский, V — Кишиневский, VI — Херсонский, VII — Саратовский, VIII — Болград-Килийский, IX — Вилковский, X — Зменный; трогов (цифры в кружках): 1 — Николаевский, 2 — Бырлад-Крыловский.

Исходя из этих предпосылок, можно заключить, что Южно-Украинский концентр образован двумя кольцевыми валами — внешним и внутренним. Внешний вал составлен Анновским, Херсонским, Вилковским и Болград-Килийским приподнятыми блоками, а внутренний — Кодымским, Любашевским, Голованевским (его южной частью), Саратовским и Кишиневским. Валу разделены депрессионной зоной, в которую входят Николаевский и Бырлад-Крыловский трогов.

Поскольку на большей части Южно-Украинского тектоноконцентра докембрийский фундамент погружен на значительную глубину, о слагающих его комплексах пород приходится судить по геофизическим материалам и данным бурения в самой северной

части. Эти данные свидетельствуют о том, что доминирующее положение здесь занимают породы бугской серии и соответствующие им ультраметаморфические образования, выступающие в приподнятых блоках кольцевых валов. В троговых зонах (как это видно на примере северной части Николаевского трога, хорошо обнаженной по р. Южному Бугу и его левым притокам к северу от широты г. Вознесенска) развиты нижнепротерозойские образования ингульской серии, гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, а также граниты и метасоматиты этапа активизации.

Не исключено, что центральное ядро Южно-Украинского тектоноконцентра сложено породами росинско-тикичской серии и звенигородского комплекса. Подобное предположение основывается на сходстве аномальных магнитных полей этого района и Киевского, а также Гайсинского участков Северо-Украинского тектоноконцентра.

В строении фундамента южной части внешнего кольцевого вала (Болград-Килийский и Вилковский блоки) участвуют, по всей видимости, породы как докембрия, так и герцинского фундамента Скифской плиты.

Складчатость пород фундамента подчинена, как и в Северо-Украинском тектоноконцентре, кольцевой структуре. Подчинены ей и интрузии основных пород, которым отвечают локальные магнитные аномалии [88] южной и юго-западной частей центра.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Южно-Украинский тектонический концентр имеет такой же древний возраст, как и Северо-Украинский. Сохранение его формы в физических полях до настоящего времени указывает на устойчивость создавших кольцевую структуру тектонических сил, благодаря чему многие молодые структурные элементы развивались унаследованно.

ДРЕВНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕТРЫ АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Африканский континент, представляющий собой гигантскую древнюю платформу с многочисленными глубоко эродированными щитами, является прекрасным примером участка древней коры, характеризующегося широким развитием крупных тектонических концентров. К наиболее типичным тектоноконцентрам мы относим Южно-Родезийский и Восточно-Африканский кратоны, описание которых дано ниже. Кроме того, предположительно можно выделить тектоноконцентр Либерийского щита и два крупнейших (диаметром 2500—3000 км) тектоноконцентра, отвечающих впадинам Тауденни и Конго с окружающими их выступами докембрийского фундамента. Б. Б. Брок [20] считает эти впадины кратонами, подобными Восточно-Африканскому, только опущенными на глубину в несколько километров. Автор вообще рассматривает Африканский материк как структуру, состоящую из 14 овальных блоков, аналогичных Восточно-Африканскому кратону, однако считает, что эпоха кратонизации Африки началась сравнительно недавно (вместе с рифтогенезом), с чем вряд ли можно согласиться.

Южно-Родезийский и Восточно-Африканский тектоноконцентры выбраны для сравнения с тектоноконцентрами Украины не случайно. Это наиболее хорошо геологически изученные участки африканского докембрия: первый — благодаря богатству своих недр на черные, цветные и редкие металлы, второй — благодаря развитию на его территории уникальных рифтогенных структур, являющихся объектом исследований многих поколений геологов всего мира.

И все же мало кто из исследователей Южно-Родезийского и Восточно-Африканского кратонов обращает внимание на их концентрическое строение: обычно считается, что структура кратонов сформировалась в результате пересечения разновозрастных и разнонаправленных линейных поясов складчатости. Их структурное единство, по выражению Л. И. Салопа [132], «до сих пор не осознано африканскими исследователями».

Нам представляется, что одна из главных причин этого состоит в недостаточной геофизической изученности кратонов, отсутствии сводных карт аномальных магнитного и гравитационного полей, составленных по материалам съемок хотя бы

масштаба 1 : 200 000. Пример тектоноконцентров Украины показывает, что четкое представление о кольцевом характере докембрийской структуры могут дать именно такие карты.

ЮЖНО-РОДЕЗИЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНЦЕНТР (ЮЖНО-РОДЕЗИЙСКИЙ КРАТОН)

Южно-Родезийский кратон — одна из древнейших структур Африканского континента, имеющая форму правильного овала (850×600 км), длинная ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. Границы кратона тектонически хорошо очерчены на севере, юге и востоке, где он отделяется от смежных регионов каррусскими трогами рек Замбези и Тули — Саби, а также постмиоценовым трогом Урема. На западе кратон скрыт под песками Калахари (рис. 20).

В строении кратона принимают участие три основные формации — древних гнейсов, гранитов основания и так называемых первичных систем, представленных вулканогенно-осадочными образованиями. Все формации имеют архейский возраст (докембрий D, по номенклатуре африканских геологов).

Первичные системы представлены, по А. Макгрегору [210], Себаквийской магнезиальной, Булавайской зеленокаменной и Шамвайской терригенной толщами, возраст которых, по данным радиометрических измерений, составляет от 3390 (Себаквийская система) до 2650 (Шамвайская система) млн. лет [179]. Первые две системы интродуцированы многочисленными телами основных и ультраосновных пород.

Все системы залегают совместно (между Шамвайской системой и двумя нижними наблюдается несогласие), образуя вулканогенно-осадочную толщу, являющуюся по своей формационной принадлежности, возрасту, метаморфизму и структурному положению аналогом системы Свазиленд Южной Африки, Киватин Канадского щита, конкско-верховцевской и росинско-тикичской серий Украинского щита. Эта толща заполняет синклинальные структуры весьма сложной конфигурации, зажатые между куполовидными телами гранитов основания. Последние, интродуцируя вдоль осей антиклиналей, как бы приподнимали породы первичных систем, раздвигая их в стороны и метаморфизуя.

При таком соотношении первичных систем и гранитов основания напрашивается вывод, что вторые моложе первых и тогда неясно, на каком фундаменте отлагались основные породы Себаквийской системы. Однако, учитывая, что в базальных конгломератах этой системы встречается окатанная галька гранитов [70] и что механизм возникновения гранито-гнейсовых куполов связан с реоморфизмом в глубинных условиях, можно заключить, что крупные поля гранитов и гранито-гнейсов Южно-Родезийского кратона, разделяющие участки развития первич-

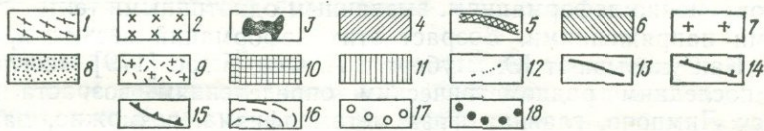
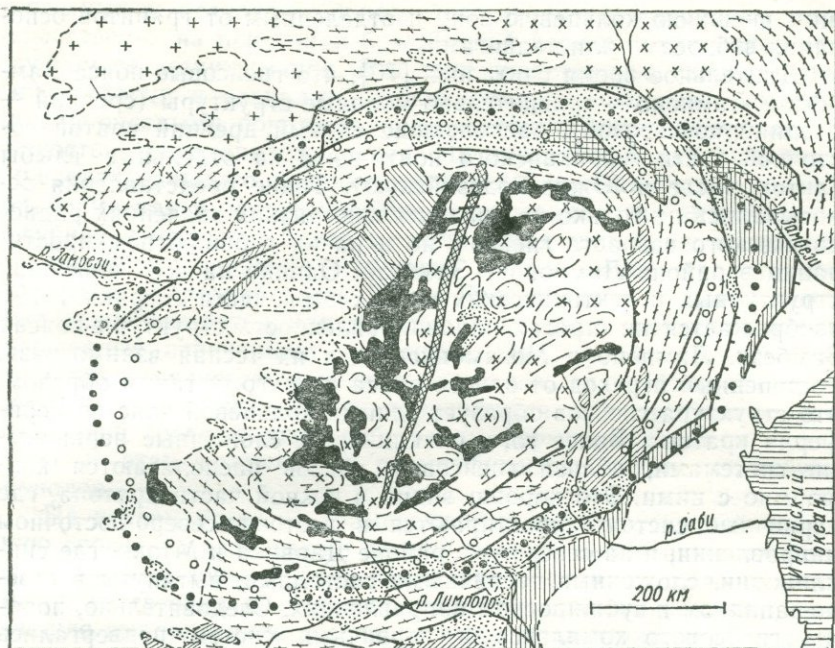


Рис. 20. Тектоническая карта Южно-Родезийского тектоноконцентра.

Архей: 1 — гнейсы основания, 2 — граниты основания, 3 — первичные системы; нижний протерозой: 4 — система Умкондо, 5 — Великая дайка Родезии; средний протерозой: 6 — система Ломагунди; верхний протерозой: 7 — граниты нерасчлененные; фанерозой: 8 — система Карру (верхняя пермь — нижняя юра), 9 — граниты и гранофиры Лембобо (верхняя юра), 10 — щелочные породы Лупата (нижний мел), 11 — морские отложения трога Урема и среднего течения рек Сабви и Лимпопо (верхний мел), 12 — морские и континентальные отложения Мозамбика (на востоке), слои и пески Калахари (на западе), 13 — разломы, 14 — сбросы и взбросы, 15 — надвиги, 16 — простираение текстур и реликтов субстрата в гранитах основания, 17 — осевая линия кольцевого пояса гнейсов основания, 18 — осевая линия кольцевого пояса Карру.

ных систем, как раз и являются этим древним фундаментом, только реоморфизованным в результате отложения на нем мощной толщи вулканитов и осадочных пород и погружения его в область соответствующих давлений и температур. Радиологический возраст гранитоидов (2500—3000 млн. лет) [179] отражает этап реоморфического преобразования фундамента, который в действительности сформировался более 3 млрд. лет назад.

При изучении вопроса о более глубоких горизонтах фундамента Южно-Родезийского кратона следует обратиться к поясам древних гнейсов Лимпопо, Замбези и Мозамбика, составляю-

щим внешнюю кольцевую зону и отделенным от гранитов основания взбросами или надвигами.

Длительное время считалось [70], что гнейсовые пояса Замбези и Лимпопо — сравнительно молодые структуры (средний — поздний протерозой), расколовшие единый древний кратон восточной части Африканского континента на отдельные глыбы (в том числе и Южно-Родезийскую). Такие представления основывались не только на сравнительно низких значениях радиологического возраста гнейсов, но и на их субширотном простираии в районе Лимпопо — Замбези. Однако на всех новейших структурных и тектонических картах этой части Африки [179] изображается не строгая однонаправленность структур в поясах Замбези, Лимпопо и Мозамбикском, а их тесная взаимосвязь, постепенный переход от одного пояса к другому таким образом, что структура гнейсов образует единый кольцевой пояс по периферии кратона. Более того, синклинии, сложенные первичными системами, вблизи гнейсовых поясов располагаются конформно с ними. Это хорошо видно в южной части кратона, где первичные системы простираются в восточно-северо-восточном направлении, и на севере — в районе Дарвина и Мтоко, где синклинии, сложенные первичными системами, вытянуты в северо-западном и субширотном направлениях. Следовательно, породы гнейсового комплекса и первичных систем подвергались одновременно деформациям, вызванным однотипными тектоническими напряжениями. Возраст этих деформаций весьма древний. Как указывают Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре [179], «согласно последним радиометрическим определениям возраста по поясу Лимпопо, главная фаза метаморфизма, возможно, даже древнее 2500 млн. лет, но замаскирована событием на уровне 2000 млн. лет». Это, несомненно, можно отнести и к поясам Замбези и западного Мозамбика, которые связаны с поясом Лимпопо непрерывным переходом простираий структур и в которых имеются достоверные архейские комплексы возрастом не менее 3 млрд. лет [179].

Гнейсы внешнего кольцевого пояса Южно-Родезийского кратона метаморфизированы в гранулитовой фации и во многих местах представлены чарнокитовыми и высокоглиноземистыми породами, относимыми в настоящее время многими геологами к древнейшим комплексам континентов [15]. Это глубинные образования, оказавшиеся на поверхности в результате подъема и эрозии крупных блоков земной коры, о чем свидетельствуют ограничивающие их разломы и надвиги.

Теперь можно, суммируя приведенные данные, представить разрез архейского фундамента Южно-Родезийского кратона в следующем виде.

В нижней части фундамента расположена зона метаморфизма гранулитовой фации и метасоматического гранитообразования, сформировавшаяся из древнейших, раннеархейских вулка-

ногенных и осадочных пород, отлагающихся, возможно, непосредственно на первичной базальтовой коре и являющихся продуктом ее дезинтеграции. Эта зона представлена гиперстенowymi гнейсами и сланцами, чарнокитами, высокоглиноземистыми и карбонатными породами, претерпевшими интенсивную складчатость в глубинных условиях. На поверхность они выходят в пределах внешнего подвижного пояса, окружающего кратон, в то время как в центре кратона располагаются на значительной глубине, сменяясь в более высоких зонах гранитами основания.

Граниты основания — сборное наименование гранитоидов, развитых в средней части Южно-Родезийского кратона в виде овальных батолитов или куполов и разделяющих синклинали, сложенные первичными системами. Они сформировались, как нам представляется, в несколько этапов, главнейшие из которых: этап погружения накапливавшихся вулканогенно-осадочных толщ (послуживших субстратом формирующихся гранитоидов) и этап воздымания реоморфических гранито-гнейсовых куполов.

На первом этапе ультраметаморфическому гранитообразованию способствовала также дегранитизация пород нижележащей гранулитовой зоны. Между этими двумя этапами был, по-видимому, достаточно длительный перерыв, во время которого произошло выравнивание поверхности гранитов и накопление мощной, преимущественно вулканогенной, толщи двух первых первичных систем.

Себаквийская и Булавайская системы, накапливавшиеся на первичном гранитном основании, возможно, вначале занимали значительно большую площадь, перекрывая субгоризонтальным плащом весь кратон. В дальнейшем они были сняты эрозией с воздымавшихся куполов и отложились в межкупольном пространстве в виде Шамвайской терригенной толщи.

Процесс формирования фундамента Южно-Родезийского кратона завершился в конце архея метаморфизмом Шамвайской системы, и в последующие эпохи подвижность сохранило лишь его кольцевое обрамление. Правда, в раннем протерозое центральное гранитное ядро кратона было расколото субмеридиональными разломами, по которым внедрялись магмы, давшие гипербазиты Великой дайки Родезии (2150 млн. лет) и основные породы более мелких даек, однако эти движения носили платформенный характер.

Система Ломагунди, представленная аркозовыми песчаниками, доломитами, различными сланцами и филлитами и отлагавшаяся в среднем протерозое [223] в среднем течении р. Санняи, залегает в виде платформенного чехла.

Во внешнем кольцевом поясе кратона до конца докембрия происходят дифференцированные движения, заключавшиеся в общем воздымании комплексов древнего фундамента, с одной стороны, и образовании в нем продольных узких трогов, запол-

нявшихся терригенными толщами и вулканитами — с другой. Так сформировалась система Умкондо (около 2 млрд. лет назад), представленная сланцами, известняками и кварцито-песчаниками, которые слагают сравнительно мелкие пологие синклинали, ограниченные сбросами. Сохранившиеся отдельные пятна этой системы известны в юго-восточной (верхнее течение р. Саби), восточной, северо-восточной (к востоку и северу от г. Мтоко) и северо-западной (междуречье Гваи — Саньяти) частях кратона, где они залегают на древних гнейсах или на контакте гнейсов и гранитов основания, окружая кратон по дуге, которую условно можно назвать кольцевым поясом Умкондо. Отдельные участки этого пояса скрыты под породами системы Карру.

Осадочно-вулканогенные породы верхнего протерозоя в пределах Южно-Родезийского кратона достоверно не известны. По-видимому, в этот период кратон был преимущественно областью сноса. Однако многие разломы кольцевого обрамления не потеряли своей активности, на что указывают признаки кислой интрузивной деятельности и метаморфизма, завершившихся в отдельных зонах только 500—600 млн. лет назад (метаморфизм Миами). Именно такие значения изотопного возраста, нередко получаемые для пород поясов Замбези, Лимпопо и Западного Мозамбика, приводили на первых порах геологов к выводу о молодом возрасте этих поясов.

Яркие события в тектонической жизни внешнего кольцевого пояса Южно-Родезийского кратона разыгрались в конце палеозоя — мезозое (период, известный в Южной Африке как эпоха Карру). В эту эпоху значительная часть территории Южной Африки была покрыта чехлом континентальных осадков и вулканитов системы Карру, занимающих обычно обширные по площади синеклизы. Приподнятый Южно-Родезийский кратон составлял в этом отношении исключение, однако в пределах его кольцевого обрамления в это время, как и в эпоху Умкондо, образовались глубокие узкие трюги, заполнявшиеся породами Карру. Нет сомнения, что данные трюги — древние тектонические аналоги рифтовых долин Восточно-Африканского кратона.

Породы системы Карру образуют почти непрерывное кольцо шириной 50—100 км, окружающее плато Родезии. На востоке кольцевой пояс Карру перекрыт меловыми и кайнозойскими отложениями трюга Урема, а на юго-западе — песками Калахари. Юго-западное замыкание пояса Карру намечается по отдельным выходам пород этой системы, имеющим северо-западную и субмеридиональную ориентировку, а также по сбросу, прослеживаемому в том же направлении под песками Калахари.

Образование кольцевого трюга началось почти одновременно с отложением системы Карру, запаздывая несколько во времени, о чем свидетельствуют резко сокращенный разрез системы (только верхи) за пределами трюга, при более полном ее разрезе

зе — внутри его, и наблюдающееся в долине р. Замбези и других местах прогибание слоев и перемещение их по сбросам.

Нижние горизонты системы (свиты Двайка, Экка, Бофорт) представлены пресноводными и наземными осадками, пластами углей, а верхние — базальтовыми и риолитовыми лавами свиты Стромберг, извергавшимися по трещинам.

Формирование системы завершилось около 180—200 млн. лет назад внедрением основных и кислых интрузий, образующих кольцевые комплексы внутри вулканического поля.

Важно отметить, что кольцевой пояс грабенов, заполненный отложениями системы Карру, совпадает в плане с осевой зоной кольцевого пояса древних гнейсов, поднятых по разломам и эродированных значительно ранее. Это еще более сближает его по механизму образования с рифтами Восточной Африки и другими рифтовыми структурами Земли, хотя в современном рельефе типичных рифтогенных морфоструктур и не наблюдается.

Таким образом, для междуречья Замбези — Лимпопо характерен концентрический тип тектонической структуры, развивающейся на протяжении всей доступной изучению геологической истории этого региона.

Основные элементы данной структуры — стабильное, незначительно изменившееся с конца архея, ядро и подвижный кольцевой пояс (мобильное кольцо), существующий также с архея, но претерпевший несколько этапов орогенеза и гранитизации. Наиболее интенсивные движения, сопровождавшиеся накоплением мощной осадочно-вулканогенной толщи, метаморфизмом гранулитовой фации и складкообразованием, произошли в кольцевом поясе, как и на всей территории Южно-Родезийского центра, на ранней стадии архея. В середине и конце архея, когда в центральной части центра начались новые фазы осадконакопления и гранитизации, фундамент в пределах кольцевого пояса испытал поднятие и, по всей видимости, регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. После этого в раннем и позднем протерозое, палеозое и мезозое движения в кольцевом поясе неоднократно возобновлялись, но уже носили в основном глыбовый характер с дифференцированными подвижками и гранитизацией по разломам, осадконакоплением в продольных грабенах, относительно слабым метаморфизмом и складкообразованием*.

Последняя активизация движений по разломам, приведшая к частичной регенерации трогов рек Замбези и Саби — Лимпопо,

* То обстоятельство, что северные и южные окончания Великой дайки Родезии у контакта с гнейсами кольцевого пояса не отличаются по степени метаморфизма от ее средних участков [179], указывает, что после рубежа около 2 млрд. лет процессы метаморфизма в кольцевом поясе не были значительными.

отмечается в мелу — миоцене и связана, по всей видимости, с движениями в рифтовых долинах, расположенных севернее.

Поскольку тектонические движения в кольцевом обрамлении Южно-Родезийского центра имеют очень древнюю историю, «сквозной» характер и являются прекрасным примером особого типа формирования земной коры, нельзя согласиться с предположением Дж. Вейля [223], что система разломов Карру этого региона может рассматриваться как южное продолжение Восточно-Африканской рифтовой системы с зонами разломов, в общем совпадающими по простиранию, но не пересекающими стабильные кратонные районы.

Выше уже упоминалось, что строение Южно-Родезийского тектоноцентра трактуется Л. И. Салопом [132], согласно развиваемым им представлениям о «гнейсовых складчатых овалах», как результат поднятия крупных масс реоморфизованного материала земной коры. В работе [132] рассмотрен и механизм такого поднятия, которым, применительно к Южно-Родезийскому центру, трудно объяснить следующие принципиально важные явления:

а) интенсивную эффузивную и интрузивную деятельность, локализованную во внешних кольцевых поясах;

б) огромную роль глубинных разломов в формировании кольцевого обрамления (мобильного кольца);

в) относительно большую (по сравнению с центральным ядром) подвижность кольцевых поясов, время от времени возобновляемую на протяжении всей истории развития центра, наличие нескольких «поколений» кольцевых трогов, рифтогенез;

г) выступы мантии во внешних кольцевых поясах (по геофизическим данным).

Такая трактовка, по нашему мнению, затрудняет отыскание общих черт в механизме образования кольцевых структур Земли и других планет земной группы, приводит к выводу об исключительности земного пути развития.

Не совсем убедительно также и объяснение такого «парадоксального» факта, как более сильный метаморфизм пород мобильного кольца по сравнению с породами, развитыми в центре. Относя породы ядра к более глубинным образованиям, Л. И. Салоп связывает их менее интенсивный метаморфизм с решающей ролью воды, которой насыщены эти породы. Однако, по данным В. В. Белоусова [11] и других исследователей, насыщенность пород водой с глубиной убывает, а не увеличивается, поэтому такое объяснение распределения фаций метаморфизма мало убедительно.

Нами [45] было предложено рассматривать вопросы соотношения зон метаморфизма и глубинных структур земной коры исходя из принципа «выше или ниже главной зоны гранитизации».

Процессы ультраметаморфизма и гранитообразования могут

развиваться лишь в определенных термодинамических условиях на строго определенной глубине. При достижении необходимых условий образуется зона гранитизации, в которой эти процессы постепенно ослабевают как выше, так и ниже ее средней части (главной зоны гранитизации), прекращаясь совсем на определенных приповерхностном и более глубинном уровнях. При резком подъеме и размыве консолидированного фундамента уровень эрозии может проходить ниже главной зоны гранитизации, что особенно характерно для сильно эродированных участков докембрийских щитов*. Следовательно, в ядерных частях древних кратонов с глубиной процессы гранитизации не усиливаются, а ослабевают, что и должно происходить при переходе из амфиболитовой фации в гранулитовую. Поэтому «ядро» Южно-Родезийского концентратора должно рассматриваться как своего рода «гранитная ванна», подстилаемая гнейсами гранулитовой зоны, которые выходят на поверхность в приподнятых блоках внешнего мобильного кольца.

ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНЦЕНТР [ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКИЙ КРАТОН]

Восточно-Африканский кратон — изометричная в плане структура Африканской платформы (1600 × 1400 км), сложенная комплексом от архейских до верхнепротерозойских образований. Ему отвечает одноименное нагорье, возвышающееся более чем на 1000 м над уровнем океана и охватывающее территорию таких государств, как Танзания, Кения, Уганда, Руанда и Бурунди. Наибольшие вершины нагорья — Рувензори (5109 м), Карисимби (4507 м), Кения (5199 м), Килиманджаро (5895 м) и др. — возвышаются в его краевых частях, а в центре находится одно из крупнейших озер мира — оз. Виктория (1134 м).

Кратон расположен в системе рифтовых долин Восточной Африки, дугообразно огибающих его центральную часть (рис. 21).

В структуре Восточно-Африканского кратона выделяются два обособленных тектонических элемента — центральное ядро (Танганьикский щит) и кольцевая система подвижных поясов, окаймляющих центральное ядро с востока (Мозамбикский пояс), севера (пояс Карамойя), запада и юго-запада (пояса Убенди и Урунди — Карагва — Анколе).

Танганьикский щит представляет собой стабильное ядро, не испытывавшее значительных орогенических движений с архея. Он сложен в основном гранитоидами (поэтому иногда употребляется термин *Танганьикский гранитоидный щит*), которые содержат тела метавулканогенных (система Ньянза, по-видимо-

* По данным Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре [179], древние щиты эродированы на глубину до 20 км.

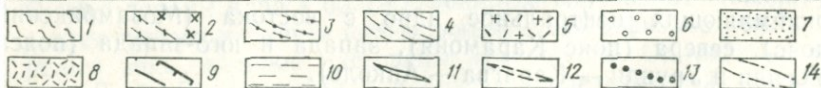
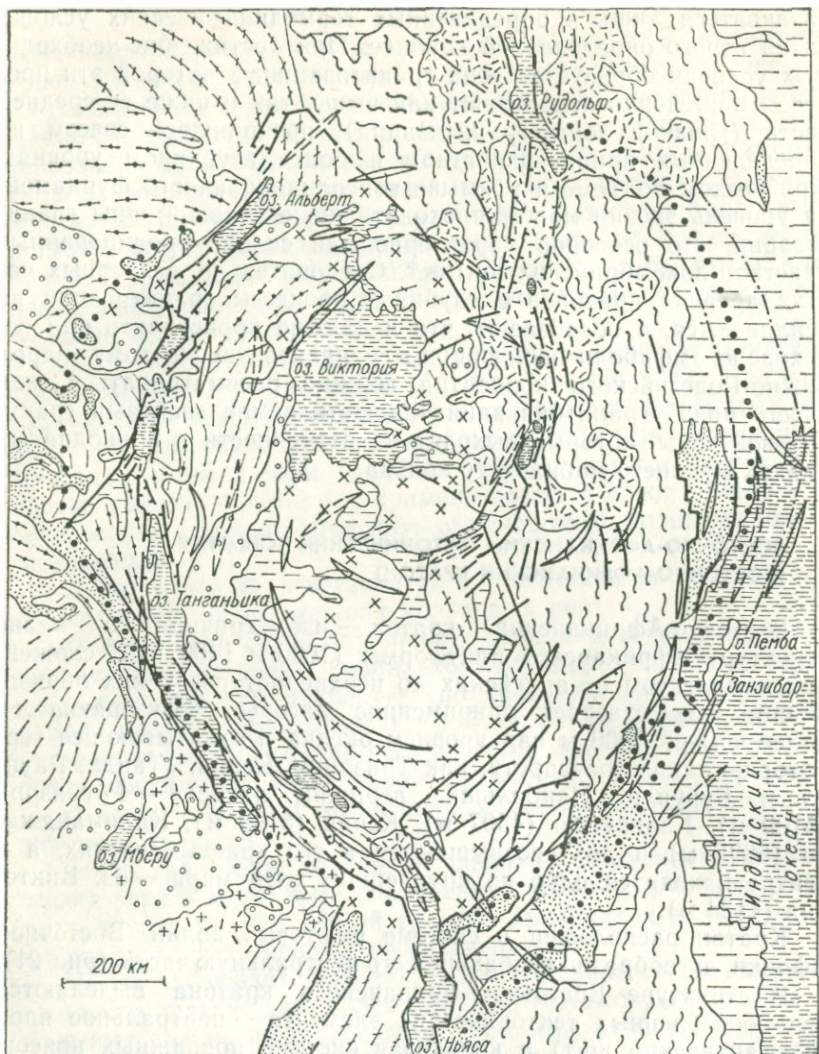


Рис. 21. Тектоническая карта Восточно-Африканского тектоноконцентра.

Архей: 1 — гнейсы основания, претерпевшие омоложение в раннем и позднем протерозое (Мозамбикский пояс), 2 — гнейсы и граниты основания (системы Додома и Ньянза); **ранний протерозой:** 3 — комплекс Убенди; **поздний протерозой:** 4 — комплексы Кибара, Бурунди, Карава и Укинга, 5 — игнимбриды и аляскитовые граниты; 6 — платформенный чехол; **фанерозой:** 7 — система Карру (верхняя пермь — нижняя юра), 8 — вулканические потоки и покровы (голоцен — миоцен); 9 — разломы, сбросы; 10 — нерасчлененный послепалеозойский чехол; **оси гравитационных аномалий:** 11 — положительные, 12 — отрицательных; 13 — осевые линии кольцевого трога Карру; 14 — контуры погребенного трога Карру в восточной части тектоноконцентра.

му, аналогичная сериям Киватин, конкско-верховцевской и др.) и метаосадочных (система Додома) пород. Образования систем Ньянза и Додома метаморфизованы относительно слабо — в условиях фации зеленых сланцев. Они образуют узкие цилиндрические или изоклиналильные складки, зажатые между массивами гранитов.

Слабый метаморфизм систем Ньянза и Додома свидетельствует (по аналогии с Родезийским кратоном) о том, что главная фаза становления Танганьикского щита произошла еще до отложения этих образований и последние сформировали покров (проточехол) уже на консолидированном гранитном фундаменте. Позднейшее, не особенно значительное, воздействие на породы систем Ньянза и Додома гранитных магм, выразившееся в контактовом метаморфизме и пересечении их жилами пегматитов, может быть связано с реоморфизмом гранитного фундамента, начавшимся в результате отложения мощной толщи вулканогенных и осадочных пород и погружения фундамента в область соответствующих давлений и температур. Цифры радиометрического возраста гранитоидов Танганьикского щита колеблются от 2500 до 3150 млн. лет [179]. Учитывая, что гранитный фундамент был частично реоморфизован после отложения систем Ньянза и Додома, время формирования его следует считать древнее 3 млрд. лет, а время отложения пород проточехла — между 3,0 и 2,5 млрд. лет.

Для кольцевой системы подвижных поясов, окаймляющих Танганьикский щит, характерно сочетание комплексов различного возраста — от архейских до фанерозойских. Первые обычно выступают в наиболее приподнятых блоках фундамента (массив Рувензори и др.) и представлены породами, метаморфизованными в условиях роговообманково-гранулитовой субфации (различными гнейсами и чарнокитами). Такие древние высокометаморфизованные породы известны во многих местах рассматриваемого мобильного кольца — в Мозамбикском поясе, поясах Убэнди и Карамойя. Однако африканские геологи, признавая полицикличность в развитии данных поясов [208, 226], определяют их возраст по последним этапам орогенеза, которые обычно отвечают этапу активизации древнего фундамента. В поясе Убэнди тектоно-магматическая активизация произошла на рубеже 1900 млн. лет, в связи с чем он отнесен к раннему протерозою. В Мозамбикском поясе последние мощные процессы активизации произошли около 1000—600 млн. лет назад, поэтому африканские геологи относят его к позднему протерозою. При рассмотрении истории развития Южно-Родезийского кратона было показано, что становление Мозамбикского пояса произошло еще в архее и что в нем залегают формации, слагающие фундамент кратона.

Следовательно, рассматриваемая кольцевая система подвижных поясов, сформировавшись еще в архее, периодически омола-

живалась в результате погружения отдельных ее участков на значительную глубину, отложения осадочно-вулканогенных формаций, их метаморфизма и складчатости, а также интрузивной деятельности.

Направление древней складчатости и ориентировка блоков в кольцевой системе подвижных поясов подчинены общим круговым или овальным очертаниям Восточно-Африканского кратона, независимо от возраста того или иного пояса. Складчатость как бы окаймляет центральное ядро, плавно меняя свое направление. Исключение составляет северная часть кратона, где простирание осей складок в поясах Мозамбикском и Карамойя субмеридиональное, т. е. секущее по отношению к контурам кратонов. Однако и здесь на отдельных участках развития древних образований (чарнокитов и др.) складчатость имеет субширотное направление. Кроме того, следует учесть, что северная часть Восточно-Африканского кратона изучена наиболее слабо и представление о простирании комплексов, здесь довольно схематичное.

Кольцевое расположение складчатых и разрывных структур системы подвижных поясов Восточно-Африканского кратона хорошо подчеркивается осевыми линиями гравитационных аномалий (рис. 22), что и позволяет нам отнести его к классу тектонических концентров.

Еще с докембрия в кольцевой системе подвижных поясов (мобильное кольцо) концентрируется особый тип тектонических движений, заключающийся, с одной стороны, во вспучивании земной коры, образовании кольца пологих сводов шириной 500—600 км, а с другой — в формировании в пределах сводов узких продольных грабенов — рифтов, заполнявшихся вулканогенными и обломочными породами. При общем приподнятом положении Восточно-Африканского тектоноконцентра над окружающими регионами наиболее приподнято мобильное кольцо, что хорошо выражено в современном рельефе: абсолютные отметки центральной части тектоноконцентра не превышают 1500 м, тогда как в осевой зоне мобильного кольца отдельные блоки докембрийского фундамента приподняты на высоту 2000, 3000 и даже 5000 м (массив Рувензори). Исследователь Восточно-Африканской рифтовой системы Ф. Дикси [61] показал, что поднятие и эрозия фундамента мобильного кольца продолжаются с перерывами еще с докембрийского времени. Об этом свидетельствуют выходы вдоль крупных рифтов древних пород исключительно глубинного характера — чарнокитов, анортозитов, гранулитов.

Образование грабеноподобных депрессий в пределах сводовых поднятий мобильного кольца также происходило уже в докембрии, о чем свидетельствует наличие нижнепротерозойского пояса Убенди среди более древних комплексов, и верхнепротерозойского пояса Букоба — Кигома, охватывающего с запада и юго-запада Танганьикский щит.

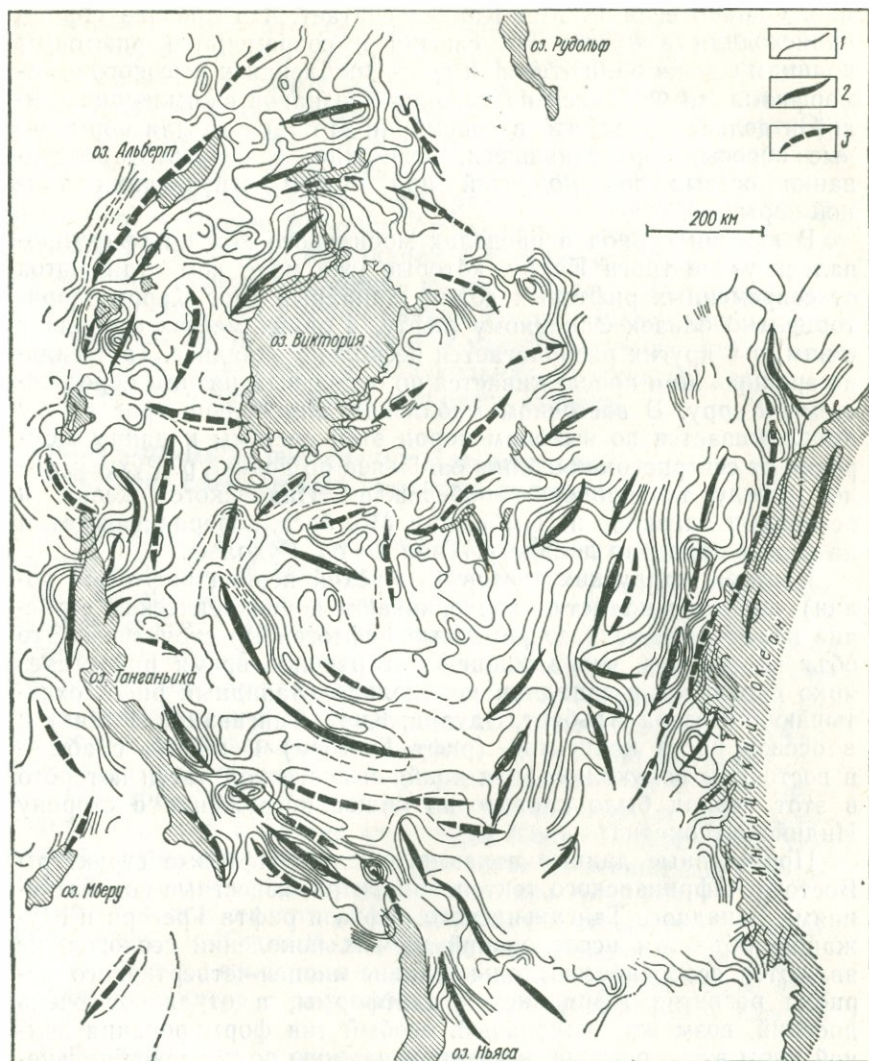


Рис. 22. Гравитационная карта Восточно-Африканского тектоноконцентра (по Н. Б. Сажиной):

1 — изобары силы тяжести; оси аномалий: 2 — положительных, 3 — отрицательных.

В работах, специально посвященных связи рифтов Восточной Африки с древними структурами, Р. Мак-Коннел [209] и Ф. Дикси [61] показали, что миоцен-четвертичные сбросы, ограничивающие рифтовые долины озер Танганьика, Руква, Эдуард, Альберт, Ньяса и т. д., являются омоложенными древними сбросами, образовавшимися еще в конце накопления пород основа-

ния. Однако если Р. Мак-Коннел считает, что древние сбросы происходили в обстановке сжатия и современным рифтовым долинам в докембрии отвечали зоны дробления и высокого метаморфизма, то Ф. Дикси не находит признаков сжимающих усилий и делает вывод, что в докембрии это также были нормальные сбросы, образовавшиеся, возможно, в результате отставания осевых зон поднятий при общем вспучивании земной коры.

В юрский период в пределах мобильного кольца сформировались узкие трог Карру, которые уже мало чем отличаются от современных рифтовых долин. Западный трог Карру территориально близок Западному рифту, в одних местах совпадает с ним, а в других располагается несколько западнее. Трог сильно эродирован и прослеживается по отдельным пятнам пород системы Карру. В восточном мобильном полукольце трог Карру прослеживается по выходам пород этой системы и данным бурения от северного окончания оз. Ньяса по долине р. Рухуху, далее между танзанийским побережьем Индийского океана и островами Занзибар и Пемба до г. Момбаса, поворачивая затем на северо-запад по долине р. Тана до оз. Рудольф.

Контуры карруских трогов (в юрский период рифтовых долин) значительно четче подчеркивают концентрическое строение кратона, нежели современные рифтогенные структуры. Это объясняется тем, что в миоцен-четвертичное время рифтогенез ярко проявился в западном полукольце (Западный рифт, охватывающий озера Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Руква) и в осевой части центра (рифт Грегори) и весьма слабо — в восточном полукольце, для крайней восточной части которого в этот период было характерно общее погружение в сторону Индийского океана.

Приведенные данные показывают, что рифтовые структуры Восточно-Африканского тектоноконцентра, известные под названиями Западного Танганьикского рифта и рифта Грегори и служащие объектом исследований многих поколений геологов, не являются особенностью только лишь миоцен-четвертичного периода развития Африканской платформы, а отражают очень древний, возможно начальный, особый тип формирования земной коры этого региона, в котором важную роль играет кольцевая тектоника.

Анализируя историю развития Восточно-Африканского центра с этих позиций, можно заключить, что после формирования в архее центрального ядра, а возможно, и до этого все основные тектонические события в данном регионе совершались в пределах мобильного кольца. Это были дифференцированные вертикальные движения земной коры, при которых одни относительно узкие конформные зоны мобильного кольца воздымались, а другие опускались по разломам. Движения сопровождались вулканической деятельностью и интрузивным магматизмом, формированием кольцевых тел карбонатитов. Возможно, что

основным типом вертикальных движений было вспучивание земной коры, а грабены образовывались на месте древних ослабленных зон в результате оседания или отставания в подъеме.

Различную роль играют Западная зона рифтов и рифт Грегори, которые обычно рассматриваются как две симметричные ветви рифтовой системы. Западной зоне симметрична Восточная зона палеорифтов. Вместе они образуют разомкнутое на севере кольцо, отделяющее Восточно-Африканский тектоноконцентр от остальной территории Африканской платформы. Рифт же Грегори занимает осевое положение по отношению к концентру. Нам представляется, что именно разная тектоническая позиция этих рифтов обусловила их различие в масштабах вулканизма: если в Западном и Восточном полукольцах третичный вулканизм ограничен, то в рифте Грегори он очень активен.

РОЛЬ КОЛЬЦЕВОЙ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

В обширной литературе, посвященной рифтовой системе Восточной Африки, не так много работ, в которых бы акцентировалось внимание на дуговом характере рифтовых долин и трогов, огибающих Восточно-Африканский и Южно-Родезийский тектоноконцентры*. Троги Замбези и Лимпопо многими исследователями вообще не рассматриваются в составе рифтовой системы, поскольку они древнее третичных и посттретичных рифтовых долин, расположенных севернее, хотя давно доказано, что система африкано-аравийских рифтов развивается с докембрия [61, 179, 206, 209]. Думается, что немаловажную роль здесь играет кольцевой характер структуры Южно-Родезийского тектоноконцентра, его поперечное положение по отношению к общему меридиональному простиранию системы (рис. 23).

Вместе с тем характер геологического строения Восточно-Африканского и Южно-Родезийского тектоноконцентров указывает на тесную пространственную и генетическую связь этих кольцевых структур с рифтообразованием Восточной и Южной Африки.

Выше нами было показано, что в тектонической жизни кольцевых мобильных поясов обоих тектоноконцентров было несколько эпох трогообразования; в раннем и позднем протерозое, позднем палеозое — мезозое в пределах этих поясов возникали относительно узкие грабеноподобные депрессии, заполнявшиеся вулканами и осадками. Толщи, заполняющие докембрийские депрессии, метаморфизованы и частично гранитизированы.

Ширина депрессий, близкая к ширине современных рифто-

* Дуговая форма Западного рифта Альберт — Танганьика — Руква отмечена В. Б. Броком [20], он же указал на дуговую систему разломов Тундура — Альберт, ограничивающую Восточно-Африканский концентр с востока. Однако объяснение дуговой формы этих структур автором не приводится.

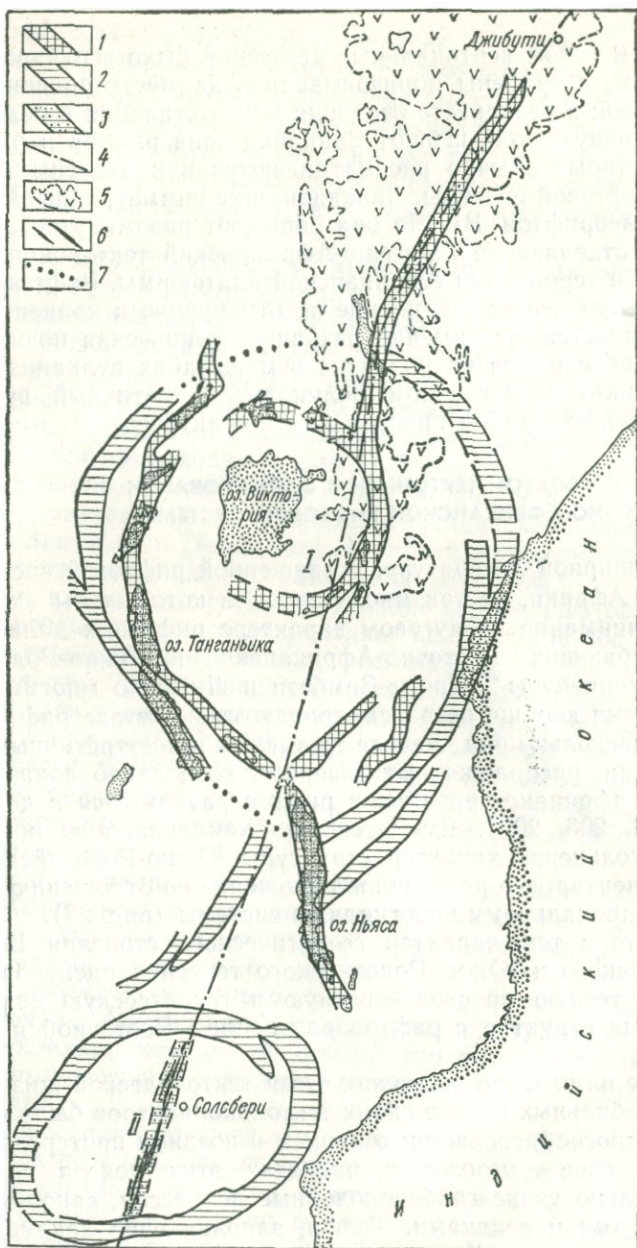


Рис. 23. Соотношение кольцевых и осевых рифтовых зон Восточной и Южной Африки.

Рифтовые долины: 1 — сформированные в миоцен-четвертичное время, 2 — сформированные в эпоху Карру, 3 — сформированные в раннем протерозое; 4 — осевая линия Джибути — Накуру — Мбеа — Солсбери — Претория; 5 — вулканические породы миоцен-четвертичного времени; 6 — Великая дайка Родезии и сопряженные с ней дайки основных пород; 7 — возможное положение древних рифтовых долин; кратоны: I — Восточно-Африканский, II — Южно-Родезийский.

вых долин, ограничение их нормальными сбросами [61] свидетельствуют о сходстве с типичными рифтовыми структурами. Это сходство становится очевидным, если учесть приводимые Ф. Дикси [61] доказательства, что образованию каррусских трогов Южно-Родезийского тектоноконцентра предшествовало поднятие его краевых частей — процесс, типичный для рифтообразования. Аналогичные поднятия в мобильном кольце Восточно-Африканского центра происходили еще в докембрии.

Следовательно, если стать на позицию идентификации древних троговых структур с палеорифтами, можно утверждать, что рифтогенез свойствен обоим рассматриваемым тектоноконцентрам с начала их развития. Рифтовые дуги или кольца образовывались здесь периодически, и их формирование следует связывать не с внешними факторами, а с внутренним развитием тектоноконцентров. Это противоречит идее раскола и раздвигания Африканского материка, якобы начавшегося здесь в миоцен-четвертичное время.

Помимо рифтовых дуг, связанных с развитием мобильных кольцевых зон, существует система рифтов, занимающая осевое положение по отношению к рассматриваемым тектоноконцентрам. Это очень древняя тектоническая ось Джибути — Накуру — Мбея — Солсбери — Претория, проходящая почти по центру докембрийского свода Восточной Африки и сопровождающаяся расколами, а также обильным вулканизмом (в отличие от дуговых рифтов). На ней расположены Эфиопский (Абиссинский) рифт, рифт Грегори (мы уже указывали, что его следует считать не восточным, а осевым рифтом Восточно-Африканского центра) и Великая дайка Родезии (рис. 23). Последняя является корневой частью раннепротерозойского глубоко эродированного осевого рифта. Далее к югу ось проходит через центр Бушвельдского интрузива и Вредефортскую кольцевую структуру, выходя, таким образом, далеко за пределы тектоноконцентров.

Огромная протяженность и древнее заложение тектонической оси Джибути — Мбея — Накуру — Претория свидетельствуют о глобальном характере причин, вызвавших ее существование. Возможно, это те же причины, с которыми связано формирование всего докембрийского свода Восточной и Южной Африки, в осевой зоне которого время от времени происходят раскалывание земной коры, образование рифтовых долин, вулканизм и интрузивная деятельность.

Как видим, рифтовые долины Восточной Африки разделяются на два класса структур: одни формируются независимо от Восточно-Африканского и Южно-Родезийского тектоноконцентров, а вторые целиком подчинены тектонической активности этих кольцевых образований. Периодичность возникновения рифтовых долин в одних и тех же местах и древний возраст первых рифтогенных структур свидетельствуют против концепции недавнего раскола и раздвигания Африканского материка в зоне Восточно-Африканской рифтсвой системы.

ЕДИНСТВО СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕНТРОВ УКРАИНЫ И АФРИКИ. ЭТАПНОСТЬ СТАНОВЛЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ТЕКТОНОКОНЦЕНТРА

Рассмотрение геологического строения и истории развития Северо-Украинского, Южно-Родезийского и Восточно-Африканского тектонических концентров приводит к выводу о сходстве этих структур, их однотипности, отражающей единые закономерности формирования континентальной коры.

Общим в строении концентров является их кольцевая форма, особенно хорошо выраженная на геофизических картах, и огромные размеры, на порядок превышающие средние размеры кольцевых вулканоплутонических структур.

Для гравитационных полей Северо-Украинского (см. рис. 7) и Восточно-Африканского (см. рис. 22) концентров общим является не только кольцевое расположение аномалий, но и резкая расчлененность в пределах мобильных поясов. Именно по периферии концентров наблюдаются и самые высокие, и самые низкие значения аномалий, объединяющихся в концентрические полосы минимумов и максимумов.

Второй общий момент — разделение всех изученных концентров на стабильное ядро и окружающий его мобильный кольцевой пояс. Под стабильностью ядра понимается не его неподвижность, а консервативность внутренней структуры, которая не претерпела с раннего протерозоя значительных изменений.

Стабильные ядра концентров сложены двумя-тремя формациями, нижняя из которых представлена гранитами основания, содержащими пачки, пласты и ксенолиты древних гнейсов. В Северо-Украинском концентре это подольский комплекс чудново-бердичевских гранитов и различных чарнокитов с телами гнейсов бугской серии, а также звенигородский комплекс гранодиоритов и плагиогранитов; в ядрах Южно-Родезийского и Восточно-Африканского концентров это нерасчлененная формация гранитов и гранито-гнейсов основания.

Следующая формация стабильных ядер — относительно слабо метаморфизированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие граниты основания. В Северо-Украинском концентре это метабазиты росинско-тикичской серии, в Южно-Родезийском — первичные системы (Себаквийская, Булавайская, Шамвайская), в стабильном ядре Восточно-Африканского кратона — системы Додома и Ньянза. Все пере-

численные системы и серии — возрастные и петрографические аналоги. Они слагают синклиналильные складки, зажатые между купольными структурами гранитов и гнейсов основания.

Отличие стабильного ядра Северо-Украинского концентра от двух других — развитие в его пределах третьего, нижнепротерозойского, комплекса, свидетельствующее о дополнительном глубоком погружении внутрикольцевого пространства этого концентра в то время, когда ядра Южно-Родезийского и Восточно-Африканского концентров воздымались или оставались на месте.

Конец раннего протерозоя — начало прямолинейных расколов стабильных ядер всех концентров: в Северо-Украинском это диагональная и ортогональная сеть трогов внутрикольцевого пространства, в Южно-Родезийском — субмеридиональный разлом, выполненный Великой дайкой Родезии.

Мобильные кольцевые пояса кратонов, так же как и стабильные ядра, однотипны по структуре: они представляют собой чередование резко приподнятых и резко опущенных кольцевых зон, причем приподнятые в целом преобладают над опущенными. В Северо-Украинском и Южно-Родезийском концентрах это распознается по выходу на поверхность в мобильных кольцах древнейших глубинных пород гранулитовой фации, а в Восточно-Африканском концентре — по особенностям современной морфоструктуры.

Общими для всех мобильных кольцевых поясов являются частые дифференциальные вертикальные подвижки, образование узких горстов и грабенов, зон складчатости. Это видно по наличию в кольцевых поясах складчатых и вулканических зон самого различного возраста, частому соседству самых молодых и самых древних формаций. В мобильном кольце Северо-Украинского концентра наряду с блоками древнейших пород наблюдаются дуговые трогии раннепротерозойского возраста (Богуславско-Уманский, Бориспольский, Бершадский), складчатые и интрузивные формации среднего протерозоя (осницкий комплекс), позднепротерозойский Овручский трог. В поясах Замбези и Лимпопо Южно-Родезийского концентра помимо архейских гнейсов наблюдаются раннепротерозойские трогии, заполненные системой Умкондо, и палеозой-мезозойские трогии, выполненные толщей Карру. В обрамлении Восточно-Африканского кратона выделяются раннепротерозойский пояс Убенди, позднепротерозойский пояс Букоба — Кигома, а также дуговые каррусские трогии, соседствующие с приподнятыми блоками архейских пород.

Таким образом, рассмотренная этапность становления Северо-Украинского тектоноконцентра может быть обнаружена и в истории развития тектоноконцентров Африки (табл. 2). Отличительная их особенность — значительно большая активность мобильных поясов в фанерозое.

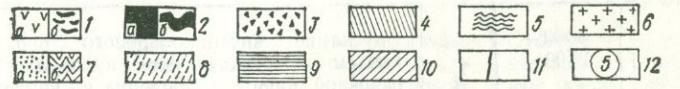
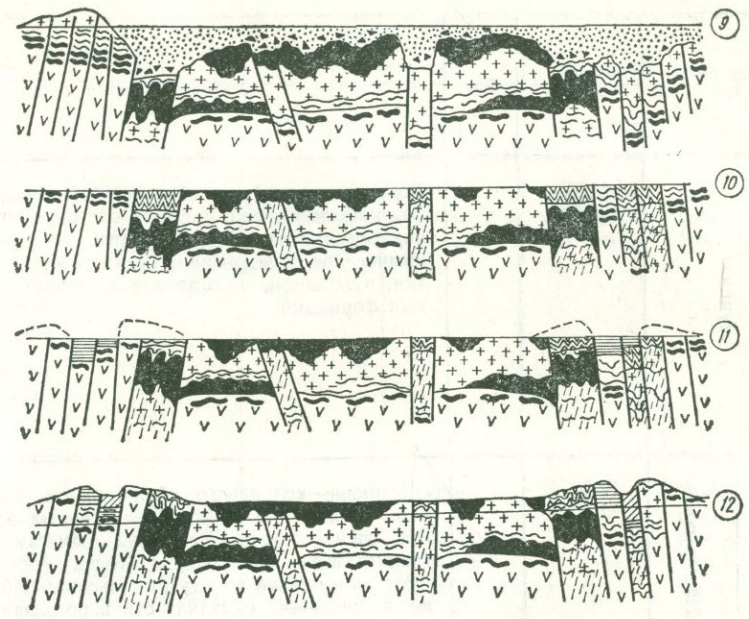
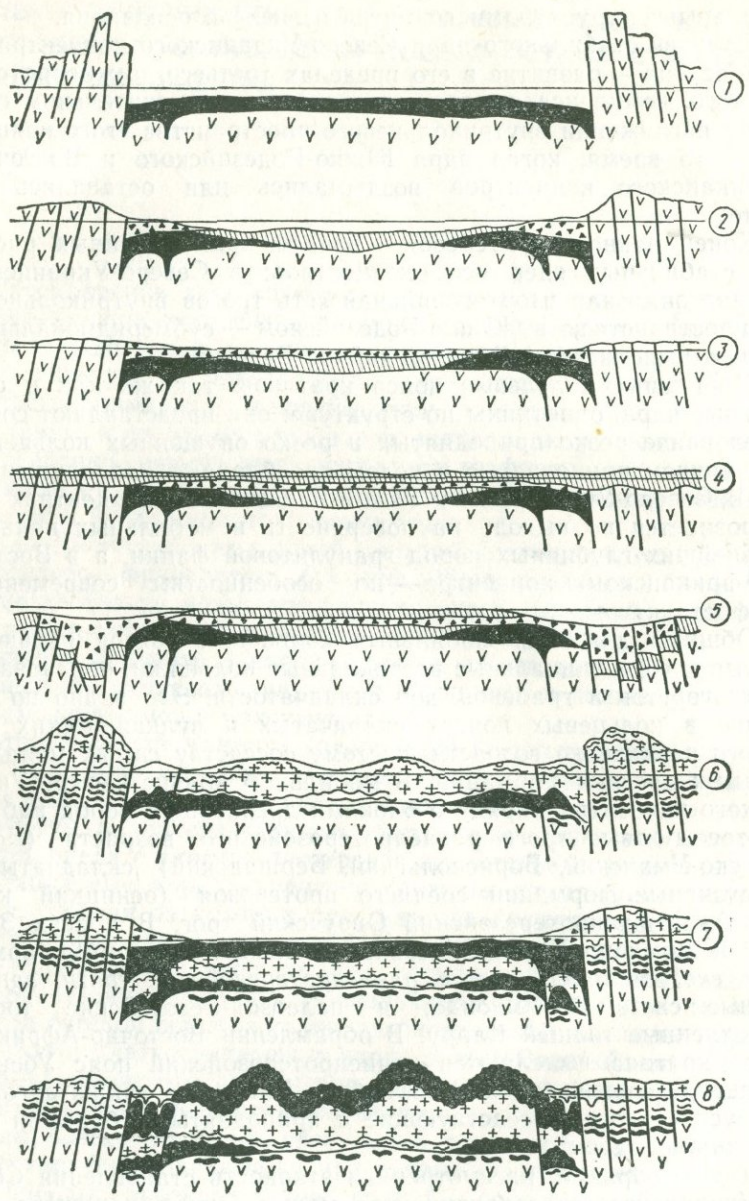


Рис. 24. Схема развития тектоноконцентра:

1 — первичная базальтовая кора (а — неметаморфизованная, б — прошедшая стадию метаморфизма и складчатости); 2 — архейские лавы и интрузии основного состава (а — неметаморфизованные, б — прошедшие стадию метаморфизма и складчатости); 3 — терригенные образования; 4 — продукты химического выветривания базальтового ложа; 5 — архейские гнейсы; 6 — архейские граниты и мигматиты; 7 — осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя (а — неметаморфизованные, б — прошедшие стадию метаморфизма и складчатости); 8 — участки раннепротерозойской активизации; 9 — осадочно-вулканогенные породы палеозоя— мезозоя; 10 — осадочно-вулканогенные породы мезо-кайнозоя; 11 — разломы; 12 — номера элементов, отвечающих определенной стадии развития.

Основные этапы формирования тектонокожцентров Украины и Африки

| Стадия развития | Возраст, млн. лет | Эра | Основные события | Тектонокожцентры | | | | | | |
|-----------------|-------------------|-------|--|--|--|--|---|---|---|---|
| | | | | Северо-Украинский | | Южно-Родезийский | | Восточно-Африканский | | |
| | | | | Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы | |
| Лунная | 4000—4700 | | Образование твердой базальтовой коры; возникновение кольцевой системы разломов; опускание внутрикольцевого блока, подъем кольцевого вала; химическое выветривание базальтового ложа, эрозия, вулканизм, накопление осадочно-вулканогенных формаций | Разломы кольцевой системы: Суцано-Пержанский, Ядлов-Трактемировский, Тальновский и др. Кольцевая структура типа лунного «моря» | Бугская серия | Разломы кольцевой системы | Древние гнейсы основания | Разломы кольцевой системы | Древние гнейсы основания | |
| | | | | Литинский купол, складчатый овал на месте современного Коростенского плутона | Бугская серия; чарнокиты, эндербиты, виннициты подольского комплекса | — | Древние гнейсы основания; комплекс чарнокитов | — | Древние гнейсы основания; комплекс чарнокитов | |
| | | | | Субгоризонтальные покровы и потоки | Росинско-тичкская серия | Субгоризонтальные покровы и потоки | Первичные системы — Себаквийская, Булавайская, Шамвайская | Субгоризонтальные покровы и потоки | Системы Додома и Ньянза | |
| | | | | Гранито-гнейсовые овалы в районе городов Фастова, Гайсина и др. | Росинско-тичкская серия, звенигородский комплекс | Гранитные купола района городов Дарвин — Солсбери — Булавайо | Первичные системы; граниты основания | Гранитные купола Танганьикского щита | Системы Додома и Ньянза, граниты основания | |
| Нуклеарная | 3500—4000 | Архей | Опускание внутрикольцевого пространства и подъем кольцевого вала; вулканизм и интрузии основной магмы; накопление во внутрикольцевом пространстве вулканогенных и частично осадочных формаций | Сочетание синеклиз и выступов архейского фундамента | Тетеревская и ингульская серии | — | — | — | — | |
| Начальная | | | | Опускание внутрикольцевого пространства и накопление в его пределах осадочно-вулканогенных формаций. Региональный метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитизация накопленных толщ; формирование куполов и овалов во внутрикольцевом пространстве и линейной складчатости в пределах кольцевого обрамления. Эрозия | Литинский купол, складчатый овал на месте современного Коростенского плутона | Бугская серия; чарнокиты, эндербиты, виннициты подольского комплекса | — | Древние гнейсы основания; комплекс чарнокитов | — | Древние гнейсы основания; комплекс чарнокитов |
| Средняя | | | | Опускание внутрикольцевого пространства и подъем кольцевого вала; вулканизм и интрузии основной магмы; накопление во внутрикольцевом пространстве вулканогенных и частично осадочных формаций | Субгоризонтальные покровы и потоки | Росинско-тичкская серия | Субгоризонтальные покровы и потоки | Первичные системы — Себаквийская, Булавайская, Шамвайская | Субгоризонтальные покровы и потоки | Системы Додома и Ньянза |
| Нуклеарная | 2650—3000 | Архей | Метаморфизм и гранитизация осадочно-вулканогенного покрова; реоморфизм гранитоидов и мигматитов основания; рост куполов и овалов, образование межкупольных синклиналей, сложенных осадочно-вулканогенными породами. Эрозия | Гранито-гнейсовые овалы в районе городов Фастова, Гайсина и др. | Росинско-тичкская серия, звенигородский комплекс | Гранитные купола района городов Дарвин — Солсбери — Булавайо | Первичные системы; граниты основания | Гранитные купола Танганьикского щита | Системы Додома и Ньянза, граниты основания | |
| Конечная | 2400—2650 | | | Погружение значительной части тектонокожцентра под уровень моря, осадконакопление, вулканизм. Омоложение архейского фундамента | Сочетание синеклиз и выступов архейского фундамента | Тетеревская и ингульская серии | — | — | — | — |
| Начальная | 2400—2650 | | Погружение значительной части тектонокожцентра под уровень моря, осадконакопление, вулканизм. Омоложение архейского фундамента | Сочетание синеклиз и выступов архейского фундамента | Тетеревская и ингульская серии | — | — | — | — | |

| Стадия развития | Возраст, млн. лет | Эра | Основные события |
|---------------------|-------------------|--------------------|--|
| Субгеосинклинальная | 2100—2400 | Ранний протерозой | Региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитизация и складкообразование накопленных осадочно-вулканогенных формаций. Омоложение архейского фундамента |
| | | | Формирование диагональной и ортогональной сети разломов, образование троговых структур. Эрозия |
| Субплатформенная | 1900—2100 | Ранний протерозой | Активизация троговых структур и разломов, гранитоидный магматизм, щелочной и кремниевый метасоматоз |
| Платформенная | 1600—1900 | Средний протерозой | Формирование платформенного чехла; продолжение гранитоидного магматизма и метасоматоза в троговых структурах; трещинные кольцевые интрузии |
| | 570—1600 | Поздний протерозой | Продолжение гранитоидного магматизма и метасоматоза в троговых структурах и разломах; возобновление осадконакопления в трогах |

| Тектоноконцентры | | | | | |
|---|--|---|---|--|--|
| Северо-Украинский | | Южно-Родезийский | | Восточно-Африканский | |
| Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы |
| Линейная и куполовидная складчатость | Тетеревская и ингульская серии; мигматиты и автохтонные граниты кировоградско-житомирского комплекса | — | — | — | — |
| Разломы: Шпиковский, Ильинецкий, Тетеревский, Центральный, Лугинский, Казатинский и др. | — | Кольцевой трог Умкондо; Великая дайка Родезии | Система Умкондо; гипербазиты и габбро Великой Родезии | Трог Убенди | Система Убенди |
| Интрузивные тела гранитов | Граниты уманские, богуславские, мухаревские, хмельникские и др.; щелочные метасоматиты | Зоны активизации в поясах Замбези и Лимпопо | Граниты, метасоматиты, пегматиты | — | — |
| Кольцевые вулcano-плутонические структуры | Пугачевская свита; коростенский комплекс габбро-анортзитов и рапакиви | — | Система Ломагунди | — | — |
| Наложённые трог | Овручская эффузивно-осадочная серия; пержанский комплекс метасоматитов и гранитов | Зоны активизации Мозамбикского пояса | Молодые граниты, пегматиты, метасоматиты | Синк линаль Букоба — Кигома. Пояс Бурунди — Карагва — Анколе | Песчаники, известняки, лавы. Глинистые сланцы, кварциты, граниты, метасоматиты |

| Стадия развития | Возраст, млн. лет | Эра | Основные события |
|-----------------|-------------------|---------------------|---|
| | 0—570 | Ранний палеозой | Вулканизм в трогах внутрикольцевого пространства |
| Платформенная | | Поздняя пермь — юра | Образование кольцевой системы трогов, заполняемых осадочно-вулканогенными формациями |
| | | Мезозой — кайнозой | Образование дуговых рифтовых долин, заполнение их осадочно-вулканогенными формациями, вулканизм и интрузии в пределах кольцевого обрамления |

Обобщенная схема формирования структуры земной коры на территории тектоноконцентров приведена на рис. 24. Схема состоит из двенадцати элементов, восемь из которых отражают лунную и нуклеарную стадии развития тектоноконцентра (в соответствии с табл. 2). В лунную стадию происходят формирование кольцевой структуры типа лунного «моря» или крупного кратера (элемент 1) и ее частичная эрозия, сопровождаемая химическим выветриванием базальтовой коры (элемент 2).

Нуклеарная стадия начинается после периода длительной эрозии и накопления в пределах тектоноконцентра мощной вулканогенно-терригенной толщи (элементы 3—5). Формирование первичных гранитов и мигматитов, а также первых купольных структур (элемент 6) происходит еще до образования мощного лавового покрова, давшего первичные системы африканских тектоноконцентров и росинско-тикичскую серию Северо-Украинского тектоноконцентра (элемент 7). Элемент 8 отражает окончательно сформированную нуклеарную структуру (без эрозии).

На элементах 6—8 четко видно, что нуклеарный тип структуры свойствен не всей континентальной коре архея, а лишь относительно стабильным ее участкам типа стабильных ядер тектоноконцентров. В пределах кольцевых мобильных поясов уже на ранних стадиях формируется сжатая линейная приразломная складчатость с относительно мелкими куполами.

| Тектоноконцентры | | | | | |
|---|--|--------------------------|-------------------|--------------------------|----------------------------|
| Северо-Украинский | | Южно-Родезийский | | Восточно-Африканский | |
| Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы | Структуры | Серии, комплексы |
| Ильинецкий и другие эффузивы Немировского трога | Туфобрекчии, андезитовые порфиры, трахитовые порфиры | — | — | — | — |
| — | — | Кольцевая система трогов | Система Карру | Кольцевая система трогов | Система Карру |
| — | — | Трог Урема | Морские отложения | Западный рифт | Речные и озерные отложения |
| | | | | Рифт Грегори | Лавы, туфы |

Элемент 9 (рис. 24) отражает начало субгеосинклиальной стадии развития тектоноконцентров, когда значительная их территория стала местом накопления осадочно-вулканогенных толщ нижнего протерозоя. Орогенный этап этого периода пропущен. Элемент 10 отражает стадию автономной активизации, наступившую в конце раннего протерозоя на субплатформенном этапе.

Элементы 11 и 12 отражают этапы фанерозойской активизации — формирование трогов Карру (11) и рифтовых зон (12), — ярко проявившиеся в африканских тектоноконцентрах.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В среднем протерозое платформенная стадия развития докембрийских щитов сопровождалась новым повсеместным проявлением тектоно-магматических процессов центрального типа, послуживших причиной формирования кольцевых структур вулканоплутонических комплексов. По характеру развития эти структуры уже мало чем отличаются от многочисленных хорошо изученных структур вулканоплутонических комплексов фанерозоя, однако превышают их своими размерами. Кроме того, в результате более длительной и глубокой эрозии большинство из них лишено многих признаков вулканической деятельности — лавовых и туфовых покровов, остатков вулканических аппаратов. Поэтому они нередко рассматриваются как батолиты.

Яркое представление о докембрийских кольцевых структурах вулканоплутонических комплексов дает формация рапакиви. Р. З. Левковский [99] показал, что большинство массивов рапакиви Восточно-Европейской платформы, а также некоторые массивы Гренландии и Северной Америки имеют кольцевое строение. Нами совместно с Р. П. Патрикияном, А. И. Тимошенко и Т. П. Шевченко подобный вывод был сделан в отношении массивов рапакиви и габбро-анортозитов Украинского щита [48]. Поскольку кольцевое строение этих комплексов не является еще общепризнанным, считаем необходимым дать более подробную характеристику геологического строения Коростенского и Корсунь-Новомиргородского сложных плутонов.

Крупное и сложное по строению интрузивное тело габбро-анортозитов и рапакивиподобных гранитов, которое образовалось в среднем протерозое и называется **Коростенским плутоном**, расположено в крайней северо-западной части Украинского щита. Значительные перспективы на многие ценные полезные ископаемые определяют то внимание, которое проявляется к его структуре и истории становления. Развитие взглядов на формирование Коростенского сложного плутона как структуры в целом связано с именами А. А. Полканова и В. С. Соболева. Несмотря на ограниченный фактический материал, эти исследователи высказали ряд важных мыслей, не утративших своей ценности до настоящего времени. По их мнению [119, 142], плутон представляет собой плоское интрузивное тело мощностью

не более нескольких километров (по В. С. Соболеву), внедрившееся в условиях платформы-кратогена между резко дислоцированной формацией древних гнейсов и полого залегающими кварцитовидными песчаниками овручской серии. В начальную фазу произошло внедрение основной магмы, давшей габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты Володарск-Волинского, Чеповичского и других более мелких массивов (рис. 25). Со второй фазой связано внедрение гранитной магмы, которая, заполнив полость между основными породами и кровлей и распространившись в стороны, образовала плутон огромных размеров. Происхождение гранитной магмы эти авторы, как и большинство современных исследователей, связывают с переплавлением пород кровли под влиянием высокотемпературного расплава первой фазы. Завершилось становление плутона образованием щелочных пород, распространенных ограниченно.

Многие основные положения, выдвинутые А. А. Полкановым и В. С. Соболевым, подтверждены более поздними исследованиями, однако имеются некоторые важные вопросы, в настоящее время либо уже пересмотренные, либо требующие уточнения. В частности, доказано [67], что породы овручской серии отлагались на частично размытой поверхности Коростенского плутона, а кровлю магматической камеры, в которую внедрялся расплав, слагали сланцы и кварцито-песчаники пугачевской серии. Изменился и взгляд на последовательность внедрения дифференциатов основной магмы. Так, установлено [22], что формирование комплекса основных пород началось с образования крупнозернистых лейкократовых разностей — анортозитов и габбро-анортозитов и закончилось внедрением мелкозернистых меланократовых габбро, габбро-норитов, габбро-диабазов, т. е. последовательность внедрения расплава оказалась обратной той, которую предполагал А. А. Полканов.

Важно отметить, что вопросы структурного положения Коростенского плутона и его пространственных ограничений до настоящего времени остаются наиболее дискуссионными. Большинство исследователей разделяют представление А. А. Полканова и В. С. Соболева о том, что плутон является плоским субгоризонтальным телом, формирование которого связано с наличием первоначального сводового поднятия или куполообразного вздутия верхних горизонтов земной коры, однако существует и другое мнение, согласно которому плутон имеет батолитовую форму залегания. В. Г. Пастухов относит интрузивные образования коростенского комплекса к орогенным геоантиклинальным магматическим формациям, становление которых происходит в пределах зарождающихся поднятий в орогенные этапы развития.

К настоящему времени на территории Коростенского сложного плутона выполнены значительные объемы детальных геофизических и геологических работ, позволивших выяснить поло-

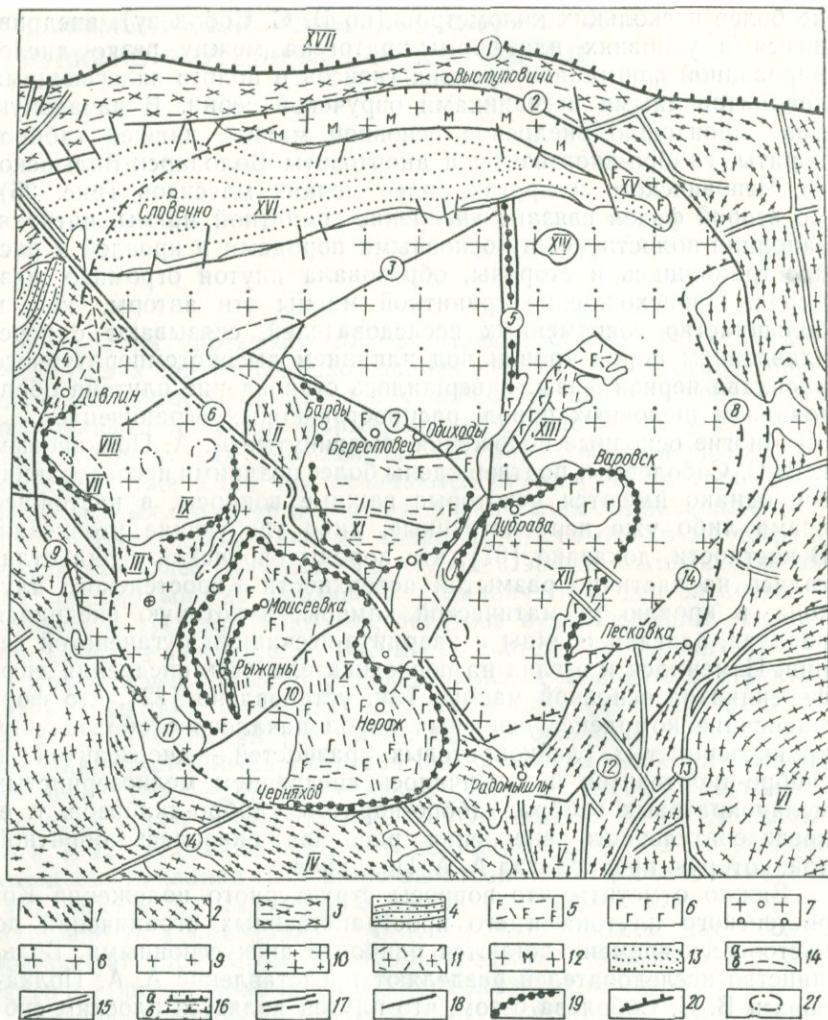


Рис. 25. Тектоническая карта Коростенского сложного плутона.

Нижний протерозой: 1 — тетеревакская серия, 2 — кировоградско-житомирский комплекс. **Средний протерозой:** 3 — осницкий комплекс, 4 — пугачевская серия; **коростенский комплекс:** 5 — анортозиты, габбро-анортозиты (штрихами показаны оси положительных магнитных аномалий, отражающие линии течения магмы), 6 — габбро, габбро-нориты, нориты, 7 — граниты рапакиви, 8 — граниты рапакивинподобные степенювские, росоховские, норинские, 9 — граниты рапакивинподобные крупно- и среднеовальные, 10 — граниты рапакивинподобные средне- и мелкоовальные, 11 — гранит-порфиры, 12 — граниты, метасоматически измененные. **Верхний протерозой:** 13 — овручская серия; 14 — границы распространения (а — комплексов, б — пород в комплексе). **Разломы:** 15 — древнего (архей — ранний протерозой) заложения, 16 — протерозойские, приведшие к формированию Коростенского опущенного блока (а — не перекрытые гранитоидами коростенского комплекса, б — перекрытые гранитоидами коростенского комплекса), 17 — унаследовавшие более древние разломы, 18 — заложены после формирования плутона, 19 — послужившие каналами подъема основной магмы коростенского комплекса; 20 — сброс, отделяющий Украинский щит от Припятского грабена; 21 — очаги внедрения кислой магмы коростенского комплекса **Блюмки рамы:** I — Осницкий, II — Бехинский, III — Ушомирский, IV — Бердичевский, V —

жение и форму подводящих каналов основной и кислой магмы, установить элементы залегания прототектонических структур в габбро-анортозитовых массивах, проследить многочисленные разрывные нарушения, изучить взаимоотношение пород плутона и рамы, а также структуры последней. Полученные данные приводят к мысли (к которой, по всей вероятности, склонялся и А. А. Полканов), что Коростенский плутон развивался по типу кольцевых тектоно-магматических структур. Ниже рассматриваются факты, подтверждающие эту точку зрения.

Крупномасштабные геолого-геофизические исследования, выполненные на Володарск-Волинском, Чеповичском и других габбро-анортозитовых массивах, показывают, что основная магма поднималась в верхние слои земной коры по системе кольцевых и дугообразных разломов. Об этом, в частности, свидетельствует характер распределения гравитационного поля над массивами (рис. 26): в центральной части массива оно отвечает субгоризонтальному пластообразному телу габбро-анортозитов и анортозитов мощностью 0,5—3 км, а в краевых зонах — крутопадающим дайкообразным телам, сложенным габбро-норитами и частично габбро-анортозитами.

В пределах Володарск-Волинского массива кольцевой подводящий канал прослеживается в периферической его части по линии Черняхов — Ставище — Черняхов, образуя замкнутый овал размерами 35×52 км. Он хорошо отражается на карте трансформированного гравитационного поля (рис. 26) в виде цепочки локальных положительных аномалий. Падение стенок канала, по данным количественных расчетов, вертикальное или круто центриклинальное. Магма, поднимавшаяся по каналу до подошвы полого залегающих осадочно-эффузивных образований пугачевской серии, далее распространялась в горизонтальном направлении, при этом основной объем расплава двигался во внутрикольцевое пространство, а незначительная часть — во внешние стороны. Впоследствии основные породы, располагавшиеся с наружной стороны, были ассимилированы гранитной магмой второй интрузивной фазы и сохранились лишь в виде сравнительно узкого «карниза» и разрозненных останцов.

Ближе к центру массива, в 6 км от внешнего подводящего канала конформно с ним располагается более узкий внутренний подводящий канал, который фиксируется по выходам меланократовых габбро и цепочкам гравитационных максимумов

Кочеровский, VI — Фастовский. Массивы основных пород коростенского комплекса: VII — Кривотинский, VIII — Емельяровский (скрытый под гранитами коростенского комплекса), IX — Ушомирский, X — Володарск-Волинский, XI — Чеповичский, XII — Пиняевичский, XIII — Рудня-Базарский; XIV — Давидковский, XV — Павловичский; XVI — Овручский грабен-синклиорий; XVII — Припятский грабен. Разломы (цифры в кружках): 1 — Припятский, 2 — Ясенецко-Дзержинский, 3 — Лугинский, 4 — Белокоровичский, 5 — Звиздаль-Залесский, 6 — Центральный, 7 — Межиричанско-Обиходовский, 8 — Обуховичский, 9 — Гайновский, 10 — Лезниковский, 11 — Дворищанский, 12 — Кодринский, 13 — Брусняловский, 14 — Тетеревский.

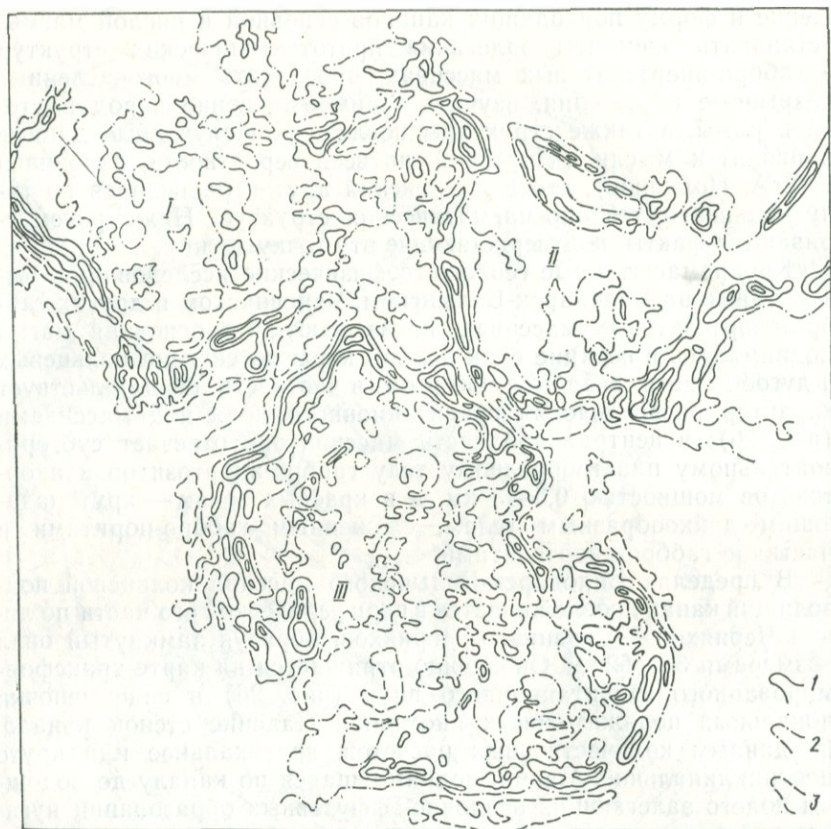


Рис. 26. Характер трансформированного гравитационного поля над массивами основных пород коростенского комплекса.

Изолинии остаточных аномалий: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные. Массивы: I — Емельяновский, II — Чеповичский, III — Володарск-Волынский.

на участке сел Рыжаны — Моисеевка — Нераж. В отдельных местах внешний и внутренний каналы соединены каналами-перемычками, вследствие чего концентрический характер их строения нарушается.

У второго по размерам Чеповичского габбро-анортозитового массива, располагающегося в центре плутона, подводный канал прослеживается в районе сел Барды, Мелени, Емельяновка, где образует внешнее полукольцо диаметром около 30 км. Ему отвечает цепочка положительных аномалий трансформированного гравитационного поля. Северо-восточная часть массива прямолинейно обрывается Межиричанско-Обиходовским разломом, к которому приурочена дайка габбро-диабазов, поэтому кольцевой подводный канал здесь разомкнут.

Расслоенность габбро-анортозитовых массивов, выражающаяся в чередовании пород различной основности и зернистости, в линейной ориентировке кристаллов пироксена, амфибола и плагиоклаза, а также ксенолитов более древних пород — гнейсов и кварцитовых песчаников, прекрасно отражается в распределении аномалий гравитационного и особенно магнитного полей. Изучение материалов крупномасштабных геофизических съемок в сопоставлении с данными структурно-геологических исследований [22, 115, 119 и др.] позволяет сделать вывод о конформности в плане линейно-плоскостных прототектонических структурных элементов в интрузивах по отношению к кольцевым подводным каналам (см. рис. 25). В разрезе наблюдается постепенный переход от субгоризонтальных пологопадающих линейно-плоскостных структур в центре массивов к крутопадающим на периферии. В зоне подводных каналов основные породы расслоены субвертикально; нередко падение полосчатости ориентировано к центру массива, указывая на направление движения расплава по каналу. Вначале внедрялся более легкий дифференциат основной магмы, давший анортозиты и габбро-анортозиты. После его кристаллизации внедрялся тяжелый дифференциат и формировались мелкозернистые габбро, габбро-нориты и габбро-диабазы, иногда содержащие ксенолиты пород начальной фазы внедрения. Меланократовый дифференциат не распространялся далеко и затвердевал в основной своей массе в пределах каналов.

Результаты последних лет позволяют высказать достаточно обоснованное допущение о наличии скрытого под гранитами еще одного кольцевого массива основных пород, располагающегося к западу от Чеповичского, который назван Емельяновским. Он устанавливается по несколько повышенным магнитному и гравитационному полям, аналогичным таковым над Володарск-Волынским массивом, а также по кольцевой цепочке гравитационных максимумов на его периферии, которая, без сомнения, отвечает подводному каналу основной магмы. Кольцевой подводный канал диаметром 25—35 км в основном скрыт под гранитами коростенского комплекса и выходит на поверхность лишь в районе сел Кривотин и Ушомир. Здесь сравнительно давно установлены массивы основных пород (см. рис. 25), вытянутые в северо-западном (Кривотинский) и восточно-северо-восточном (Ушомирский) направлениях, т. е. по линии подводного канала. Основные породы, слагающие массивы, весьма полого погружаются к центру Емельяновского интрузива под перекрывающие их граниты коростенского комплекса. В зоне подводного канала, располагающегося под массивами, основные породы наклонены круто, что видно по характеру геофизических полей. Мощность перекрывающей толщи гранитоидов, по данным количественных расчетов, увеличивается от периферии к центру, достигая, возможно, 1—2 км.

Дугообразный подводящий канал основной магмы зафиксирован также к востоку от Чеповичского и Володарск-Волынского массивов. Он соединяет Чеповичский массив с Пинязевичским (см. рис. 25) по линии сел Дубрава — Варовск — Федоровка. В средней части канал перекрыт стефановскими рапакивиподобными гранитами. Как и в ранее описанных структурах, он располагается по наружному периметру плоского интрузивного тела, фрагментами которого являются Пинязевичский массив и восточное ответвление Чеповичского массива, сложенные основными породами коростенского комплекса. Большая часть основной интрузии, которая, как обычно, распространялась в межформационном пространстве от дугового канала внутрь, скрыта под согласно налегающими на нее рапакивиподобными гранитами, хотя, очевидно, породы основного состава и не занимают всей площади, окруженной каналом.

Распространение гранитоидных пород коростенского комплекса, занимающих значительно большую площадь, чем породы основного состава, контролируется также кольцевой системой разломов-сбросов; последние, однако, не являлись подводящими каналами кислой магмы, а ограничивали ее продвижение от каналов в боковое пространство. Эта кольцевая система разломов устанавливается в периферической части Коростенского плутона по четким гравитационным ступеням и смене характера магнитного поля (рис. 27). Отдельные ее отрезки разделяют породы плутона и рамы, например, Ясенецко-Держинский разлом на севере, проходящий по контакту гранитоидов осницкого и кировоградско-житомирского комплексов, с одной стороны, и метасоматически измененных рапакивиподобных гранитов — с другой. Однако чаще всего краевые разломы прослеживаются либо во вмещающих плутон породах рамы (где гранитная магма не достигла краевых сбросов), либо под рапакивиподобными гранитами (где магма вышла за пределы этих разломов). Примером первых могут служить Кодринский разлом на юге и Ганновский на западе, секущие осадочно-метаморфические образования. Ко вторым относятся северо-восточный отрезок Тетеревского, отдельные части Белокоровичского разломов и Дворищанский разлом. На тех участках, где контакт гранитоидов коростенского комплекса с древней рамой не тектонический, отмечается достаточно пологое налегание гранитов на вмещающие породы с падением контакта под углом до 30° в сторону плутона.

Описываемая кольцевая система сбросов ограничивает по линии Великий Дивлин—Зубринка—Черняхов—Радомышль—Песковка—Выступовичи—Словечно круговой блок диаметром 125—130 км, в пределах которого древняя рама опущена, по расчетам, на 3—4 км. Блок разделен Центральным разломом северо-западного простирания на две части, из которых северо-восточная, куда входит Чеповичский массив, опущена значитель-

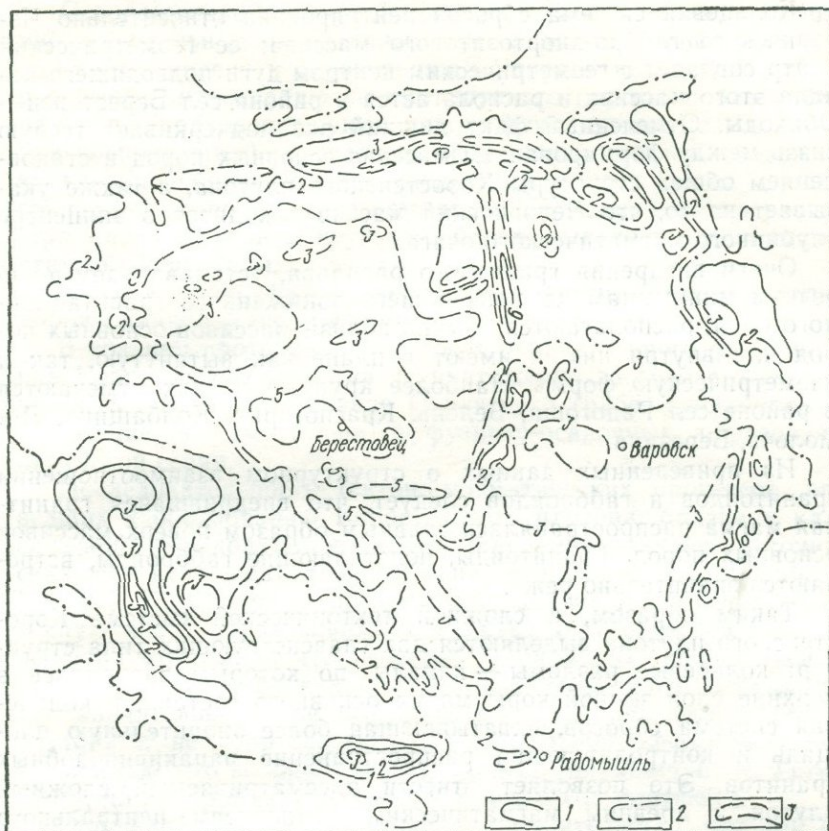


Рис. 27. Отражение кольцевой структуры Коростенского плутона в аномальном магнитном поле.

Изодинны Z_d : 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные. Оцифровка в миллиэрстедах.

но глубже, чем юго-западная, где расположены Володарск-Волынский и Емельяновский массивы.

Круговая форма блока в отдельных местах нарушена выступами древнего основания, как это наблюдается на западе, в районе сел Пугачевки—Ушомира (Ушомирский блок) и на востоке, в районе с. Максимовичей. Немалую роль в формировании структуры Коростенского опущенного блока сыграла также древняя сеть разломов рамы, к которой частично приспособивалась более поздняя кольцевая система. Это хорошо видно на примере Тетеревского глубинного разлома, который, пересекая плутон в юго-восточной части, значительно повлиял на распространение рапакививоподобных гранитов, чем Кодринский разлом из кольцевой системы, хотя последняя связана непосредственно с формированием Коростенского плутона.

Кольцевая система сбросов центрирована относительно Чеповичского габбро-анортозитового массива: ее геометрический центр совпадает с геометрическим центром дуги подводящего канала этого массива и располагается в районе сел Берестовец—Обиходы. Отмеченный факт лишний раз подчеркивает тесную связь между формированием массива основных пород и становлением общей структуры Коростенского плутона, а также указывает на то, что Чеповичский массив находится в эпицентре глубинного магматического очага.

Очаги внедрения гранитного расплава, устанавливаемые по резким минимумам на фоне общего пониженного гравитационного поля, располагаются обычно вблизи массивов основных пород или внутри них и имеют в плане как вытянутую, так и изометрическую форму. Наиболее крупные из них отмечаются в районе сел Радогоща, Вельнь, Красногорка, Колбашина, Домолочь, Березина.

Из приведенных данных о структурном взаимоотношении гранитоидов и габброидов следует, что внедрившаяся гранитная магма распространялась главным образом поверх массивов основных пород. Гранитоиды, подстилающие габброиды, встречаются значительно реже.

Таким образом, в сложной тектонической системе Коростенского плутона выделяются два главенствующих типа структур: кольцевые разломы — каналы, по которым внедрялась в верхние слои земной коры магма основного состава, и кольцевая система сбросов, охватывающая более значительную площадь и контролирующая распространение рапакивиподобных гранитов. Это позволяет отнести рассматриваемый сложный плутон к древним магматическим комплексам центрального типа, весьма сходным со вторым типом кольцевых структур в известной классификации Е. В. Свешниковой [134].

История его развития представляется в следующем виде. В первой половине среднего протерозоя после формирования пород осницкого комплекса в северо-западной части Украинского щита наступает период пенепленизации и отложения платформенного чехла эффузивно-осадочных образований пугачевской серии: серых и розово-серых песчаников, сланцев, аргиллитов, переслаивающихся с покровами диабазов и диабазовых порфиров.

Вторая половина среднего протерозоя характеризуется образованием в исследуемом районе крупных кольцевых расколов, по которым внедрилась частично дифференцированная основная магма. Последняя, достигнув подошвы пугачевских песчаников, выжималась далеко в стороны. Основной ее объем заполнял внутрикольцевое пространство, поскольку к этому времени произошло опускание блоков фундамента, ограниченных кольцевыми разломами.

Освобождение глубинной магматической камеры и скопление значительных интрузивных масс в верхних горизонтах земной коры привели к образованию обширной кольцевой системы разломов и проседанию по ним крупного кругового блока фундамента. В образовавшуюся между фундаментом (с массивами габбро-анортозитов) и осадочно-эффузивным чехлом подземную кальдероподобную полость внедрилась кислая магма, давшая гранитоиды коростенского комплекса. Гранитная магма распространялась до границ кругового блока, выходя в отдельных местах за его пределы.

В последнюю фазу становления плутона сформировались породы дайковой серии и небольшие тела сиенитов.

В позднем протерозое, уже после окончательного формирования Коростенского плутона и уничтожения эрозией его верхней части, произошли опускание Овручского грабен-синклинория и отложение в нем толщи эффузивно-осадочных образований овручской серии.

Последовательность тектоно-магматических процессов, приведших к образованию Коростенского плутона, близка к классической последовательности формирования вулcano-плутонических структур центрального типа, рассмотренной в работах [69, 79]. Коростенский плутон представляет собой лишь интрузивную часть образовавшейся вулcano-плутонической структуры. При этом мало что известно о процессах, происходивших на поверхности, так как современный эрозионный срез проходит значительно ниже его кровли. Возможно, формирование плутона и не сопровождалось значительной эффузивной деятельностью, что вообще характерно, как указывает Е. К. Устиев [167], для габбро-анортозитовых комплексов платформ.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при общем дискордантном залегании плутона среди пород древней рамы складчатые структуры в последних вытянуты во многих случаях приблизительно параллельно кольцевой системе разломов (см. рис. 25). Создается впечатление облекания ниже- и среднепротерозойскими породами рамы какой-то неизвестной изометричной структуры (купола или мульды), полностью скрытой под плоским телом плутона. Совпадение в плане этих двух округлой формы структур (более молодой — платформенной и более древней — геосинклинальной) не случайно. Можно предположить, что подкоровые термодинамические условия, приведшие к формированию рассмотренной нами интрузии центрального типа, возникли значительно раньше, и их сквозное влияние проявлялось от начала и до конца протерозоя.

Корсунь-Новомиргородский сложный плутон пород коростенского комплекса, расположенный в центральной части щита, представлен двумя соединяющимися круговыми массивами рапакиви — Северным и Южным — диаметром 50—60 км каждый (рис. 28). Менее значительные по размерам тела габбро-анор-

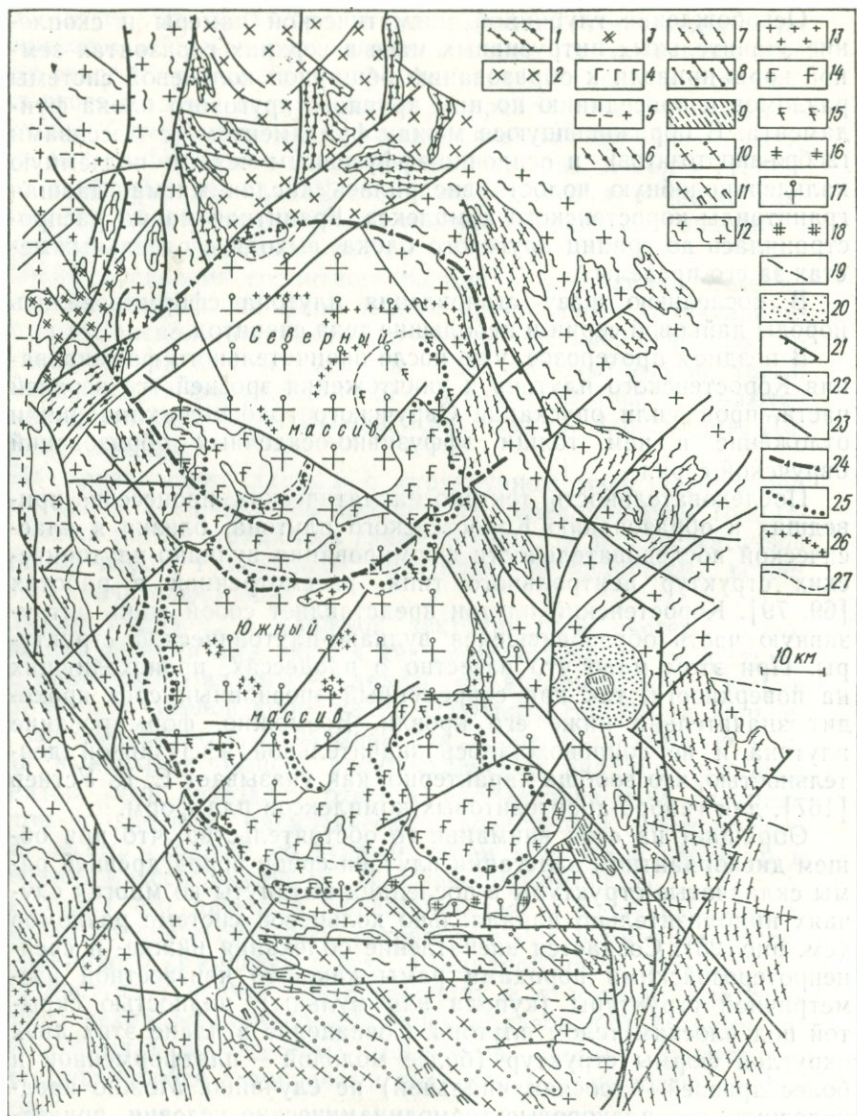


Рис. 28. Тектоническая карта Корсунь-Новомиргородского сложного плутона (по Т. П. Шевченко и О. Б. Гинтову).

Архей: 1 — бугская серия; 2 — подольский комплекс; росинско-тикичская серия; 3 — володарская свита, 4 — габбро и габбро-амфиболиты; 5 — звенигородский комплекс. Нижний протерозой. Тетеревская серия: 6 — станишовская свита; икегульская серия: 7 — спасовская свита, 8 — рощаховская свита, 9 — чечелевская свита; кировоградско-житомирский комплекс: 10 — биотитовые граниты и мигматиты новоукраинские, 11 — биогит-пироксеновые граниты и мигматиты новоукраинские, 12 — граниты кировоградские, 13 — граниты аплитовые и легматойдные. Средний протерозой. Коростенский комплекс: 14 — габбро-анортозиты, анортозиты, габбро, 15 — те же породы, перекрытые гранитами рапакиви, 16 — гибридные породы с реликтовой габбровой структурой (габбро-монзониты и др.), 17 — рапакиви, рапакивиподобные граниты, 18 — сиениты, сиенитовые аплиты. Средний — верх-

тозитов занимают различное структурное положение в пределах обоих массивов: в Северном они образуют кольцевое обрамление, в Южном слагают две внутренние кольцевые структуры.

Кольцевой характер структуры плутона долгое время оставался не выявленным. Основное внимание уделялось ортогональной или диагональной [162] системе разрывов, с которой, якобы, связана эта среднепротерозойская интрузия. Лишь К. А. Болюбах [18] предполагала наличие кольцевых структур. Окончательно центральный тип структуры определился здесь по данным детальных геофизических работ.

По аналогии с Коростенским в Корсунь-Новомиргородском плутоне главную роль играют два типа разломов: кольцевые подводящие каналы магмы основного состава и кольцевые сбросы, ограничивающие распространение рапакивиподобных гранитов. Это позволяет с уверенностью отнести данный плутон к структурам центрального типа. История его развития представляется совершенно аналогичной истории развития Коростенского плутона, поэтому здесь не рассматривается.

Древнее обрамление плутона на юге, западе и востоке в целом конформно его очертаниям. Можно предположить, что на месте Корсунь-Новомиргородского плутона уже в раннем протерозое существовала изометричная тектоническая структура и, следовательно, его формирование было предопределено более древними процессами.

Среди многочисленных кольцевых структур вулкано-плутонических комплексов, известных на Земле в настоящее время, Коростенский и Корсунь-Новомиргородский сложные плутоны — одни из самых крупных. Из соизмеримых с Коростенским плутоном кольцевых структур можно назвать лишь Голерский кольцевой комплекс в Южной Австралии [196], известный интрузив Садбери в Канаде, связь которого с вулкано-тектонической депрессией и системой кольцевых гранофировых даек доказана Дж. Томсоном и В. Гамильтоном [167]; Выборгский и Рижский плутоны рапакиви, описанные как кольцевые структуры Р. З. Левковским [99]. Остальные известные вулкано-плутонические комплексы кольцевого строения обычно не превышают по своим размерам Северного и Южного массивов Корсунь-Новомиргородского плутона.

Рассматривая механизм образования среднепротерозойских кольцевых структур вулкано-плутонических комплексов, Р. З. Левковский пришел к выводу, что массивы рапакиви

ний протерозой: 19 — дайки диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов. Мезозой: 20 — трахидациты Болтышской впадины. Разломы: 21 — с вертикально перемещенными крыльями, выделенные по гравитационным ступеням, 22 — выделенные по данным магнитотразведки, 23 — выделенные по комплексу данных, 24 — кольцевой системы, по которым происходило опускание круговых блоков при формировании плутонов рапакиви; 25 — подводящие каналы основной магмы коростенского комплекса; 26 — подводящие каналы кислой магмы коростенского комплекса; 27 — контуры тел габбро-анортозитов, перекрытых гранитами.

больше всего отвечают IV типу уже упоминавшейся классификации Е. В. Свешниковой, т. е. формировались они в такой последовательности: после возникновения кольцевого разлома внутрикольцевой блок периодически опускался с интенсивным дроблением, в результате чего образовалась серия кольцевых и аркообразных интрузивных тел с «крышей» сложной конфигурации. Для этого типа интрузий, по Е. В. Свешниковой, характерно формирование кольцевых разломов не в виде сплошных разрывов, а в виде кольцевой ослабленной зоны, вдоль которой интрузивные комплексы образуют группы штокообразных тел и серии даек.

В Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах аркообразная форма интрузивных тел наблюдается в некоторых массивах габбро-анортозитов. Что же касается более крупных тел рапакиви и рапакививидных гранитов, то они образуют в разрезе скорее пластинообразные и тонкие лополитоподобные тела с достаточно пологим падением вмещающих пород под интрузивный комплекс. Такого же мнения в отношении Выборгского плутона придерживаются В. Вааль [225] и Д. А. Великославинский [25].

Нам представляется, что гранитоиды в рассматриваемых вулкано-плутонических комплексах слагают кольцевые структуры скорее II, чем IV типа. Серьезным подтверждением этому служат геофизические данные. Если бы граниты типа рапакиви образовывали в разрезе арочные формы с уходящими на глубину краевыми частями, то наибольшее понижение аномалий силы тяжести наблюдалось бы на периферии плутонов, где относительно легкие граниты имели бы максимальную мощность. На самом деле такой закономерности не наблюдается.

Обращает на себя внимание различное структурное положение габбро-анортозитов в больших и малых плутонах. В Коростенском плутоне диаметром около 130 км габбро-анортозиты слагают несколько локальных кольцевых структур размерами в поперечнике 30—50 км. Что касается Корсунь-Новомиргородского плутона, то в пределах Южного массива габбро-анортозиты также образуют кольцевые структуры второго порядка размерами в поперечнике 30—40 км; в Северном массиве они развиты по периферии, слагая кольцевое обрамление тела рапакиви диаметром около 50 км.

Для таких относительно малых плутонов, как Ахвенисто в Финляндии [218] и Рагунда в Швеции [99], характерно обрамляющее положение габбро-анортозитов по отношению ко всему массиву рапакиви (рис. 29). В то же время в крупном Рижском плутоне [99] основные породы образуют локальные структуры внутри гранитоидов.

Можно сделать вывод, что размеры и глубина образования магматических очагов, послуживших источником интрузий габбро-анортозитов, обуславливали формирование кольцевых мас-

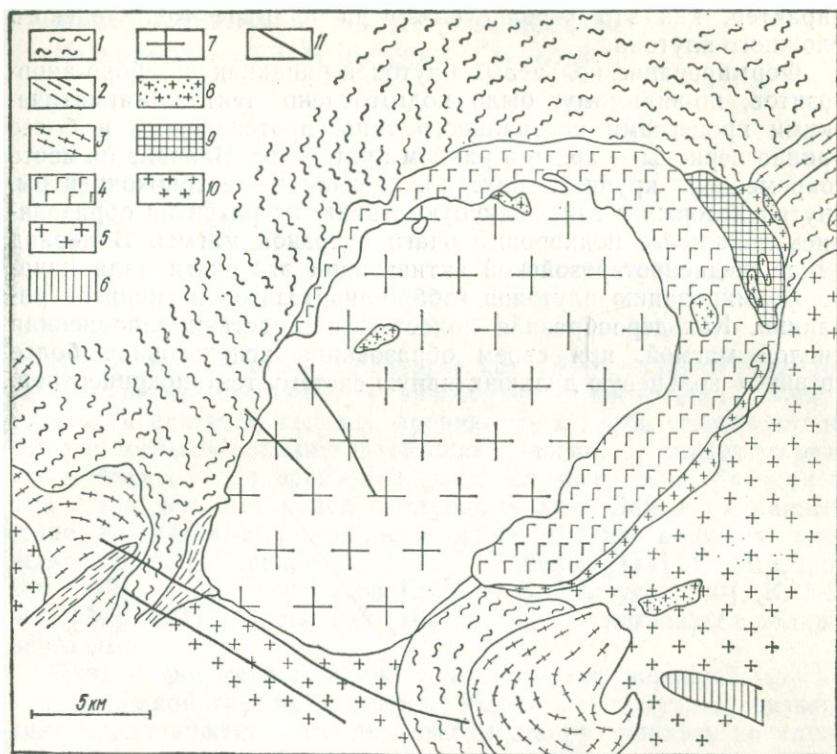


Рис. 29. Геологическая карта массива Ахвенисто (упрощенная выкопировка из работы [218]):

1 — мигматиты, 2 — амфиболиты, 3 — кварцевые диориты и гранодиориты, 4 — габбро-анортозиты, 5 — микроклиновые граниты, 6 — кварцевые диабазы, 7 — биотитовые рапакиви, 8 — порфировые аплиты, 9 — оливинные диабазы, 10 — амфиболовые рапакиви, 11 — дайки гранит-порфиров.

сивов этих пород диаметром не более нескольких десятков (до 50) километров. Такие очаги, вероятно, располагались в коре или непосредственно под ней.

В крупных кольцевых комплексах — Коростенском, Выборгском, Рижском — размеры гранитных плутонов значительно превышают кольцевые структуры габбро-анортозитовых массивов, что следует связывать с большими размерами кальдероподобных областей погружения, обусловленными одновременным функционированием нескольких первоначальных очагов основной магмы. Области погружения, по-видимому, огибает группы подобных очагов.

Возникает вопрос, почему же тогда контуры крупных гранитоидных плутонов оказываются близкими к круговым? Ответ, на наш взгляд, следует искать в более древней структуре коры, которая в местах их образования ранее уже имела кольцевой

характер, как это хорошо видно на примере Коростенского сложного плутона.

Формирование кольцевых плутонов рапакиви и габбро-анортозитов, по-видимому, было подготовлено тектоно-магматическими процессами центрального типа, протекавшими в более ранние периоды — архее и раннем протерозое. Вначале на месте современных крупных плутонов возникли тектоноконцентры, внутри которых в завершающую стадию их развития образовались локальные подкоровые очаги основной магмы. В период ранне-среднепротерозойской активизации эти очаги дали начало формированию плутонов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Кальдерообразная полость, впоследствии заполненная кислой магмой, при своем образовании использовала более древнюю кольцевую дизъюнктивную систему тектоноконцентров.

ОБЩЕПЛАНЕТНЫЙ ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Выше уже отмечался тот интерес, который проявляют исследователи древней тектоники Земли к строению поверхности планет солнечной системы, пытаясь проникнуть в глубь геологической истории методом сравнительной планетологии. До недавнего времени объектом для сравнения могла служить лишь близкая к нам Луна, поэтому вывод о «лунном» лике Земли на раннем этапе ее развития, сделанный даже такими видными учеными, как А. П. Павлов [111], А. В. Хабаков [171], Н. М. Страхов [149], А. П. Виноградов [27], В. В. Белоусов [10], К. Бенеш [14], К. П. Флоренский [168] и др., мог показаться излишне смелым.

Однако фотографирование с космических кораблей других планет земной группы, а именно Марса и Меркурия, подтвердило предположение, что их поверхность развивалась по «лунному» образцу (рис. 30—32). Было установлено, что многие участки поверхности Марса испещрены кратерами и по густоте распределения кратерных форм напоминают лунные материки. Размеры отдельных кратеров достигают 500—600 км, т. е. превышают диаметры самых крупных лунных кратеров в 2,5 раза [91]. Аналогичный рельеф поверхности установлен и на Меркурии [110].

Следовательно, изучение строения лунной коры с целью познания истории развития Земли на ранних этапах становится вполне правомерным. Такое сравнительное изучение таит в себе большие возможности, поскольку лунные структуры, имеющие возраст от 3 до 4,5 млрд. лет [6, 156, 163], в отличие от земных, законсервированы в первозданном виде, не затронуты эрозией и не закрыты осадочным чехлом.

В геологическом изучении лунной поверхности может быть выделено три основных этапа: телескопический, начавшийся еще со времен Галилея; фотографирования Луны с космических аппаратов, начавшийся в 1959 г. после запуска советской автоматической межпланетной станции «Луна-3»; непосредственного изучения лунной поверхности, начало которому положено в 1969 г. доставкой лунного грунта на Землю экипажем американского корабля «Аполлон-11».



Рис. 30. Спаренные лунные кратеры Альфонс (диаметр 60 км) и Птоле-
мей (диаметр 90 км). Хорошо видно сочетание кольцевых структур и
прямолинейных разломов [203].

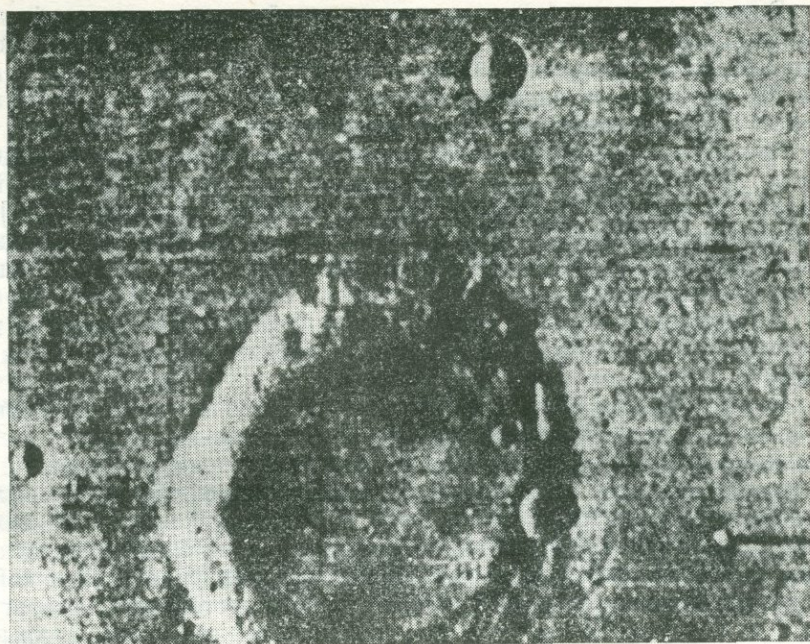


Рис. 31. Фотография поверхности Марса («Маринер-6»). Кратер диаметром 38,5 км с полигональными очертаниями.

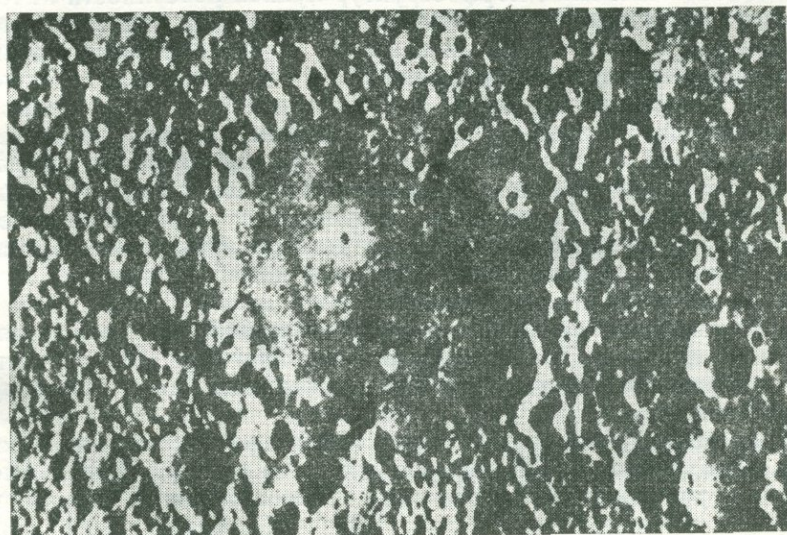


Рис. 32. Фотография поверхности Меркурия («Маринер-10»).

Результаты первого этапа исследований суммированы в фундаментальной работе А. В. Хабакова [171], давшего подробнейшую характеристику морфоструктуры видимой стороны Луны и рассмотревшего ее значение в геологическом аспекте. Работа эта не потеряла своего значения и в наше время.

Второй этап исследований, видимо, будет продолжаться еще очень долго. Первые результаты нашли отражение на Полной карте Луны, составленной под редакцией Ю. Н. Липского [120], а также на Тектонической карте Луны и в объяснительной записке к ней, составленными В. В. Козловым и Е. Д. Сулиди-Кондратьевым [82].

Материалы третьего этапа изучения Луны публикуются в многочисленных статьях советских и американских исследователей.

Необходимость обращения к материалам по селенографии и селенологии в настоящей работе связана, во-первых, с выделением нового класса земных кольцевых структур — крупнейших тектонических концентров, отличающихся от тех кольцевых вулcano-плутонических комплексов и кальдер, которые до сих пор сопоставлялись с морфоструктурами лунной поверхности. Во-вторых, важное значение имеет установление кольцевой структуры таких крупных плутонов, как Коростенский, Выборгский и Корсунь-Новомиргородский, в некотором смысле закрывающих разрыв, существовавший между максимальными размерами кольцевых вулcano-плутонических структур Земли и лунных кратеров.

В настоящее время можно считать твердо установленным, что все основные типы морфоструктур лунной поверхности начали формироваться более 3—4 млрд. лет назад. Сюда помимо цирков и кратеров относятся разломы, сбросы, борозды, блоки лунной коры, многие из которых влияли на образование древнейших кольцевых структур, определяя их форму и взаимное расположение. Это имеет большое значение для формирования представлений о древнейшей, лунной, стадии развития земной коры, так как позволяет с доверием относиться к выводу о значительной роли дизъюнктивных движений в развитии тектоноконцентров. Напомним, что многие исследователи сомневаются в возможности существования разломов и блоков в земной коре на нуклеарной стадии ее развития.

Главнейшими элементами структуры лунной коры являются, по В. В. Козлову и Е. Д. Сулиди-Кондратьеву [82], области континентального (материкового) и океанического (морского) тектогенеза.

Для рельефа материков характерно гребнистое строение, замаскированное влиянием кольцевых структур. Отдельные гребни группируются в системы субпараллельных линий в основном меридионального простирания. Повсеместно развиты разрывные нарушения типа сбросов, взбросов, раздвигов. Сдви-

ги достаточно редки и не превышают по амплитуде 5—8 км. Часты грабены или сбросовые долины.

Среди кольцевых структур, повсеместно распространенных на материках, обособляются крупные цирки и кратеры, образовавшиеся в птолемеевский период * и объединяющиеся в линейные цепочки протяженностью 300—800 км, наложенные на гребнистый рельеф.

В местах сочленения материковых и морских областей обычно развиты краевые поднятия, или кордильеры (Апеннины, Карпаты, Тавр, Альпы и др.), отличающиеся особенно высокой расчлененностью рельефа, сложной гребнисто-блоковой структурой и сравнительно малым количеством кольцевых форм.

Морские области — крупные круговые впадины, поверхность которых опущена на несколько километров по отношению к примыкающим материкам. Для них характерен равнинный рельеф и относительно малое количество кратеров. Внутренняя поверхность морей представляет собой покровы и потоки лунных базальтов, наслаивающиеся друг на друга (процелляриевый комплекс). Дж. Койпер [83], изучавший снимки лунной поверхности, полученные со спутников «Рейнджер-8 и -9», в ограниченном районе Моря Дождей насчитал семь лавовых потоков мощностью от 20 до 200 м и протяженностью около 200 км. Лавовые потоки имеют концевые валы, как и земные потоки базальтов.

В. Г. Трифонов [160] считает, что горизонтальный лавовый покров лунных «морей» сформирован процессами, сходными с земным ареальным вулканизмом, поскольку морские области Луны по многим признакам напоминают покровы платобазальтов Бразилии, плато Декан (Индия), Колумбийского плато (США), Исландии и т. д.

Особый интерес представляют круговые «морья» Луны — Дождей, Ясности, Кризисов, Паров, Нектара, Влажности, залив Радуги на видимой стороне и «морья» — Восточное, Москвы, Мечты — на обратной.

Как указывал еще А. В. Хабаков [171], береговые кордильеры характерны лишь для круговых морей. Из этого важного факта автор делал вывод, что круговые моря образовались вследствие вспучивания поверхности от притока магмы и последующего обрушения кровли. Данный вывод вряд ли верен, так как аномально высокая расчлененность и сложная гребнисто-блоковая структура кордильер свидетельствуют не о пассивности, а об особой их мобильности в прошлом. Вместе с тем пространственная связь кордильер с круговыми морями говорит о том, что и округлые впадины, и опоясывающие их кольцевые

* В соответствии с селенохронологической шкалой, принятой на Тектонической карте Луны [82], периоды развития лунной поверхности делятся (снизу вверх) на бонплановый, имбрийский, птолемеевский (доморские), процелляриевый (морской), эратосфеновый, коперниковский и ариадейский (послеморские).

горы являются результатом действия единого центрального механизма, т. е. образуют связную систему, как днища и валы лунных кратеров. По А. В. Хабакову, малые круговые «моря», такие, как Кризисов, Нектара, Влажности, Паров, могут быть в одинаковой мере отнесены и к крупным циркам. Поэтому, сравнивая кольцевые структуры Земли и Луны, есть смысл рассматривать крупные кратеры (цирки) и круговые моря совместно.

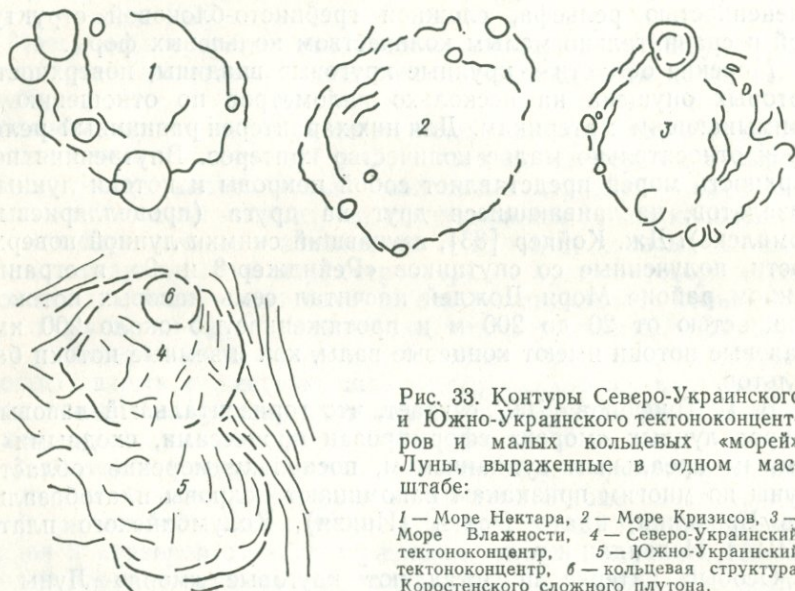


Рис. 33. Контуры Северо-Украинского и Южно-Украинского тектоноконцентроров и малых кольцевых «морей» Луны, выраженные в одном масштабе:

1 — Море Нектара, 2 — Море Кризисов, 3 — Море Влажности, 4 — Северо-Украинский тектоноконцентр, 5 — Южно-Украинский тектоноконцентр, 6 — кольцевая структура Коростенского сложного плутона.

На рис. 33 в одном масштабе изображены контуры тектоноконцентроров Украины и некоторых малых кольцевых морей Луны. Размеры их близки.

Для сопоставления с изученными нами тектоноконцентрами важны следующие особенности кольцевых структур Луны.

1. Наличие сложных кольцевых валов (или кордильер) по периферии крупных кратеров и крупных морей. Иногда наблюдаются два или несколько кольцевых вала, разделенных депрессиями (Море Восточное, Море Москвы, кратеры Кибальчич, Королев и др.) (рис. 34). Это весьма напоминает Южно-Украинский тектоноконцентр.

Для профиля днищ кольцевых морей и крупных кратеров характерно наибольшее погружение их краевых частей, примыкающих к валу [171]. Примером могут служить кратеры Мерсени, Пиккард, Гассенди, Гаусс, Гумбольдт на видимой и Жюлио Кюри, Королев, Ковалевская на обратной стороне Луны. Наличие



Рис. 34. Море Восточное, обрамленное несколькими кольцевыми валами [120].

у Северо- и Южно-Украинского тектоноконцентроров кольцевых поясов синклинальных трогов, примыкающих к кольцевым валам с внутренней стороны, морфологически также приближает их к лунным образованиям.

2. Тектонический (а не насыпной или вулканический) характер кольцевых валов круговых морей и крупных кратеров, отмечаемый многими исследователями [14, 82, 83, 153, 171 и др.]. Кольцевые валы образованы приподнятыми блоками лунной коры, разбитыми многочисленными дуговыми и радиальными разломами (рис. 35). Внутренняя часть валов обычно резко оборвана серией уступов, по которым происходило опускание днщ морей и кратеров, поэтому валы имеют асимметричное строение, подобное установленному нами для кольцевого вала Северо-Украинского тектоноконцентра (см. рис. 16).

Нередко дуговые разломы в области кольцевых валов заполнены дайками глубинного материала, выступающими в виде узких гребней.

Складчатые структуры в пределах лунных кольцевых хребтов неизвестны, что можно объяснить с позиции неразрывной связи процессов складкообразования с осадконакоплением и ультраметаморфизмом, которые в лунных условиях имеют ничтожные масштабы. Это, в свою очередь, утверждает в мысли,

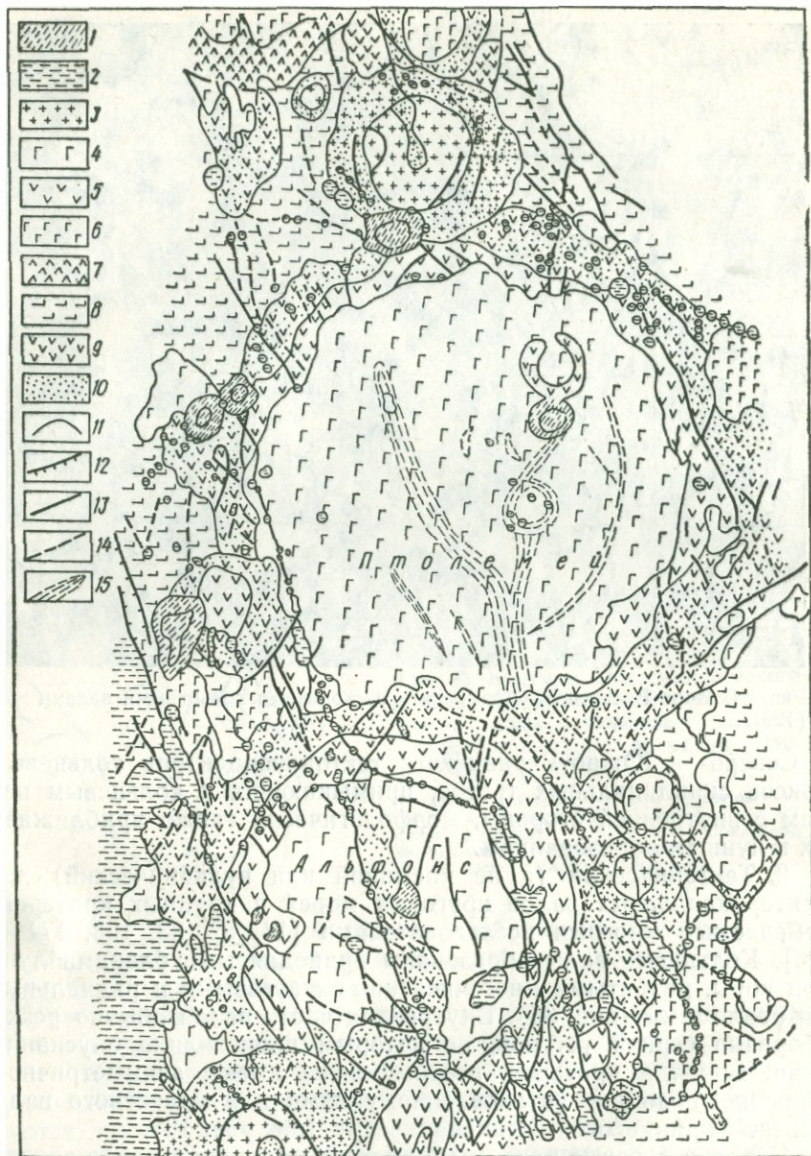


Рис. 35. Тектоническая карта кратеров Альфонс и Птолемай (по А. Л. Суханову и В. Г. Трифонову [160]).

Верхняя система. Комплексы: 1 — коперниковский (кратерный), 2 — процелляриевый (морской), 3 — эратосфеновый (кратерный). **Средняя система. Комплексы:** 4 — медийский (морской), 5 — птолемеевский (кратерный), 6 — алтайский (морской). **Нижняя система. Комплексы:** 7 — гиппархский (кратерный), 8 — небуляриевый (морской), 9 — догиппархский (кратерный); 10 — кольцевые валы; 11 — контуры развития комплексов; 12 — уступы; 13 — четко выраженные разломы; 14 — слабо выраженные разломы; 15 — раздвижки.

что в формировании кольцевых мобильных поясов древних тектоноконцентров Земли главную роль играли глыбовые движения.

3. Ведущая роль тектонических процессов и вторичный характер вулканизма в формировании круговых морей и цирков. Об этом свидетельствует наличие на Луне многочисленной группы «морей» и цирков, не заполненных вулканическим материалом. «Моря» с материковым типом коры — Восточное, Алтайское (примыкающее к Морю Нектара и ограниченное горами Алтая и Пиренея) — выделены в отдельную группу талассоидов. Не выполнены вулканическим материалом такие крупные кратеры, как Кибальчич, Королев, Пенгре и др. Здесь формировались кольцевые валы, разломы и круговые впадины, не сопровождаемая вулканизмом.

Следовательно, образование морских и цирковых впадин не может рассматриваться как компенсационный процесс, вызванный извержением больших лавовых масс на поверхность. Это же предполагается и для внутрикольцевых впадин тектоноконцентров Земли. Причину движений земной и лунной коры в пределах подобных кольцевых структур следует искать в изменении объема корового и мантийного вещества под действием фазовых переходов, химических превращений и т. д.

Образование кольцевого обрамления, по-видимому, обусловлено движением магматических масс на глубине.

4. Широкое развитие на лунной поверхности разрывных нарушений типа борозд и сбросовых долин.

Борозды представляют собой протяженные (200—300 км) расколы лунной коры, которые в разрезе выглядят как узкие грабены с дном, опущенным на несколько сотен метров относительно окружающей поверхности. Ширина борозд 3—5 км. К самым крупным на видимой стороне Луны относятся борозды Гесиода, Коши, Даниеля, Архимеда, Гигина.

Г. Маккол [207], изучавший фотографии лунной поверхности вблизи кратера Коши, обнаружил большое сходство борозды Коши с рифтовыми долинами Кении. Еще большее сходство с рифтовыми долинами Земли имеют лунные долины Альпийская, Снедлиуса, Рейта, Шретера, Палича, ширина которых достигает 25—30 км (при минимальных значениях 5—7 км), протяженность — 100—300 км, а глубина погружения — несколько километров. Долины обычно ограничены сбросами, а возможно, и взбросами, так как вдоль некоторых из них прослеживаются узкие поднятия лунной коры.

Наличие на Луне разрывных нарушений типа борозд и долин наряду с обычными разломами типа сбросов, взбросов и трещин свидетельствует об особом механизме «бороздообразования», представляющего собой, по-видимому, «линейную» модификацию кальдерообразования. Изучение этого явления важно для объяснения трогообразования, широко развитого на территории Украинского щита в раннем протерозое.

5. Полигональный характер многих кратеров и «морей», выражающийся в том, что отдельные участки валов обладают достаточно четко выраженной прямолинейностью (рис. 30, 31, 33, 35). Нередко крупные кратеры своими очертаниями в плане напоминают восьми-, шести- и четырехугольники. Ни у кого не вызывает сомнения, что, несмотря на это, кратерные образования Луны, Меркурия и Марса являются структурами центрального типа и обобщенное название «кольцевые структуры» к ним вполне применимо. Поэтому для земных условий подобный термин также должен трактоваться достаточно широко.

Таким образом, исследование основных тектоно-магматических структур Луны и других планет, развитие которых задержалось на ранней стадии, позволяет найти целый ряд аналогий в строении коры этих планет и древней коры Земли. Подобные аналогии убеждают в близости путей эволюции планет земной группы на лунной стадии, поэтому внимательное изучение соседей Земли по солнечной системе может открыть такие стороны древнего тектогенеза и магматизма, которые в условиях нашей планеты распознаются с большим трудом.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНИХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Поперечные размеры тектоноконцетров и мегакольцевых структур, составляющие сотни и тысячи километров, а также длительное их развитие свидетельствуют о масштабности эндогенных (если не иметь в виду импактную природу) процессов, ведущих к образованию подобных структурных форм литосферы. Внутриземные энергетические источники, обуславливающие их появление и развитие, должны отвечать, по крайней мере, двум условиям:

а) быть мантийными, поскольку складчато-глыбовые движения при формировании тектоноконцетров охватывают всю земную кору, а глубинные разломы кольцевого обрамления уходят в мантию;

б) быть локализованными, иметь в плане изометричную форму.

Для суждения о возможном механизме образования кольцевых структур необходимо хотя бы вкратце рассмотреть существующие взгляды и имеющиеся данные о строении тектоносферы и основных источниках тектоно-магматических процессов.

Строение тектоносферы

Максимальная глубина известных в настоящее время очагов землетрясений составляет около 750 км, т. е. не выходит за пределы верхней мантии. Считается, что в сферической оболочке Земли от поверхности до этой или несколько большей глубины зарождаются процессы, обуславливающие тектонические движения, хотя для их осуществления энергию в виде теплового потока и движущегося вещества могут «поставлять» и более глубинные зоны. Рассматриваемая сферическая оболочка называется **тектоносферой** [13, 172].

Тектоносфера охватывает: литосферу, включающую в себя земную кору и самую верхнюю часть верхней мантии (до глубин 50—150 км); астеносферу (до глубины примерно 400 км), отличающуюся от выше- и нижележащих частей верхней мантии пониженной на несколько порядков вязкостью; слой Голицина, или слой С модели Буллена (400—1000 км), характери-

зующийся быстрым нарастанием скоростей сейсмических волн и электропроводности.

Состав верхней мантии, по представлениям В. В. Белоусова [3], суммировавшего данные лабораторных экспериментов, теоретических расчетов и анализа глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках и базальтовых излияниях, может быть признан в целом перидотитовым. При этом под континентами самая верхняя часть мантии сложена, вероятно, шпинелевыми перидотитами и альпинотипными гипербазитами, которые представляют собой остаточный продукт дифференциации мантийного вещества и выплавления из него материала коры. В более глубоких своих частях верхняя мантия под континентами, как и вся верхняя мантия под океанами, представлена, скорее всего, породами типа гранатового перидотита.

Однако рассмотренной моделью собственно перидотитового состава верхней мантии трудно объяснить большой объем базальтового материала, слагающего земную кору, если считать, что кора является продуктом дифференциации мантии. По расчетам, учитывающим соотношение мощностей океанической базальтовой коры и надастеносферной части мантии (представляющей собой, как считается, остаток после выплавки коры), объем базальтовой компоненты в первичной мантии должен был составлять около 30%, чего не может дать фракционное плавление перидотита [59].

Следовательно, возможен и другой состав верхней мантии, располагающейся под литосферой. А. Э. Рингвуд [125] назвал его пиролитовым, предположив, что мантийное вещество состоит из смеси одной части базальта и трех частей дунита. Таким или близким к нему составом верхней мантии легче объясняются некоторые важные тектонические процессы, рассматриваемые ниже.

Наибольший интерес для познания природы тектонических движений представляет собой астеносфера. Ее существование инструментально было доказано Б. Гутенбергом [199], установившим наличие в верхней мантии сейсмического волновода. На основании многочисленных наблюдений в настоящее время глубина залегания кровли волновода под океанами оценивается в 50—60 км, а под континентами — в 70—150 км [66, 100]. Подошва волновода располагается на глубине 300—400 км, хотя есть основания предполагать, что в некоторых районах она опускается до 700 км [59].

Природа волновода устанавливается по геофизическим данным [13]. По расчетам PT -условий в верхней мантии в интервале глубин 100—400 км гранатовый перидотит или пиролит должен частично плавиться с разделением на две фазы — твердую, состоящую преимущественно из оливина, и жидкую, представленную базальтом. Совпадение указанного интервала с волно-

водом Гутенберга позволяет утверждать, что понижение скоростей сейсмических волн связано здесь с наличием жидкой фазы. По этой же причине волновод характеризуется пониженной вязкостью (откуда и возникло название астеносфера) и повышенной электропроводностью.

Весьма важным является установление неоднородной структуры астеносферы. В частности, Р. З. Таракановым и Н. В. Левым [154] на основании многочисленных инструментальных наблюдений предложена полиастеносферная модель верхней мантии, состоящая из четырех астеносферных слоев на глубинах 60—80, 110—150, 230—300 и 400—470 км. Характер распространения каналовых волн позволяет авторам сделать вывод о глобальном распространении астеносферных слоев. По мнению В. Г. Гутермана [59], установить полиастеносферный характер верхней мантии под многими участками континентов и океанов трудно потому, что здесь не происходят глубокофокусные землетрясения, являющиеся основным источником информации о волноводах. В свою очередь, отсутствие глубокофокусных землетрясений объясняется не принципиальным отличием структуры тектоносферы «спокойных» районов и областей островных дуг, где установлена полиастеносфера, а отсутствием в настоящий момент тех процессов, которые вызывают активность глубинных зон.

Как будет показано ниже, установление полиастеносферного характера строения верхней мантии создает дополнительные возможности для объяснения цикличности тектоно-магматических процессов.

Процессы в тектоносфере

В настоящее время с достаточной степенью уверенности можно считать, что характер и интенсивность тектоно-магматических процессов в земной коре определяются степенью «возбужденности» астеносферы. Возможные факторы такого «возбуждения»: а) гравитационная дифференциация вещества на границе ядра и мантии, б) продвижение теплового потока из нижних геосфер в верхние, в) ударно-взрывное воздействие.

Гравитационная дифференциация вещества на границе ядра и мантии. Как возможный механизм глобальных тектонических движений подобный процесс рассмотрен Е. В. Артюшковым [4]. Автор исходит из того, что при силикатном составе ядра и нижней мантии их граница является областью фазового перехода силикатов в металлизированное состояние, сопровождающееся разжижением и резким увеличением плотности. Возможен и обратный переход в твердое состояние с увеличением объема. Такие переходы совершаются достаточно легко при незначительном изменении температуры или давления.

При переходе некоторого объема силикатов нижней мантии в металлизированное разжиженное состояние происходит быстрая гравитационная дифференциация: более плотное вещество опускается в ядро, а более легкое скопляется у нижней границы нижней мантии, создавая конвективную неустойчивость. Легкий материал после достижения определенного объема устремляется вверх, а его место занимает более плотный материал нижней мантии. Возникает конвекция, которая, по Е. В. Артюшкову, совершается только в нижней мантии, так как последняя характеризуется большим постоянством свойств во всех направлениях и адиабатическим градиентом плотности.

В результате гравитационной конвекции из нижней мантии к ее поверхности по границам конвективных ячеек выносятся большое количество легкого сильно нагретого материала. Этот материал частично наращивает снизу верхнюю мантию, а наиболее легкие его фракции проходят выше, механически и термально воздействуя на астеносферу и земную кору.

В верхней мантии конвекция циклического характера происходить не может, так как установлена резкая плотностная ее дифференциация по вертикали. Здесь вещество поднимается в виде крупных «капель», которые образуются в местах подъема к подошве верхней мантии легкого материала. В связи с рассматриваемой нами проблемой формирования кольцевых структур на последнее обстоятельство необходимо обратить особое внимание.

Продвижение теплового потока из нижних геосфер в верхние. Тепловая энергия, освобождающаяся при радиоактивном распаде урана, тория и калия, а также выделяющаяся при других процессах *, из-за плохой теплопроводности земных пород накапливается внутри Земли и постепенно переносится к поверхности, теряясь в пространстве. При этом часть тепловой энергии трансформируется в механическую, порождая в коре и верхней мантии определенные тектонические движения.

Основными процессами трансформации тепловой энергии в механическое движение могут быть тепловая конвекция и фазовые переходы.

Тепловой конвекцией объясняют значительные горизонтальные перемещения литосферы многие геофизики [26, 98, 192 и др.]. Считается, что в результате разности температур в кровле и подошве мантии возникает перераспределение плотности вещества по вертикали. Относительно горячее вещество нижней мантии устремляется в восходящий поток, а относительно холодное — в нисходящий.

Процесс перетекания вещества продолжается до тех пор, пока мантия не придет в динамически устойчивое состояние (отно-

* Возможные источники тепловой энергии подробно рассмотрены Е. А. Любимовой [105].

сительно холодное вещество оказывается в нижнем слое мантии, а относительно горячее — в верхнем). Наступает период покоя, в течение которого восстанавливается нормальный тепловой режим мантии (опустившееся к ядру холодное вещество нагревается, а поднявшееся горячее вещество охлаждается). После этого конвекция возобновляется вновь. Этим объясняется периодичность тектогенеза.

В отличие от гипотезы Е. В. Артюшкова, гипотеза тепловой конвекции предусматривает конвективные течения вещества в объеме всей мантии, что в настоящее время отрицается геофизическими данными о плотностной дифференциации верхней мантии.

В целом необходимо отметить, что прямых доказательств конвективных течений в мантии нет. Обычно идея конвекции постулируется при объяснении перемещения плит. Усилия сторонников гипотезы конвективных течений направлены главным образом на доказательство того, что физико-химические параметры мантии не противоречат конвекции. Кроме того, в пользу существования конвекции приводятся многочисленные геологические и геофизические факты — деформация земной коры в районах островных дуг, огромные сжатия коры в геосинклинальных зонах (например, Альпийской), палеомагнитные данные, — которые могут быть объяснены и другими процессами. Поэтому до сих пор справедливо утверждение Е. Н. Люстиха [106], что «вопрос о том, существует ли в мантии конвекция, остается нерешенным» (с. 24).

Выше уже отмечалось, что физико-химические параметры верхней мантии более благоприятны для подъема легкого нагретого вещества в виде «капель» или вертикальных «столбов». В связи с этим в последние годы взгляды о важной роли гравитационной и тепловой конвекции в тектонической жизни Земли трансформировались в представления о мантийных плюмах, развиваемые главным образом сторонниками тектоники плит [212, 213, 230, 231]. Мантийные плюмы, плюмажи или струи (английское *plume* — перо, султан, плюмаж, оперение) — восходящие столбообразные потоки легкого нагретого материала мантии, которые, проникая в астеносферу, веерообразно расходятся в стороны, увлекая за собой и раздвигая литосферные плиты. Разрыв литосферы над плюмом происходит обычно вдоль трех рифтов, сходящихся в тройных сочленениях. Два рифта становятся границей плит, третий остается неразвившимся. Нередко подобные восходящие потоки «прожигают» литосферу, образуя на поверхности Земли так называемые горячие точки (*hot spot*) — вулканические области, интрузивные центры. К горячим точкам относят, в частности, Исландию, острова Св. Елены, Вознесения, Реюньон, Гавайские, Канарские, Коморские, Галапагосские, район Афара и др. Большинство их расположено в пределах срединно-океанических хребтов.

В отличие от конвективных ячеек, в плюмажных потоках нет нисходящих ветвей: поднимающееся вещество рассеивается в астеносфере и наращивает земную кору.

В. Морган [213] считает, что поднимающимся из мантии плюмажам должны отвечать на поверхности гравитационные максимумы и поднятия в рельефе. Положив средний диаметр плюма 150 км, автор рассчитал, что скорость поднятия вещества равна примерно 2 м, а количество выносимого материала — $3 \cdot 10^{21}$ г в год. Всего В. Морган выделяет 20 современных плюмажей, на долю которых приходится, по его мнению, половина суммарного теплового потока Земли. Другие авторы насчитывают до 150 таких плюмажей.

Свидетельством мантийной природы плюмов считаются цепочки вулканических островов (например, Гавайи), которые возникают, по представлению сторонников гипотезы «горячих точек», в результате движения плиты над фиксированным в мантии столбом восходящего горячего вещества.

Дальнейшее развитие идеи плюмов, в частности использование ее при объяснении некоторых явлений на континентах, значительно усложнило первоначальную гипотезу В. Моргана. Оказалось [232], что области активного вулканизма и плутонизма континентов, связываемые с действием плюмов, ведут себя по-разному: одни образуют «плюмажные следы» — цепочки разновозрастных плутонов или вулканов, — аналогичные островным цепям (плато Джос в Северной Нигерии), другие не изменяют своего местоположения в пределах континентов, будучи активными в течение 100—200 млн. лет (магматическая провинция Гвинейского залива, плато Нью-Хэмпшир в Северной Америке и др.). Последние, в соответствии с идеей мобилизма, перемещаются вместе с литосферными плитами. В связи с этим возникла необходимость подразделить плюмы на глубинные, приходящие из нижней мантии, и поверхностные, возникающие на границе астеносферы и литосферы или даже в литосфере. Причиной возникновения таких неглубинных, но обширных по площади плюмов считается коробление литосферных плит при движении [232].

Как и конвекционные гипотезы, гипотеза мантийных плюмов предложена для объяснения механизма движения плит и, к сожалению, не подтверждается какими-либо инструментальными наблюдениями о перемещении вещества в мантии.

Важным источником тектонических движений в коре и мантии являются фазовые переходы вещества [107, 151]. Можно перечислить несколько разновидностей фазовых переходов, вызываемых изменением *PT*-условий, однако самыми эффективными считаются переходы типа полиморфных превращений и плавление—кристаллизация.

В. А. Магницким и И. В. Калашниковой [108] рассмотрены последствия полиморфного превращения ромбической модифи-

кации оливина в шпинелевую (и обратно), происходящего, как считается, у нижней границы астеносферы при изменении теплового потока. Этот фазовый переход изменяет объем примерно на 10%. Расчет показывает, что для смещения фазовой границы в мантии на 100 км (тогда подошва астеносферы сместится на 10 км) при реальных скоростях эпейрогенических движений необходимо, чтобы значение теплового потока на участке фазового перехода изменилось по сравнению со средним на два порядка, что для условий мантии считается возможным.

Далее авторы, воспользовавшись решением, предложенным Е. В. Артюшковым [3], показали, что поступательное, но неравномерное движение фазовой границы в одном направлении должно сопровождаться колебательными движениями литосферы. Дело в том, что движение глубинных фазовых границ передается литосфере через относительно мало вязкую астеносферу, в которой при этом происходит перетекание вещества — растекание при подъеме и подтекание при погружении ее подошвы. Сложение этих двух движений приводит к тому, что при замедлении подъема подошвы астеносферы подъем ее кровли, а значит и литосферы, может прекратиться и даже перейти в опускание. Поскольку скорость движения фазовой границы вряд ли постоянна, колебательные движения литосферы легко объясняются.

Вертикальные движения могут быть вызваны и полиморфными превращениями, происходящими выше астеносферы. Наиболее важным В. А. Магницкий и И. В. Калашникова считают переход алюминиевого энстатита в энстатит плюс гранат.

Рассмотренными типами полиморфных превращений можно объяснить медленные крупномасштабные перемещения земной коры, но как объяснить ими высококонтрастные относительно быстрые движения и формирование локальных структур? Как подчеркивают авторы работы [108], «можно полагать, что рассмотренные процессы могут быть одной из причин вертикальных движений земной коры и в геосинклинальных областях с активной тектоникой. Однако сложность процесса, его сочетание с магматической деятельностью заставляют искать и другие, более мощные источники движений» (с. 191).

Фазовые переходы типа **плавление—кристаллизация** могут трансформироваться в механическое движение как путем непосредственного изменения объема кристаллизующегося или плавящегося вещества, так и посредством «зонной плавки».

Механизм «зонной плавки» рассмотрен А. П. Виноградовым [27] и использован для объяснения цикличности геотектонических процессов А. Н. Тихоновым с соавторами [158].

Выше уже говорилось, что астеносфера располагается на глубине 50—400 км, где соотношение температуры и давления наиболее благоприятное для возникновения зоны плавления. Образуясь на глубине около 400 км, зона плавления продви-

гается вверх. «Причиной поднятия является тот факт, что существенно больший адиабатического градиент температуры плавления ведет к перемешиванию в слое расплава: подаче относительно перегретого материала вверх, а переохлажденного — вниз» [158, с. 28]. При этом происходит подплавление материала, примыкающего к зоне плавления сверху, и затвердевание нижней ее части.

Скорость подъема зоны плавления зависит от отношения $\lambda_{эф}/\lambda$, где, $\lambda_{эф}$ — коэффициент теплопередачи в расплавленном слое, а λ — коэффициент теплопроводности в твердой среде вне расплавленного слоя. При малом $\lambda_{эф}$ возникшая зона плавления будет оставаться на месте.

Поскольку из-за включения интенсивной теплопередачи в расплавленном слое накапливание энергии сменяется ее расходом, зона расплава на некоторой глубине останавливается и исчезает.

Следующая зона плавления образуется через определенный промежуток времени, необходимый для накопления запаса энергии. Таким образом возникает цикличность расплавления мантии, а вместе с ней и цикличность тектоно-магматических процессов в литосфере. Подбором соответствующих значений $\lambda_{эф}/\lambda$ можно получить численное решение, удовлетворяющее известной продолжительности геотектонических циклов.

Перемещение зоны расплава вверх ведет к извлечению на пути движения всех наиболее легкоплавких и, соответственно, наименее плотных веществ и подъему их к поверхности. Происходят выплавление и наращивание земной коры.

«Работоспособность» механизма «зонной плавки» подтверждена экспериментально [27] и теоретически, однако его решающее значение для геотектонических процессов не так очевидно. Во-первых, настораживает зависимость периодичности проплавления мантии от сложного соотношения $\lambda_{эф}/\lambda$, которое в принципе не известно и обычно находится от обратного. Во-вторых, при исследовании данного механизма [158] не учитывалось, что каждый цикл проплавления существенно меняет состав верхней мантии, вынося к поверхности легкую фракцию, и, следовательно, изменяется ее теплопроводность. В-третьих, не изучена возможность сочетания механизма «зонной плавки» и полиастеносферного строения мантии.

При фазовом переходе типа плавление—кристаллизация происходит значительное изменение объема вещества (у базальта, например, около 10%), что может рассматриваться как причина тектонических движений. Так как направленность термического развития Земли однозначно не определена, для региональных геотектонических процессов вероятны такие случаи: а) сокращение (наращивание) полиастеносферы сверху в результате охлаждения и кристаллизации (разогрева и подплавления) ближайших к поверхности частично расплавленных слоев; б) наращивание астеносферы снизу путем подплавления

новых горизонтов мантии; в) сосуществование перечисленных процессов, если в одних местах происходит разогрев верхней мантии аномальным тепловым потоком, а в других — остывание литосферы.

Геотектонические следствия остывания тектоносферы с поверхности рассмотрены В. Г. Гутерманом [59]. Автор исходит из полиастеносферной модели тектоносферы, предложенной Р. З. Таракановым и Н. М. Левым [154], а также из основанного на анализе многочисленных данных заключения, что медленное остывание литосферы и продвижение вниз верхней границы астеносферы являются наиболее приемлемым вариантом термической эволюции коры и верхней мантии Земли.

В. Г. Гутерманом предложена такая общая схема геотектонических процессов. Неравномерное охлаждение Земли с поверхности ведет к тому, что на отдельных участках верхнего слоя астеносферы происходят относительно быстрая кристаллизация некоторой части расплавленной компоненты (каковой, по-видимому, является базальтовая составляющая пиролита) и проседание расположенных выше участков литосферы. В определенный момент в краевых частях области проседания литосфера разрывается с образованием разломов, по которым часть базальтового расплава устремляется вверх, изливаясь на поверхность и концентрируясь в подкоровом пространстве. При этом здесь происходят наращивание и вспучивание коры с образованием горных систем. Удаление расплавленной компоненты из примыкающих к разломам участков верхнего астеносферного слоя приводит к быстрому проседанию (прогибанию) именно этих участков, образованию компенсационных прогибов и новой системы краевых трещин на некотором расстоянии от первой. По этой системе также происходят внедрение и излияние базальтового расплава. В конце концов верхний астеносферный слой лишается расплавленной компоненты и прекращает свое существование. На поверхности сформировалась система прогибов, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, и поднятий (горных цепей), располагающихся над участками внедрения в подкоровое пространство базальтовой магмы.

Период наступившего относительного тектонического покоя продолжается до тех пор, пока фронт остывания не достигнет следующего астеносферного слоя, и в нем не начнется кристаллизация расплава.

Многофазная система астеносферы должна по-разному реагировать на охлаждение с поверхности и изменение давления. В первом случае расплавленная компонента кристаллизуется практически только в кровле верхнего астеносферного слоя, во втором — приходят в движение все фазовые границы, так как изменяется температура фазового перехода, являющаяся функцией давления. Поэтому во втором цикле охлаждения астеносферы основное прогибание литосферы происходит не в средней

части старого прогиба, а на его периферии, так как здесь, в районе первичных разломов, скопились мощные интрузивные массы, оказывающие избыточное давление на астеносферу и повышающие температуру кристаллизации расплавленной компоненты. Приподнятые в первом цикле участки коры теперь опускаются. На их периферии образуются новые разломы, которые выходят под первичными компенсационными прогибами. Поступающий по разломам расплав метаморфизует накопившиеся в прогибах осадки, наращивает кору и приподнимает ее. Следовательно, происходит частная инверсия.

В рассмотренной схеме цикличность геотектонических процессов определяется расслоенным характером астеносферы и количеством тектоно-магматических циклов зависит от числа астеносферных горизонтов. При охлаждении астеносферных слоев значительная часть базальтовой составляющей уходит вверх по разломам, поэтому структура астеносферы претерпевает необратимые изменения: ее мощность сокращается (при одновременном утолщении коры и литосферы), а вязкость, если допустить повторный разогрев и расплавление астеносферных слоев, увеличивается. Следовательно, активность тектоносферы постепенно снижается.

Наращивание астеносферы (или полиастеносферы) сверху может происходить в том случае, если верхние ее горизонты были до этого закристаллизованы и базальтовая составляющая полностью или частично сохранилась в них, а не переместилась в литосферу. Возникновение в каком-либо участке аномально высокого теплового потока может привести к подплавлению таких закристаллизованных горизонтов, увеличению их объема и формированию выступа астеносферы (мантийного диапира, по В. В. Белоусову).

Геотектонические следствия этого процесса по своим масштабам аналогичны рассмотренным выше, однако направление движения литосферы на начальной стадии обратное, т. е. на поверхности над астеносферным выступом формируется сводовое поднятие.

В средней части свода происходят растяжение и растрескивание литосферы. В образовавшиеся разломы внедряется расплавленный базальт астеносферы, который частично изливается на поверхность, а частично инжецирует в кору и подкоровое пространство. В результате мантийный диапир исчезает и свод опускается. Поскольку образование трещин и излияние базальта приводят к значительным потерям тепла, расплавленная часть астеносферы снова охлаждается и кристаллизуется. Поэтому погружение свода происходит ниже начального уровня и на месте поднятия образуется прогиб с новой системой разломов (в краевых частях).

Через определенный промежуток времени происходят накопление тепла, приносимого аномальным тепловым потоком, но-

вое расплавление астеносферы, формирование мантийного диаспира и сводового поднятия. Так осуществляется цикличность тектогенеза.

Перемещение нижней границы астеносферы вследствие подплавления примыкающих к ней участков мантии или, наоборот, затвердевания некоторой части вещества астеносферы не требует особо детального разбора. Эти движения рассмотрены для случая полиморфного превращения оливин—шпинель в работе [108], где показано, что перемещение нижней границы астеносферы может вызвать медленные эпейрогенические колебания земной поверхности. Фазовый переход плавление—кристаллизация в этих условиях будет давать аналогичный результат.

В случае одновременного действия процессов сокращения (или наращивания) астеносферы сверху и перемещения ее нижней границы характер тектоно-магматических движений на поверхности Земли существенно не изменится. В этих условиях контрастные тектонические движения и магматизм будут происходить на фоне плавных колебаний земной коры.

Мы рассмотрели несколько возможных внутриземных процессов, обуславливающих крупномасштабные геотектонические явления. Одни из них, такие, как гравитационная и тепловая конвекция, пока не подтверждаются геофизическими наблюдениями, возможность существования других (фазовых переходов вещества при изменении температуры и давления) хорошо подтверждается лабораторными экспериментами, но еще окончательно не установлена связь с ними различных типов тектоно-магматических движений. Поэтому при анализе формирования структуры земной коры, и в частности тектоноконцентров, приходится рассматривать несколько возможных вариантов трансформации внутренней энергии Земли в механическую работу, проявляя при этом определенную осторожность.

Ударно-взрывное воздействие на литосферу и астеносферу. В последние годы, в связи с возросшим интересом к кольцевым структурам Земли и других планет, большое внимание уделяется ударным процессам, вызванным падением метеороидов. В дальнейшем нами будут подробно рассмотрены доводы сторонников метеоритной гипотезы формирования кольцевых структур. Здесь же следует указать, что обычно изучается ударное воздействие на самые верхние слои континентальной земной коры с образованием кратеров малых и средних размеров — от нескольких сотен метров до первых десятков километров. Эти процессы вряд ли имеют отношение к возбуждению астеносферы.

С другой стороны, нельзя не считаться с тем, что на ранних стадиях развития Земли ударное и взрывное воздействие на тектоносферу могло быть весьма значительным. Оно отражено, в частности, в космогонической гипотезе О. Ю. Шмидта [176], а также в какой-то мере в альтернативной ей гипотезе «извер-

жений», поддерживаемой в наше время С. К. Всехсвятским [32, 33].

В соответствии с космогонической гипотезой О. Ю. Шмидта, Земля и другие планеты образовались в результате коагуляции частиц холодного газо-пылевого облака, имевших различные размеры — от пылинок до тел типа астероидов. Сформировавшаяся планета начала разогреваться за счет энергии радиоактивного распада и гравитационного сжатия, что способствовало разделению ее на оболочки.

Процесс объединения частиц шел вначале достаточно быстро, так что за первый миллиард лет основная часть земного газо-пылевого «кольца» была исчерпана. Однако три-четыре миллиарда лет тому назад на Землю еще, по-видимому, изредка выпадали крупные метеориты, а также возможны были столкновения с астероидами. Подобные тела способны в месте столкновения разрушить древнюю литосферу на значительную глубину.

По представлениям же С. К. Всехсвятского [34], Земля и другие планеты солнечной системы сформировались из сгустков раскаленного звездного вещества и в начальный период своего существования переживали вспышки эруптивной деятельности, сопровождавшиеся взрывами колоссальной энергии, во время которых на поверхность и в космическое пространство извергались большие массы вулканического материала. Гипотеза «извержений» согласуется, по мнению автора, с известными данными о закономерном различии в средней плотности планет — об обратной зависимости между плотностью планет и их расстоянием до Солнца. Подобная же закономерность наблюдается у спутников Юпитера. Считается [34], что приливообразующие силы Солнца вызывают большую эруптивную деятельность у ближних планет, в результате чего последние быстро сбрасывают менее плотное вещество поверхностных слоев, увеличивая свою плотность. Большая энергия взрывов объясняется, по этой гипотезе, образованием на поверхности планеты твердой коры и накоплением под ней в локализованных пространствах магматических масс и газов.

Как показывает сравнительное изучение кратеров, образованных метеоритными ударами и ядерными взрывами на некоторой глубине [17, 180], между ними наблюдается очень большое структурное сходство. Можно заключить, что падение крупных космических тел и мощные вулканические взрывы вызывают однотипные динамические напряжения в верхних оболочках Земли. Поэтому оба гипотетических процесса рассматриваются нами как ударно-взрывное воздействие.

Нельзя переоценивать роли процессов ударно-взрывного воздействия в формировании тектоноконцентров. Последние формируются сотни миллионов и миллиарды лет, в то время как ударно-взрывные процессы практически мгновенны. Они могут

выступать лишь в роли спускового механизма длительных тектоно-магматических движений. Кроме того, ударно-взрывное воздействие могло на начальных этапах развития Земли формировать систему кольцевых ослабленных зон литосферы, которые служили структурными ограничениями при разрядке напряжений, связанных с длительными эндогенными процессами.

Для оценки масштабов воздействия ударно-взрывных процессов на верхние оболочки Земли необходимо учесть, что энергия, выделяющаяся при ударе астероида диаметром 10 км и



Рис. 36. Система трещин в горных породах при взрыве заряда [117]. трещины: 1 — радиальные, 2 — кольцевые, 3 — разлома, 4 — откольные.

средней плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$, со скоростью встречи около 10 км/с , составляет $0,7 \cdot 10^{30}$ эрг; энергия в очагах современных землетрясений достигает 10^{20} — 10^{27} эрг [117].

Имея в виду условия развития планеты на ранней стадии, когда континентальной коры еще не было или она была мало мощной, можно допустить, что мощность литосферы в то время не превышала 50 км (как в современных океанах). Логичнее всего рассматривать воздействие на литосферу эндогенных взрывов, происходящих именно на этой глубине. Такой расчет выполнен А. И. Петровым с соавторами [117]. Оказалось, что энергии взрыва 10^{27} эрг достаточно, чтобы на глубине 50 км напряжения взрывной волны превысили литостатическое давление, а у дневной поверхности напряжения растяжения, создаваемые отраженной волной, более чем в четыре раза превысили прочность пород на растяжение (200 — 300 кг/см^2). В результате подобного глубинного взрыва возникает система трещин (рис. 36), из которых наиболее удаленными от эпицентра оказываются откольные кольцевые трещины. Расчет, выполненный нами по схеме А. И. Петрова и др. [117], показывает, что напряжения растяжения вблизи поверхности уравниваются с прочностью пород на разрыв на расстоянии 90 — 120 км от эпицентра. Следовательно, диаметр кольцевой системы ослабленных зон

при взрыве такой мощности и глубинности может достигать 180—240 км. Глубина проникновения откольных трещин в рассматриваемой модели взрыва невелика. Непосредственно в центре она составляет около 3,5 км.

Расчет разрушающего воздействия на земную поверхность при ударе относительно крупного астероида не может быть точным, так как теоретические и экспериментальные данные имеются лишь для ударов с выделившейся энергией порядка 10^{23} эрг. Экстраполяция масштабов разрушения на более высокие энергии удара даст всегда завышенный результат.

Если бы для очень больших энергий удара было справедливо соотношение $R_1 : R_2 \approx W^{\frac{1}{3}} : W^{\frac{1}{2}}$ (R — радиус кратера, W — энергия удара), верное для энергий, выделяющихся при образовании малых метеоритных кратеров типа Аризонского [17], можно было бы говорить, что при ударе астероида с выделившейся энергией $0,7 \cdot 10^{30}$ эрг должен образоваться кратер радиусом около 120 км. Расчет производился относительно параметров Аризонского кратера: радиус 0,6 км, энергия около $8 \cdot 10^{22}$ эрг [180]. Даже при таких, с нашей точки зрения, сильно завышенных размерах кратера, его глубина, по экстраполяционному графику Л. Б. Ронки [126], должна составить всего примерно 7 км.

Расчет масштаба разрушений, вызванных рассматриваемым астероидом, выполнен в работе Ван Дорна [222] для условий Луны. Автор показал, что максимальное давление, возникающее при ударе, превышает на 1 кбар гидростатическое давление внутри Луны на глубине около 180 км. Это означает, что в земных условиях, где сила тяжести в шесть раз превышает силу тяжести на Луне (до глубины в несколько сотен километров это соотношение сохраняется с точностью 2%), давление ударной волны уравнивается с гидростатическим на глубине около 30 км. Ниже этого уровня разломы образовываться не будут. Таким образом, при столкновении с астероидом средних размеров древняя литосфера (мощностью около 50 км) даже в эпицентре взрыва не нарушалась на всю свою мощность.

Следует обратить внимание на гипотезу Р. Б. Болдуина и Ван Дорна [222], согласно которой вязкая среда, представленная обычными горными породами, может реагировать на мощный удар как жидкость с возникновением гравитационных волн типа цунами. К этому выводу Ван Дорна привело изучение фотографий Моря Восточного на обратной стороне Луны: расстояния между гребнями кольцевых гор, окружающих «море», соответствуют расчетным расстояниям между гребнями волн, возникающих в слое жидкости мощностью 50 км.

Проявляя известную осторожность относительно представлений Ван Дорна о кольцевых горах Моря Восточного как о мгновенно «замерзших» цунами, можно все же предположить, что

если гипотеза гравитационных волн в жесткой среде верна, то формирование кольцевых ослабленных зон типа взбросов при сверхмощных ударах может происходить на значительном расстоянии от центра. Глубина проникновения таких ослабленных зон вблизи точки удара не будет превышать максимальной глубины разрушения литосферы, равной, как сказано выше, 30 км. С удалением от эпицентра эта глубина будет уменьшаться.

Из приведенных рассуждений видно, что основной результат ударно-взрывного воздействия на верхние оболочки Земли в диапазоне энергий 10^{27} — 10^{30} эрг — образование системы кольцевых ослабленных зон диаметром в несколько сотен километров в верхней части литосферы. Магматические явления возможны, по-видимому, лишь вблизи эпицентра, где сильно развита сеть радиальных разломов глубокого заложения и возникает кратер.

Влияние ударно-взрывных процессов на формирование тектоноконцентров может состоять в том, что возникающие тектонические движения (вспучивание коры или образование депрессий) используют уже готовую кольцевую систему ослабленных зон, в результате чего структурные элементы земной коры приобретают правильные круговые очертания. Следует, однако, оговориться, что этот фактор не является обязательным, ибо правильная круговая форма структур наиболее вероятна и при медленном действии сосредоточенных сил в изотропной среде.

Из рассмотренных реальных и предполагаемых внутриземных процессов, обуславливающих тектогенез, наиболее простыми и естественными представляются кристаллизация частично расплавленного вещества астеносферы в результате остывания тектоносферы с поверхности и формирование астеносферного выступа аномальным тепловым потоком. Поэтому в дальнейшем основное внимание будет уделено механизму формирования кольцевых структур, основанному на данных процессах.

Механизм формирования тектоноконцентров в результате остывания тектоносферы с поверхности

На основании изложенной выше общей схемы тектоно-магматических процессов [59], В. Г. Гутерман предложил механизм формирования кольцевых структур [50], приведенный здесь с незначительными изменениями. Представляется вполне естественным, что слои первичной тектоносферы, в том числе литосфера и частично расплавленные слои полиастеносферы, не были идеально выдержанными по мощности и составу на всей площади планеты. Поэтому остывание литосферы происходило и происходит неравномерно, «пятнами». В каждый конкретный

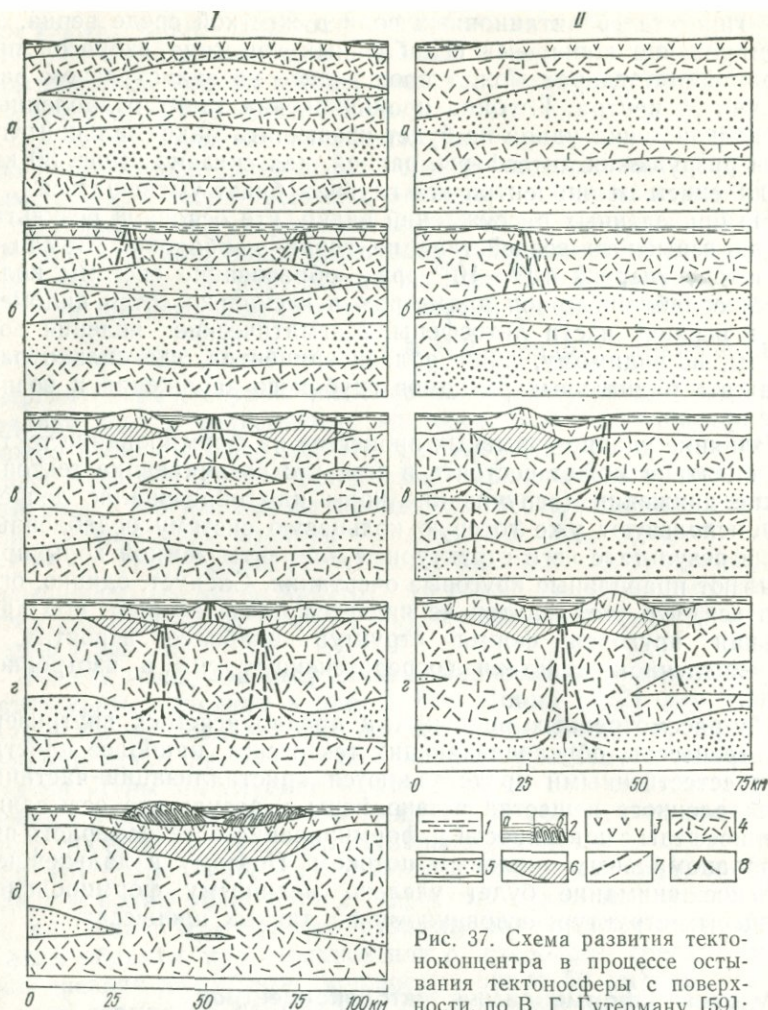


Рис. 37. Схема развития тектонического центра в процессе остывания тектоносферы с поверхности, по В. Г. Гутерману [59]:

I — структура малых размеров, *II* — крупная структура; 1 — вода, 2 — неметаморфизованные (*a*) и метаморфизованные (*б*) осадочные породы, 3 — кристаллическая кора, 4 — частично расплавленные (астеносферные) слои, 5 — раскристаллизованная базальтовая компонента, поступающая из астеносферных слоев, 6 — глубинные разломы, 7 — направления движения расплава; *a* — *д* — этапы развития.

момент быстрее остывает то «пятно», которому соответствует наиболее тонкая литосфера.

Процесс выделения первичной коры (возможно, в результате «зонной плавки») и расслоения верхней мантии сопровождался, вероятно, обособлением отдельных неоднородностей, представлявших собой в разрезе будиноподобные (рис. 37, *a*), а в плане более или менее изометричные «пятна». Там, где концентрация

легкоплавкой фракции была максимальной, а следовательно, максимальной была и текучесть материала, «будины» — «пятна» астеносферных слоев — должны быть наибольшими по толщине, но наименьшими в поперечнике. Здесь, следовательно, должны были образоваться самые маломощные межастеносферные слои и литосфера. Утонение литосферы в некоторых точках могло быть обусловлено также образованием кратерного углубления поверхности в результате падения крупных метеоритов. «Пятно» быстрее всего остывает в центре (самая тонкая литосфера), а скорость остывания постепенно убывает к его периферии. Тем самым источник тектонических движений приобретает локализованный характер.

На поверхности Земли, в зависимости от того, изометрично или вытянуто первичное «пятно», образовывается постепенно углубляющаяся и расширяющаяся круговая или овальная впадина. Когда амплитуда прогибания литосферы достигает определенного значения, при котором уже не может сохраняться ее сплошность, возникают ограничивающие впадину глубинные дуговые и кольцевые разломы типа сбросов и сбросо-раздвигов. В эти нарушения из прилегающих к ним участков астеносферного слоя поступает расплавленная компонента, выжимаемая опускающимся круговым блоком литосферы (рис. 37, I, б). Внедряясь в последнюю, магматический материал частично изливается на поверхность, частично кристаллизуется в коре, однако основной его объем накапливается и кристаллизуется в основании коры, поскольку с подъемом магмы по раскрытой трещине быстро растет противодействие столба магмы литостатическому давлению выжимающих ее пород. Кроме того, в коре происходят относительно быстрое остывание базальтового расплава и закупорка им разломов. Поступающий снизу базальтовый материал в коре и подкоровом пространстве инжецирует в стороны, утолщая кору и приподнимая ее. Такое перераспределение магматического материала приводит к тому, что в зоне развития глубинных разломов возникает обрамляющий впадину вал, к которому примыкают компенсационные прогибы. Прорыв расплава по разломам к поверхности, его дегазация способствуют формированию на оси вала кратеров и малых кольцевых структур собственно магматического генезиса.

На лунной стадии развития кольцевой вал должен быть в основном блоково-аккумулятивным. Складчатость еще не была широко развита. Вал, обрамляющий структуру, подвергается размыву; материал сортируется и откладывается в виде осадков в образовавшиеся прогибы. В конце этого этапа верхний астеносферный слой вокруг зоны разломов теряет почти всю расплавленную компоненту, за счет которой увеличивается мощность земной коры в районе кольцевого вала. Под ним, следовательно, в тектоносфере увеличилось давление и все нижележащие частично расплавленные слои стали постепенно умень-

шаться в мощности. Верхний астеносферный слой у кольцевой структуры малого диаметра приобретает структуру центрального конусообразного останца и кольцевого гребнеподобного вала (рис. 37, I, в). Над обоими этими образованиями в литосфере возникают зоны растяжения и, как следствие, разломы типа раздвигов. Расплавленный материал центрального конуса, поступая вверх, образует центральное утолщение коры и центральное поднятие (рис. 37, I, г). Материал из гребнеподобного вала поступает под внешний компенсационный прогиб и способствует метаморфизму накопившихся здесь осадков.

В случае структуры большого диаметра на описываемом этапе формируется не центральное поднятие, а внутренний кольцевой вал, так как вторичная зона растяжений расположена далеко от центра структуры (рис. 37, II, г).

После рассмотренного этапа, если бы не было второго астеносферного слоя или он располагался бы слишком глубоко, развитие структуры было бы закончено, так как расплав верхнего астеносферного слоя уже исчерпан. Возможно, именно такие условия существовали на Луне. Многие лунные кратеры небольших и средних размеров имеют структуру коры, соответствующую схеме (рис. 37, I, г) с тем отличием, что обрамляющий вал у них менее сглажен, а в прогибах нет осадков. При больших размерах первичного «пятна» здесь могли образовываться кольцевые структуры с тремя и более валами (например, Море Восточное), но не происходили инверсионные движения.

При наличии в разрезе тектоносферы второго астеносферного слоя на его поверхности под действием перераспределенного давления со временем образуется кольцевой вал, располагающийся под кольцевым прогибом земной поверхности (рис. 37, I, г). Над гребнем в литосфере вновь возникают разломы, и расплавленная компонента из второго астеносферного слоя поступает вверх, прогревая тонкую кору кольцевого прогиба. Отсортированные осадки, характеризующиеся повышенным содержанием легкоплавких компонент, претерпевают региональный метаморфизм, гранитизацию и, возможно, селективное плавление, образуя магмы среднего и кислого состава. Поступление мантийных расплавов под прогиб вызывает его подъем, сопровождающийся компенсационным опусканием краевого вала и центрального поднятия (рис. 37, I, д).

С началом тектоно-магматической активности второго астеносферного слоя связано наступление нуклеарной стадии развития земной коры, характеризующейся такими процессами, как региональный высокотемпературный метаморфизм, гранитизация, инверсия вертикальных движений. Тектоноконцентры в эту стадию приобретают характер гранито-гнейсовых кратонов, в то время как вокруг них располагаются еще участки первичной коры «лунного» типа.

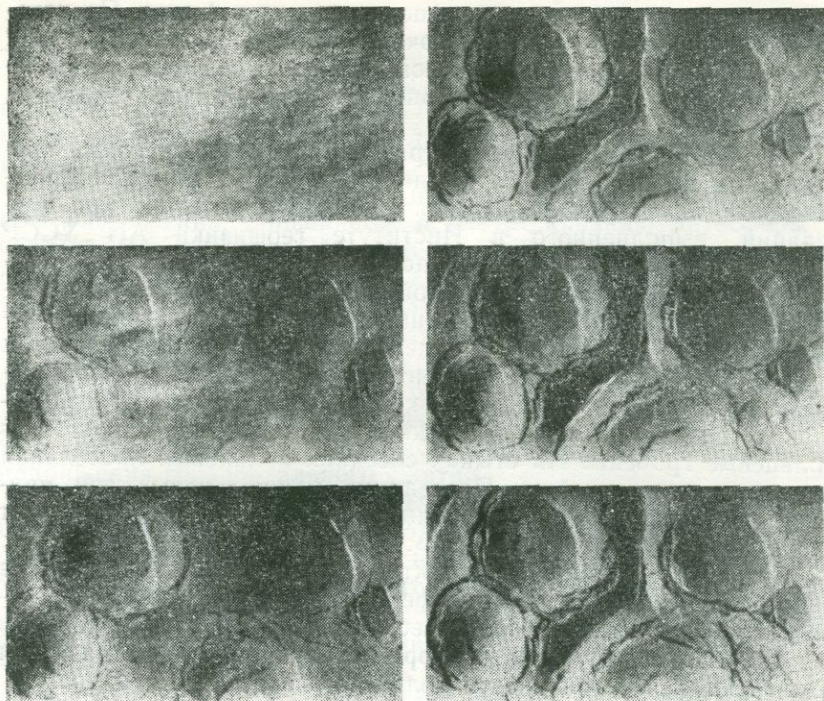


Рис. 38. Результаты моделирования развития группы кольцевых проседаний и промежуточных зон (по В. Г. Гутерману).

В результате развития тектоноконцетров на первых этапах верхняя граница астеносферы под ними оказывается ниже, чем на соседних участках, поэтому процесс охлаждения литосферы и продвижения вниз верхней фазовой границы происходит быстрее за пределами первых тектоноконцетров, где образуются новые проседания и кольцевые системы разломов. Расширяясь, эти впадины могут вплотную или близко подходить к предыдущим структурам, в итоге последующие тектоноконцетры могут присоединяться к первым, наращивая таким образом участки континентальной коры.

Если второй астеносферный слой также характеризуется переменной мощностью и его утолщенные изометричные участки расположены под утолщениями первого частично расплавленного слоя, но с некоторым смещением, то на этапе остывания второго слоя могут возникнуть новые кольцевые структуры, пересекающие более древние.

Промежуточные области между близко расположенными тектоноконцетрами представляют собой уже скорее линейные структуры. Линейность может подчеркиваться тем, что многие тектоноконцетры в результате развития сети планетарной

трещиноватости имеют в плане полигональную форму. Поскольку рассматриваемые промежуточные области развиваются как структуры остывания в последнюю очередь, в историческом плане это означает смену нуклеарной стадии периодом развития линейных структур.

Наглядное представление о развитии группы круговых проседаний и промежуточных зон дает рис. 38, на котором приведены результаты моделирования трещинообразования при проседании, выполненного в Институте геофизики АН УССР В. Г. Гутерманом. Модель представляла собой слой пластилина, на котором располагался слой уплотненного крахмала. Проседание обеспечивалось удалением (в несколько этапов) некоторой части материала в отдельных точках в подошве слоя пластилина и последующим центрифугированием. Рисунок демонстрирует развитие системы кольцевых разломов от единичных трещин до сложно построенных зон, иногда переходящих в кольцевые грабены. На стыках соседних кольцевых проседаний разломы прямолинейны. Проседание межкольцевых зон придает кольцевым разломам полигональный вид и формирует структуру «тройных сочленений».

Механизм формирования тектоноконцентров, основанный на процессах остывания тектоносферы с поверхности, хорошо согласуется с известными геологическими данными о преобладании отрицательных структурных форм на лунной стадии развития земной коры, о мобильности кольцевого обрамления и др.

Механизм формирования тектоноконцентров в результате образования астеносферного выступа

Для формирования тектоноконцентра астеносферный выступ (мантйный диапир) должен быть изометричным, округлым в плане. Это возможно в двух случаях: а) аномальный тепловой поток поднимается в виде вертикального «столба»; б) аномальный тепловой поток имеет в плане произвольную конфигурацию, но участок закристаллизованной астеносферы, который должен расплавиться под воздействием этого потока, представляет собой первичную изометричную неоднородность (например, в результате остывания тектоносферы с поверхности).

Механическое воздействие мантйного диапира на литосферу можно уподобить (естественно, с большой степенью упрощения) воздействию апикального выступа магматического очага на кровлю твердых пород в процессе формирования малых кольцевых структур. Этот механизм предложен Е. Андерсоном [190] и в гипотезе формирования тектоноконцентров может быть использован лишь для объяснения характера образования разломов. Он не учитывает такие процессы, как эрозия, осадконакопление, термальное воздействие магмы на породы коры, вертикальные движения блоков литосферы и др., которые в круп-

номасштабных геологических процессах играют решающую роль.

Над выступом астеносферы образуется округлое сводовое поднятие первичной литосферы (рис. 39, б), состоящей из тонкой коры (базальт, анортозит, кислые породы) и мантии общей мощностью около 50 км.

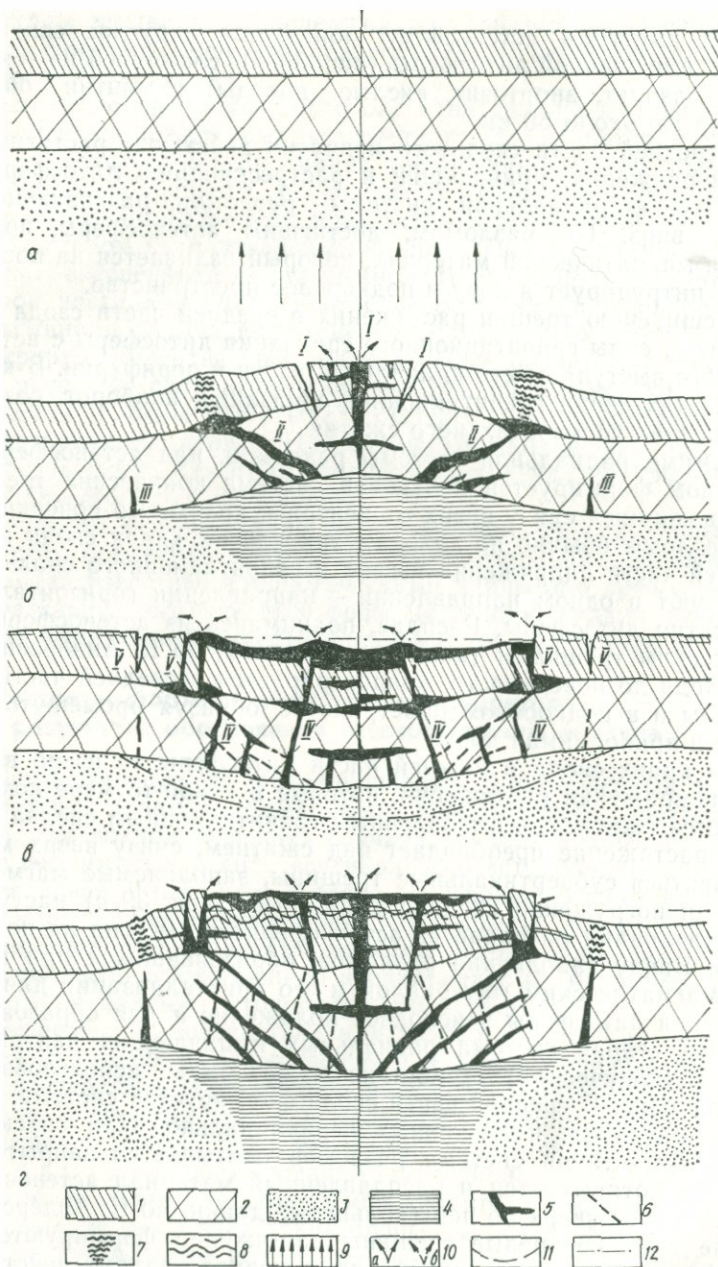
В средней части сводового поднятия действуют растягивающие напряжения, приводящие к растрескиванию литосферы и образованию радиальной системы разломов, развивающейся сверху вниз. По разломам, достигшим астеносферы, поднимается магматический материал, который изливается на поверхность, интродуцирует в кору и подкоровое пространство.

Расширению трещин растяжения в средней части свода способствуют силы гравитационного сползания литосферы с астеносферного выступа от его апикальной части к периферии. В крайних частях свода гравитационное сползание, наоборот, создает напряжения горизонтального сжатия.

Помимо радиальной системы разломов, над астеносферным выступом формируется кольцевая система конических трещин, развивающихся снизу вверх от центра к краям. До поверхности эти разломы обычно не доходят, так как на краях свода в его верхней части напряжения изгиба и гравитационного сползания действуют в одном направлении — направлении горизонтального сжатия литосферы. Расплав, поднимаясь из астеносферы по коническим трещинам (конические пласты, по Е. Андерсону) и не доходя до поверхности, концентрируется в средней части литосферы и в подкоровом пространстве, образуя промежуточные очаги и приподнимая кору.

На краях свода в нижней части литосферы ее изгиб вызывает напряжения растяжения, которые в какой-то мере компенсируются сжатием, обусловленным гравитационным сползанием. Если растяжение преобладает над сжатием, снизу вверх могут развиваться субвертикальные трещины, заполняемые магмой.

Этап погружения сводового поднятия (рис. 39, в) наступает после излияния расплава из астеносферного выступа на поверхность. Ввиду заполнения разломов, образовавшихся при подъеме, магматическим материалом и его кристаллизации для возвращения литосферы в исходное положение и для образования прогиба старая система радиальных и падающих центриклинально (конических) трещин не может быть использована в полной мере. В средней части свода формируется система кольцевых разломов, наклоненных периклинально. При опускании литосферы старая система разломов оказывается закрытой, а новая приоткрывается и расплавленный материал астеносферы устремляется вверх по ней (кольцевые дайки, по Е. Андерсону). Кроме того, кольцевые трещины растяжения формируются на периферии сводового поднятия, где в период подъема действовали силы сжатия. По этим трещинам на поверхность поднимает-



ся расплав из промежуточных очагов. Он имеет менее основной состав, чем материал астеносферы, так как в промежуточном очаге основная магма ассимилировала некоторую часть материала коры. В освободившиеся от магмы промежуточные очаги опускаются блоки коры, образуя кольцевую систему грабенов (грабен-синклиналей).

Силы гравитационного сползания литосферы при опускании действуют в направлении к центру структуры. Они способствуют открытию периферийных кольцевых разломов и противодействуют открытию периклиналильных разломов в средней части. В этих условиях внедрение магмы в средней части образовавшейся круговой впадины может и не происходить. Однако нередко наблюдаемое заполнение прогибов лавой, извергающейся в центральной части, свидетельствует о том, что напряжения сжатия, вызываемые сползанием, не всегда могут воспрепятствовать отрыву центрального блока и превысить напор поднимающейся магмы. Кроме того, система периклиналильных разломов образуется, по-видимому, раньше чем литосфера опустится ниже нулевого уровня, когда силы гравитационного сползания меняют свое направление.

На первых двух этапах (рис. 39, б, в), отвечающих лунной стадии, на поверхности Земли сформировались система кольцевых и радиальных разломов, круговая впадина, заполненная вулканическим материалом, кольцевые системы приподнятых и опущенных блоков коры и аккумулятивных валов. Мощность коры и литосферы увеличилась за счет материала астеносферы в результате как внедрения и излияния его на поверхность, так и присоединения к литосфере той части астеносферы, из которой удален базальтовый расплав.

Важным следствием первых двух этапов формирования тектоноконцентра является образование одной или нескольких кольцевых ослабленных зон литосферы, представленных сетью пересекающихся (в разрезе) разломов, из которых одни наклонены центриклинально, другие — периклинально. Такая система разломов приводит к тому, что: 1) при вертикальных движениях, как это видно из рис. 40, происходит попеременное открытие то одной, то другой системы, в связи с чем всегда создаются благоприятные условия для подъема астеносферных расплавов; 2) появление радиальной и нескольких кольцевых

Рис. 39. Схема развития тектоноконцентра в процессе формирования астеносферного выступа:

1 — первичная кора, 2 — мантийная часть литосферы, 3 — закристаллизованная астеносфера, 4 — расплавленная астеносфера, 5 — открытые разломы, заполненные астеносферным расплавом, 6 — закрытые разломы, 7 — складчатость, обусловленная сжатием, 8 — куполовидная складчатость, 9 — направление аномального теплового потока, 10 — извержение расплавов — астеносферных (а) и промежуточных (б), 11 — часть астеносферы, присоединяемая к литосфере, 12 — эрозийный срез; разломы этапа сводообразования: I — радиальные, II — конические, III — кольцевые разломы нижней части литосферы; разломы этапа погружения: IV — кольцевые сквозные, V — кольцевые верхней части литосферы; а — г — этапы развития.

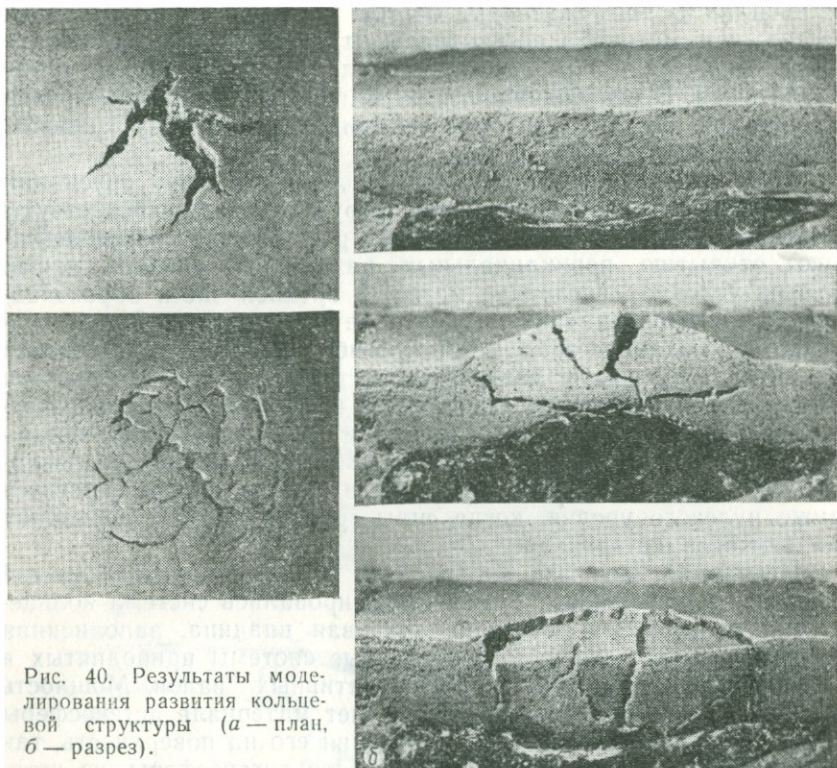


Рис. 40. Результаты моделирования развития кольцевой структуры (а — план, б — разрез).

систем разломов обуславливает существование в литосфере постоянных ослабленных зон, поэтому последующие этапы своодообразования и проседания носят глыбовый характер.

В целом сформировавшаяся кольцевая структура напоминает лунную, однако отличается от последней некоторыми особенностями внутреннего строения. Первичная кора (рис. 39, а, б) дезинтегрирована и отсортирована процессами эрозии, поэтому при поступлении из мантии сильно разогретых магматических масс и эманаций, а также под действием большого (по сравнению с лунным) давления при погружении (рис. 39, в), в ней происходят процессы регионального метаморфизма и гранитизации с образованием древнейших метаморфических серий и чарнокитового комплекса (формация эндербитов).

После повторного разогрева и расплавления астеносферы начинается новый этап воздымания литосферы (рис. 39, г), при этом происходит открытие центриклинально наклоненных разломов и внедрение по ним базальтовых расплавов. Расширяются также трещины в нижней части литосферы на периферии тектоноконцентра.

Под напором астеносферных расплавов воздымаются те блоки кольцевого обрамления, которые на предыдущем этапе были опущены. В средней части тектоноконцентра, куда вместе с базальтовым расплавом из мантии поступают легкие элементы, особенно щелочные, происходит дальнейшая гранитизация коры и формирование гранито-гнейсовых куполов и межкупольных синклиналей. Описанный этап отвечает нуклеарной стадии.

В следующие этапы воздымания и погружения свода происходит дальнейшее наращивание коры и литосферы за счет материала мантии.

Характер образования разломов при формировании сводового поднятия и последующем его погружении может быть продемонстрирован на модели (рис. 40). Поднятие и погружение свода моделировалось в толще влажного песка с помощью надуваемого резинового баллона. В целом сходство между описанной схемой и результатами моделирования несомненно.

Схема развития тектоноконцентра дана в самом общем виде без детального анализа происходящих при этом частных геологических процессов. При необходимости можно обратиться к работе И. В. Корешкова [86], в которой на многих конкретных примерах рассмотрен процесс сводообразования и его геотектонические следствия. Описанные выше этапы воздымания литосферы над астеносферным выступом во многом отвечают схеме сводообразования, данной этим автором, являясь частным случаем развития сводов над изометричными источниками энергии.

Попытку объяснить подобным рассмотренному механизмом докембрийский тектоногенез сделал А. М. Гудвин [189], который показал, что основные тектонические элементы Канадско-Гренландского щита (архейские гранитные ядра и облегающие их пояса осадочно-вулканогенных пород) группируются вокруг геометрического центра этого щита — Гудзонова залива. На основании изучения палеопотоков автор установил, что на одних этапах район Гудзонова залива представлял собой область сноса (например, в среднем и частично позднем протерозое), на других — осадконакопления (рубеж архея и протерозоя, фанерозой), т. е. испытывал длинопериодные колебательные движения. Последние объясняются, по А. М. Гудвину, длительным действием восходящего потока мантийного вещества (плюма), располагавшегося в центре Гудзонова залива и являвшегося тем ядром, вокруг которого происходило последовательное наращивание континентальной коры.

Аналогичный характер развития А. М. Гудвин приписывает и другим докембрийским щитам, хотя механизм трансформации энергии плюма в тектоно-магматические движения, как и в случае Канадского щита, не рассматривает. Начало действия плюмов 3—4 млрд. лет назад автор связывает с метеоритными ударами (?).

Следует обратить внимание на вывод, который сделал А. М. Гудвин, рассматривая центрально-симметричное строение (относительно «материнских» плюмов) докембрийских щитов: гипотеза тектоники плит с ее историей дробления и перемещения литосферы «не срабатывает» для докембрия в масштабе, достаточном для разрушения этой глобальной симметрии.

* * *

Нами рассмотрены две точки зрения на эндогенный механизм возникновения и развития тектоноконцентров. Современное состояние знаний о свойствах тектоносферы не позволяет безоговорочно признать или отбросить какой-либо из них. Обе точки зрения опираются на некоторые допущения, не являющиеся общепризнанными. Если исходить из известных геологических фактов, то можно найти подтверждение обоим. Помимо того, что в начальные этапы развития земной коры преобладали, как мы считаем, отрицательные структурные формы, можно отметить исключительную принадлежность кольцевых структур Луны, Меркурия, Марса и Венеры к впадинам. Исключение составляют, пожалуй, лишь гигантская вулканическая гора Никс Олимпика и несколько ей подобных на Марсе, однако это скорее всего аккумулятивные образования.

По гипотезе астеносферных выступов образованию впадины предшествует рост сводового поднятия. Подобное предположение было сделано А. В. Хабаковым [171] и для лунных кольцевых структур. Однако трудно поверить, что при таком развитии на Луне не осталось бы ни одного кругового свода или хотя бы их следов. Кроме того, формирование сводов сопровождается развитием системы радиальных разломов, которые при погружении свода закрываются, но следы их отчетливо видны на поверхности. На Луне имеются кольцевые структуры, не заполненные лавой (талассоиды), в которых тем не менее радиальной системы разломов не обнаружено. Вероятнее всего, кольцевые структуры Луны с самого начала формировались как впадины. Это хорошо согласуется с механизмом неравномерного остывания тектоносферы.

С другой стороны, невозможно отрицать наличие на Земле абсолютных сводовых поднятий. Такие округлые своды, как Алтайский, Восточно-Африканский, Эфиопский и др., образовались в результате восходящих движений и не являются остаточными структурами от проседания соседних территорий. Об этом может свидетельствовать достаточно резкое и неоднократное изменение речной сети в пределах сводов за время их роста [86], указывающее на быстрые и дифференцированные движения земной коры в сводах на фоне относительно спокойных окружающих низменностей.

Можно полагать, что оба рассмотренных процесса реально

существуют в природе, вызывая формирование тектоноконцентров посредством возбуждения астеносферы либо сверху, либо снизу. На лунной стадии превалировал процесс неравномерного охлаждения и кристаллизации вещества астеносферы, на более зрелых стадиях развития земной коры включился процесс образования астеносферных выступов. Можно предположить, что в настоящее время действуют оба процесса: астеносферный выступ, по-видимому, развивается под Восточно-Африканским тектоноконцентром; охлаждение тектоносферы происходит при формировании океанических котловин. Труднее судить о характере формирования некоторых круговых впадин — Конго, Мичиганской, Муррей и др.: либо это отражение процесса охлаждения тектоносферы, либо стадия опускания сводового поднятия.

Критика метеоритной гипотезы

Возникновение кольцевых структур на Земле и планетах, некоторые их морфологические особенности, в частности правильная кольцевая форма, представляются многим ученым явлением необычным и даже загадочным. Среди таких структур нередки и метеоритные кратеры. По своим морфологическим признакам и характеру новообразований они не всегда легко отличимы от эндогенных структур, поэтому не удивительно стремление отдельных исследователей отнести к разряду метеоритных как можно больше изолированных кольцевых образований, встречающихся вне вулканических полей. Напомним, что еще Р. Дэли выдвигал гипотезу метеоритного происхождения известного Вредефортского купола [197].

К сожалению, в последнее время взгляды на метеоритное происхождение многих кольцевых структур находят все более широкую поддержку. Немалую роль играет здесь конвергенция признаков эндогенного и метеоритного происхождения кольцевых образований. В табл. 3 сведены главные признаки криптовзрывных структур и их интерпретация различными исследователями с позиции метеоритного или земного происхождения. Данные взяты из работ [177, 193, 220], в которых исследователи основательно аргументируют свою точку зрения. Н. М. Шорт и Е. Шумекер в отличие от В. Бухера являются сторонниками представлений о широком развитии метеоритных кратеров на нашей планете.

Из таблицы видно, что десять признаков из четырнадцати одинаково характерны как для метеоритных, так и для эндогенных структур. Лишь четыре из них (4-ый, 10—12-ый), предположительно свойственные астроблемам, не имеют альтернативного объяснения; однако нужно учесть, что 10-ый и 11-ый признаки сформулированы сравнительно недавно и поэтому не получили еще обстоятельной оценки. Нами на примере Ильинцкого эффузива было показано, что наличие аномальных коли-

Таблица 3

Сопоставление признаков, характеризующих кольцевые структуры метеоритного и земного происхождения

| № | Признак | По Н. М. Шпорту (1968) | | По Б. Шумекеру (1961) | | По В. Бухеру (1963) | | Общезвестные данные | |
|----|---|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|
| | | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения |
| 1 | Округлая форма с валом, иногда с внешней круговой синклиналию | + | Н. р. | + | + | - | + | ± | ± |
| 2 | Наличие центральной горки | Н. р. | Н. р. | + | + | + | + | ± | ± |
| 3 | Наличие оползней и концентрических сбросов | Н. р. | Н. р. | + | + | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 4 | Нарушения, вызванные взрывом, затухают на глубине, меньшей диаметра кратера | + | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | - | ± | ± |
| 5 | Наличие вулканического жерла под кратером | Н. р. | Н. р. | - | + | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 6 | Наличие лав и экструзий в пределах кратера | + | + | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 7 | Наличие конусов разрушения | + | - | Н. р. | Н. р. | Н. р. | + | ± | ± |
| 8 | Наличие коусита и стишовита | + | - | Н. р. | Н. р. | Н. р. | + | ± | ± |
| 9 | Наличие стекол, связанных с плавлением пород | + | + | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 10 | Ударная витрификация: остекление кварца и полевого шпата под действием давления | + | - | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 11 | Наличие характерных плоскостных систем в зернах кварца и полевого шпата | + | - | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | ± | ± |
| 12 | Наличие метеоритного вещества | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | + | - |
| 13 | Отрицательная магнитная и гравитационная аномалии | + | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | ± | + |

| № | Признак | По Н. М. Шорту (1968) | | По Б. Шумеру (1961) | | По В. Бухеру (1963) | | Общезвестные данные | |
|----|--|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|
| | | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения | Структуры метеоритного происхождения | Структуры земного происхождения |
| 14 | Закономерное расположение нескольких структур в единой зоне или связь структуры с зоной разломов | Н. р. | Н. р. | Н. р. | Н. р. | — | + | — | + |

Примечание. Н. р. — признак не рассматривался; «+» — наличие признака; «—» — отсутствие признака; «±» — нет данных.

чество характерных плоскостных систем в зернах кварца (11-ый признак) вряд ли свойственно лишь астроблемам [49]. Кстати, не совсем ясно, почему 11-й признак принимается многими исследователями как наиболее яркое доказательство ударной природы кольцевых структур. Данные, приведенные в работе Н. М. Шорта [177], посвященной этому вопросу, вопреки мнению автора, не показывают резкого различия в частоте плоскостных систем между кварцем, взятым с места ядерного взрыва, и кварцем, испытавшим медленные нагрузки (характерные для вулканических процессов). В кварце первой группы количество плоскостных систем, ориентированных под углом 20—30° к нормали оптической оси, составляет 31%, а в кварце второй группы — 26% общего количества систем. В предполагаемых ударных кратерах Вест Хок и Клируотер количество таких систем не превышает 40%. Значимы ли эти различия, основательно не доказано.

Таким образом, в настоящее время существует только два признака, позволяющих без сомнения относить те или иные кольцевые структуры к метеоритным кратерам: отсутствие связи кратера с глубинным очагом и наличие в кратере аномальных количеств метеоритного вещества. К сожалению, первый из названных признаков редко удается установить. Скважины, бурившиеся в пределах некоторых структур (Брент, Восточный и Западный Клируотеры в Канаде, Уэллс Крик в США, Нордлингер Рис в ФРГ и др.), вскрыли ненарушенный фундамент только в бортовых частях, тогда как в центре не вышли из зоны дробления. Что касается метеоритного вещества, то последнее обнаружено лишь в 10% структур, предположительно относимых к метеоритным кратерам [76].

Поэтому совершенно не оправданно, когда некоторые геологи, обнаружив в пределах определенной кольцевой структуры такие образования, как конусы разрушения, коусит, стишовит, зювит, характерные плоскостные системы в кварце и полевоом шпате, центральную горку и т. п., спешат отнести ее к астроблеме.

Почти все исследователи, склоняющиеся в пользу ударно-метеоритного происхождения кольцевых структур, в качестве классического примера метеоритного кратера приводят структуру Нордлингер Рис. Однако В. Бухер [193] убедительно показал, что Рисский бассейн, во-первых, совместно с бассейном Штейнгейм и областью брекчиевых трубок Урах образует единую вытянутую структурную зону с характерными лишь для нее геоморфологическими особенностями, тепловым потоком, глубинным строением и, во-вторых, располагается в уникальной точке пересечения двух взаимно перпендикулярных линейных гравитационных аномалий, отвечающих антиклинальным осям. Вероятность случайного совпадения точки метеоритного удара с такими характерными элементами геологического строения ничтожна. Л. Копецкий и Р. Квет [203], кроме того, подчеркивают наличие в Рисском бассейне богатой урановой, флюоритовой и баритовой минерализации, которая не может быть следствием удара. Они же указывают на расположенный в 23 км от Нордлингер Риса Штопфенгеймский свод диаметром 8 км, в котором развиты структуры ударного давления в кварце, аналогичные таковым в Рисском бассейне. Предполагается, что кратер Нордлингер Рис начал свое развитие с формирования сводового поднятия.

В целом Рисский бассейн не может служить эталоном структуры метеоритного происхождения. Скорее, наоборот, этот пример показывает, что сколь бы необычными не казались черты строения некоторых кольцевых образований, их можно объяснить земными процессами.

После работ В. Л. Масайтиса и др. [109] по Попигайской кольцевой структуре начали появляться многочисленные публикации об астроблемах на территории СССР. Во многих случаях удается показать, что подобные структуры имеют достаточно длительную геологическую предысторию и тесно связаны общностью развития с тектоническим окружением.

Длительность образования Попигайской структуры доказана М. П. Поляковым и А. И. Трухалевым [122], причем авторами установлено, что в третичный период на месте современной кольцевой депрессии было сводовое поднятие.

Ишимская кольцевая структура, рассматриваемая Б. С. Зейликом и Э. Ю. Сейтмуратовой [72] как астроблема, находится в закономерной тектонической связи с огибающими ее с запада и юго-запада складчатыми комплексами Западного и Центрального Казахстана и, следовательно, исходя из метеоритной гипотезы,

тезы, нужно было бы происхождение всех этих комплексов, в том числе хр. Каратау, считать метеоритным.

Ярким примером лжеастроблемы является известный Ильинский эффузив, расположенный в Винницкой области УССР, в 10 км к западу от пгт Ильинцы. Вывод о его ударно-метеоритном происхождении был сделан А. А. Вальтером и В. А. Рябенко [24], однако нами совместно с Т. П. Шевченко и В. Н. Голубом впоследствии было доказано [49], что эта раннепалеозойская структура должна рассматриваться в закономерной связи с докембрийским обрамлением и что она имеет длительную (с раннего протерозоя) историю развития.

Принято считать, что основанием для развития взглядов об астроблемах явилось установление метеоритного происхождения кратеров на Луне и планетах земной группы. Признавая интенсивную метеоритную бомбардировку этих космических тел, нельзя отрицать, что многие крупные кольцевые структуры (да и не только крупные) имеют эндогенное происхождение. Приведем основные факты, подтверждающие последнее.

1. Исследователями Луны постоянно отмечается образование кратерными группами прямолинейных и дуговых цепочек, что, без сомнения, свидетельствует о связи таких кратеров с разломами. Крупнейший цирковый ряд Лицет — Вальтер — Птолемей располагается в центральной части видимого диска Луны [175]. Цепочки кратеров «насажены» на протяженные долины (Долины Рейта и Палича). Некоторые борозды (например, борозда Гигина), как показывают крупномасштабные фотографии, также состоят из цепочек небольших кратеров, почти не различимых в телескоп. Особенно хорошо заметны цепочки кратеров на обратной стороне Луны. Их протяженность составляет от 500 до 1100 км. Наиболее крупные названы ГДЛ, ГИРД и РНИИ по названиям советских научных организаций, положивших начало космическим исследованиям.

На Земле кратерные ряды и цепочки характерны для вулканического ландшафта Исландии [217].

2. Морфология отдельных лунных кратеров такова, что ее нельзя увязать с процессом одноактного извержения или взрыва. Можно указать на кратеры с двойным и тройным валом, например Март, кратер Катарина с признаками многократных извержений, террасовые уступы склонов Геркулеса и многих других кратеров, свидетельствующие о постепенном понижении магматического бассейна [171]. Телескопированное строение имеют и круговые моря, что свидетельствует, по аналогии с земными процессами, о постепенном затухании в них режима магматизма.

Многие лунные кратеры имеют полигональные и даже прямоугольные очертания, наследующие более древнюю сетку разломов. При ударах метеоритов анизотропность лунной коры

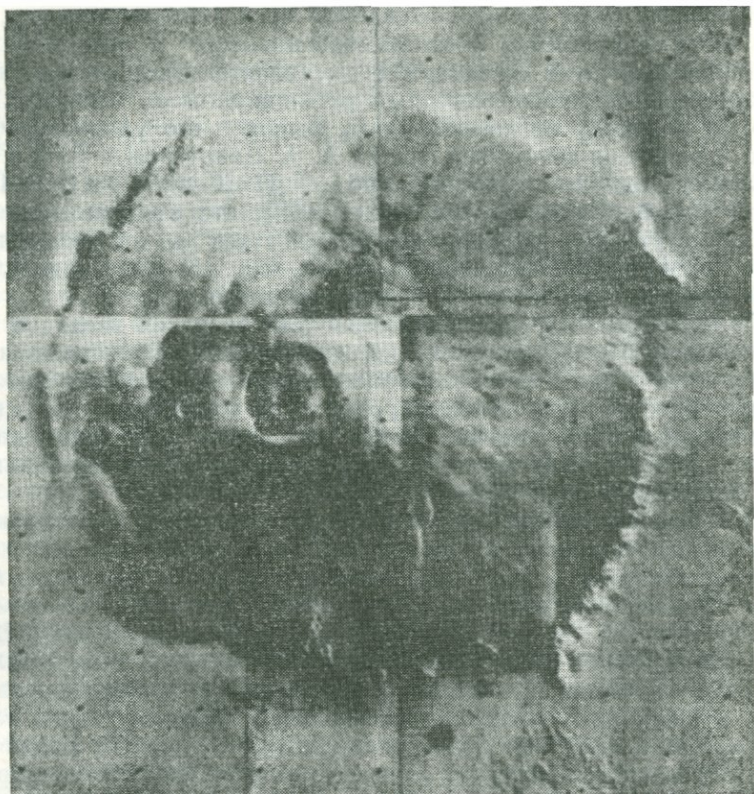


Рис. 41. Кольцевая структура Олимп на Марсе [131].

не могла бы оказать искажающего влияния на образование правильной кольцевой формы структур.

Представляют интерес так называемые сцепленные кратеры [211], т. е. перекрывающиеся кольцевые структуры, на днищах которых сохранились следы вала парного кратера. Примером может служить Клавий и расположенные по его валу Патерферд и Почтер, Деви и Деви А, Влакк и Влакк В. Подобное взаимоотношение структур свидетельствует не в пользу метеоритного происхождения этих кратеров.

3. Убедительный материал для доказательства эндогенной природы кольцевых структур дает изучение поверхности Марса с помощью автоматических межпланетных станций серий «Марс» и «Маринер». На этой планете выявлено три типа ландшафта: типичная «лунная» поверхность, покрытая кратерами, «пустыни», т. е. гладкие площади, лишённые кратеров (например, Эллада) и, наконец, «хаотический» тип ландшафта — территории с малым количеством кратеров, но зато с многочис-

ленными хребтами, расположенными без видимой закономерности (например, страна Пирры). Развитие кратерных форм лишь в определенных местах, а не равномерно по всей поверхности, свидетельствует не в пользу их ударного происхождения.

Яркий пример эндогенной кольцевой структуры на Марсе — район Тарсис, где «Маринером-9» выявлено четыре огромные кольцевые структуры, представляющие собой крупные возвышенности с относительными отметками в несколько километров, посередине которых расположены кратеры [131]. Крупнейший вулканический конус — Олимп — имеет в диаметре 500 км и окружен кольцевым сбросом (рис. 41).

4. Веское доказательство в пользу эндогенной природы кольцевых структур планет — обнаружение кратеров диаметром от 35 до 150 км в экваториальной зоне Венеры. Плотность венерианской атмосферы почти на два порядка выше земной, поэтому метеориты там могут достичь твердой поверхности планеты в исключительных случаях. Сильны на Венере и процессы эрозии, следовательно, говорить о древности ландшафта, созданного еще до возникновения густой атмосферы, не приходится.

По аналогии с известными вулканическими зонами Земли (Исландия, Камчатка и др.), где наличие действующих вулканов не оставляет сомнения в принадлежности к «геоблемам» (по В. Бухеру) более древних кольцевых структур этих зон — кальдер и кратеров, установление на Луне и Марсе крупных кольцевых структур эндогенной природы может свидетельствовать в пользу такого же происхождения всего мегакольцевого ландшафта планет, а следовательно, и кольцевых палеоструктур земной коры.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Значение древних кольцевых структур для металлогенических исследований и геологоразведочных работ определяется как структурно-морфологическими их особенностями, так и историей их развития.

М. З. Глуховский [54], выделивший в пределах Алданского щита несколько концентрическо-кольцевых структур, по размерам и особенностям формирования отвечающих тектоноконцентрам, указывает, что эти структуры контролируют некоторые эндогенные месторождения, связанные с разновозрастными процессами тектоно-магматической активизации. Так, к центральному частям структур приурочены мезозойские субщелочные интрузивы с месторождениями и проявлениями золота, к кольцевым разломам — докембрийские метасоматиты.

В выделенных Р. З. Левковским [99] Балтийской и Южно-Русской мегакольцевых структурах на черные и цветные металлы перспективны зоны долгоживущих разломов, ограничивающие кольцевые горсты и грабены, а к кольцевым депрессиям приурочены массивы рапакиви с полиметаллической и редкометальной минерализацией.

Распределение металлогенических областей, зон и участков, отдельных рудных узлов и месторождений подчиняется, как правило, структурно-тектоническим элементам земной коры. Объединение последних в кольцевую структуру должно свидетельствовать о наличии в исследуемом районе замкнутых рудных поясов в понимании Г. И. Князева и др. [80, 81]. Это принципиально важно потому, что среди металлогенистов чрезвычайно развито представление о приуроченности рудных зон к прямолинейным структурам определенного простирания. Бывают даже случаи, когда, встретив оруденение на одном из отрезков кольцевого разлома, стараются искать аналогичные рудопроявления не в кольцевой зоне, а на прямолинейном продолжении этого отрезка в обе стороны.

Примером рудоносной формации, связанной с кольцевой системой разломов Северо-Украинского тектоноконцентра, являются метасоматиты пержанского комплекса (см. рис. 13). Эти породы известны сравнительно давно в Сущано-Пержанской зоне разлома северо-восточного направления. При изучении рас-

пространенности пержанских метасоматитов возникло два варианта: либо зона их развития продолжается далее на северо-восток, уходя под мощную осадочную толщу Припятского грабена, либо распространяется в широтном направлении в соответствии с поворотом кольцевой системы разломов. Установление метасоматитов пержанского типа на северном контакте с породами овручской серии и к востоку от нее подтверждает правильность второго варианта.

Высокая тектоническая активность кольцевого обрамления тектоноконцентроров и контрастность вертикальных движений в мобильном кольце создают благоприятные условия для интрузивной и вулканической деятельности, концентрации рудоносных растворов и флюидов и, как следствие, формирования эндогенных месторождений. Так, в Восточно-Африканском и Южно-Родезийском тектоноконцентрах к кольцевому обрамлению относятся все основные тела рудоносных малых кольцевых интрузий и карбонатитов. В пределах кольцевого вала Северо-Украинского тектоноконцентра, где наблюдаются наиболее крупные тела вулканических и интрузивных пород основного и ультраосновного состава, развиты месторождения и рудопроявления железа, хрома, никеля, благородных металлов.

Особенно важное значение, с нашей точки зрения, имеет установление этапа, в который Северо-Украинский тектоноконцентр развивается как зона автономной активизации.

Основными активизированными участками являлись кольцевая система синклиналичных трогов и некоторые троговые зоны диагональной и ортогональной систем (рис. 42). Их металлогенические особенности определяются повышенной ролью послегеосинклиналичного кислого и щелочного магматизма, пегматитообразования, а также высокой активностью и неоднократной подновляемостью разломов, в которых широко проявлялись метасоматические и гидротермальные процессы.

Локальные минимумы гравитационного поля, отмечаемые в троговых зонах, обычно соответствуют участкам наиболее вероятного развития относительно молодых гранитных массивов приразломного типа, подобных гранитам зон автономной активизации многих континентов (Северная и Восточная Африка, Южная Америка, Алданский, Балтийский, Сино-Корейский щиты и др.). Такие граниты часто несут промышленные руденения цветных и редких металлов — олова, молибдена, вольфрама, тантала, ниобия, редких земель и др. Хотя образование главной массы подобных месторождений приурочивается к позднепротерозойской и фанерозойской металлогеническим эпохам, нельзя не учитывать и повышенную металлоносность аллотонных гранитных массивов более древнего возраста (ранне- и среднепротерозойских), которые относятся к начальному этапу автономной активизации Украинского щита. Такие

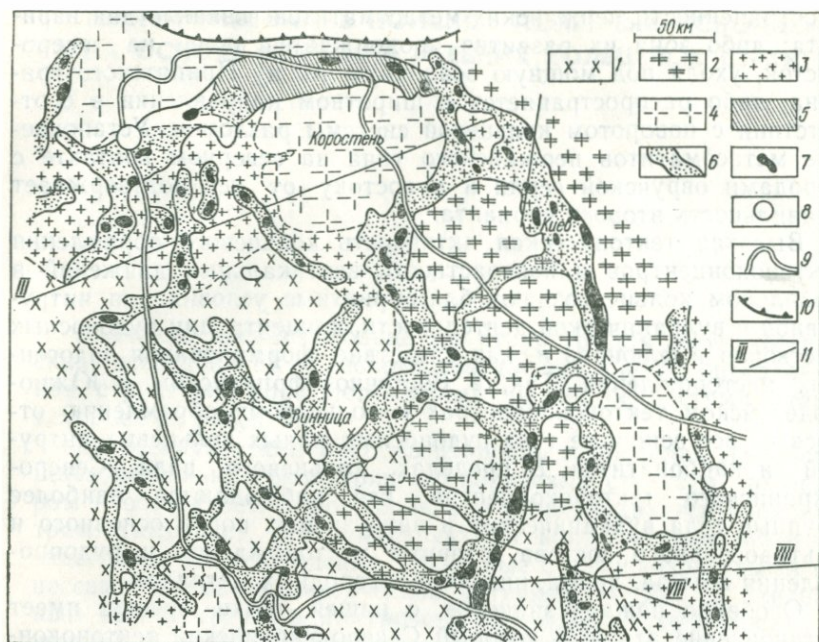


Рис. 42. Карта активизированных линейных зон Северо-Украинского тектоноконцентра.

Структурные этажи: 1 — архейский нижний, 2 — архейский верхний, 3 — нижнепротерозойский, 4 — среднепротерозойский, 5 — верхнепротерозойский; 6 — активизированные линейные зоны (троговые структуры), 7 — гравиационные минимумы, соответствующие (предположительно) массивам молодых гранитов, 8 — малые кольцевые вулканоплутонические и криповзрывные структуры, 9 — контур Украинского щита, 10 — сброс, ограничивающий с юга Припятский грабен, 11 — профили ГСЗ.

гранитные массивы (Мухаревский, Новоград-Волинский и др.) уже известны в северо-западной части тектоноконцентра.

Не исключена также вероятность обнаружения позднепротерозойских и даже более молодых гранитов в активизированных зонах, подтверждением чему служит палеозойский вулканизм, проявившийся в Немировском трого [23].

Длительной тектонической активностью кольцевого обрамления тектоноконцентра обусловлено существование системы долгоживущих разломов. Это немаловажно, так как установлено, что многие месторождения цветных и редких металлов жильного типа, связывавшиеся раньше с гипотетическими гранитными интрузиями, приурочены к зонам разломов, неоднократно активизировавшимся и являющимся путями циркуляции термальных вод. Последние растворяли материал вмещающих толщ и перераспределяли его при переотложении и перекристаллизации. Важнейшее значение для рудоотложения имеют такие процессы внутриразломной дорудной подготовки пород,

как калишпатизация, альбитизация, грейзенизация, окварцевание, образование брекчий и глинки трения и др.

Характерно, что для внутриразломных месторождений возраст вмещающих руды пород не играет такой роли, как в случае месторождений, связанных с гранитными массивами. Оруденение, связанное с разломами, встречается среди пород самого различного возраста, вплоть до раннекембрийских. Примером могут служить многочисленные редкоземельные и урановые месторождения Восточной и Южной Африки, приуроченные к разломам в архейских породах [84]; крупное свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл (Австралия, Новый Южный Уэльс) располагается в гнейсах и сланцах докембрийского возраста [2]; многие эпитермальные месторождения флюорита, барита, полиметаллов, сурьмы, ртути и др., связанные с фанерозойской активизацией древних разломов, известны в Африке, Китае, Австралии, Индии, Бразилии, Феноскандии [183].

Особый тип оруденения в зонах активизированных разломов связан с формацией щелочных метасоматитов, образующихся обычно в период консолидации докембрийского фундамента и перехода региона к платформенному этапу развития. Они формируются на глубине не более 5—6 км при температуре от 250—300 до 500—550° С, т. е. в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [97]. Главное условие формирования щелочных метасоматитов — фильтрация водных растворов по зонам циркуляции ограниченного сечения при высокой подвижности Na_2O , K_2O , CO_3 , HCO_3 , Р, F. Генетическая связь щелочного метасоматоза с активными гранитными интрузиями и магматическими очагами не установлена. Возраст метасоматитов 2000—1500 млн. лет.

Пространственная связь зон щелочного метасоматоза с долгоживущими глубинными разломами и оперяющими их нарушениями несомненна и является первым и наиболее общим поисковым критерием. Она наблюдается на территории всех докембрийских щитов. В Северо-Украинском тектоноконцентре все известные продуктивные тела метасоматитов располагаются, как правило, в выделенных нами троговых зонах.

Таким образом, кольцевое обрамление тектоноконцентра, представленное системой долгоживущих разломов, горстов и трогов, весьма перспективно на многие полезные ископаемые. По нашим подсчетам, в пределах этого тектоноконцентра более 70% всех известных месторождений, рудопроявлений и точек повышенной концентрации рудных элементов приходится на долю кольцевого обрамления. Намечается и четкая дифференциация рудопроявлений в кольцевом обрамлении: к кольцевому валу приурочиваются рудопроявления черных и цветных металлов сидерофильной группы, тогда как к кольцевому поясу синклиналиальных трогов и активизированным разломам — рудопрояв-

ления зон автономной активизации (халькофильная группа, редкие элементы и др.).

Несмотря на относительно хорошую геологическую изученность Украинского щита, система долгоживущих разломов и троговых зон кольцевого обрамления Северо-Украинского тектоноконцентра исследована в металлогеническом отношении крайне слабо. Там же, где проводились целенаправленные работы, получены результаты, подтверждающие повышенную металлоносность этих структур. Примером может служить Новоушицкий трог, ограниченный с северо-востока Подольской зоной разлома, где обнаружены многочисленные проявления флюорита, олова, ртути, меди, свинца, цинка и других ценных элементов, составляющих типичный комплекс рудопроявлений зон автономной активизации.

Для выявления всего названного комплекса рудопроявлений и месторождений зон автономной активизации необходима организация целенаправленных исследований в районах разломов глубокого заложения, ограничивающих линейные троговые зоны.

Первоочередное внимание при выборе объектов исследования должно быть обращено на узлы пересечения разломов и разломы с широкой сетью оперяющих нарушений, так как трещины оперения нередко оказываются главным носителем оруденения. Это хорошо видно на примере крупнейшего свинцово-цинково-серебряного месторождения Кер-д'Ален (Айдахо, США), в котором все рудные тела располагаются в нарушениях, оперяющих главный сброс Осборн, на значительном удалении от последнего [174]. Наличие густой сети оперяющих разломов — гарантия того, что при блоковых движениях какая-то их часть обязательно приоткрывалась.

В Северо-Украинском тектоноконцентре разломами с густой сетью оперяющих нарушений являются Брусиловский, Ядлов-Трактемировский, Горыньский, Шпиковский, Ильинецкий, Первомайский, Кировоградский и некоторые другие (см. рис. 14).

Выделение на Украинском щите основных активизированных участков — трогов и разломов — дает возможность относить этот регион к перспективным на рудопроявления и месторождения полезных ископаемых, до сих пор считавшихся не характерными для него.

Представления о том, что первичная поверхность Земли к настоящему времени не сохранилась нигде, опровергаются геолого-геофизическими данными о строении древней земной коры континентов.

Земная кора на ранних этапах ее развития имела основной состав и была сложена главным образом базальтоидными породами («базальтовый» геонид, по В. Г. Бондарчуку [19]). Вполне вероятно, что кора современных океанов является реликтом той древней коры.

В тектоническом плане первичной земной коры преобладали округлые и овальные структуры — тектоноконцентры размерами в сотни и тысячи километров, представляющие собой впадины, заполненные вулканическим и осадочным материалом и окруженные кольцевой системой глубинных разломов, а также валов и трогов глыбово-аккумулятивного происхождения. Этот план во многом напоминал тектонический план лунной коры, поэтому начальный этап геологического развития земной поверхности по праву может быть назван «лунным».

Из общности тектонического плана земной и лунной коры на ранних этапах (свыше 4 млрд. лет тому назад) не следует полная общность и их геоморфологии. Судя по характеру геологических формаций, в тот период на Земле уже существовали атмосфера и гидросфера, т. е. на полную мощность действовали процессы разрушения, сортировки, переноса и переотложения вещества. Поэтому однотипный для Луны и Земли глубинный механизм тектогенеза приводил к различным следствиям на их поверхности. На Земле «лунный лик» существовал лишь очень короткий промежуток времени и не одновременно на всей территории, так как, возникнув в каком-либо месте, он быстро (в геологическом масштабе времени) нивелировался экзогенными процессами. Накопление осадочных толщ сопровождалось метаморфизмом и складчатостью, в связи с чем *глыбово-аккумулятивный* характер типично «лунных» структур сменялся *глыбово-складчатым* характером земных тектоноконцентров. Практически лунный тип тектоники рассматриваемого периода развития Земли распознается исключительно путем реставрации кинематической стороны формирования тектоноконцентров, а не их

геоморфологической характеристики, которая непрерывно изменялась.

Нуклеарный этап формирования земной коры является «пре-емником» лунного не только в историческом, но и структурно-тектоническом отношении. Первые гранитоиды могли образоваться лишь там, где накопилась достаточно мощная толща отсортированных осадков. Такими бассейнами осадконакопления были внутрикольцевые пространства тектоноконцентров. Материал для образования первых плагиогранитов извлекался из разрушенной базальтовой коры, а добавочное тепло для ультраметаморфизма и гранитизации поступало с новыми порциями астеносферных расплавов, подъем которых был вызван либо включением в тектогенез нижележащего астеносферного слоя (если исходить из механизма остывания тектоносферы), либо новым формированием астеносферного выступа и сводового поднятия литосферы (по механизму мантийных диапиров). Так на месте круговых впадин образовались первые гранитные ядра континентов. Развиваясь и «спаиваясь» между собой межкольцевыми зонами, они дали материке контуры, близких к современным.

В последующем развитии тектоноконцентров все большую и большую роль играют процессы кислого и щелочного магматизма и метасоматоза. На рубеже 2 млрд. лет эти процессы в изученных нами мобильных кольцах тектоноконцентров проявились настолько сильно, что цифры изотопного возраста, отражающие этот период, вуалируют все более древние этапы тектогенеза. В среднем протерозое новая вспышка тектоно-магматической активности в пределах тектоноконцентров привела к формированию подчиненных их структурной канве кольцевых вулканоплутонических комплексов габбро-анортозитов и рапакиви, причем объем кислой магмы в верхних горизонтах коры значительно превышал объем поступивших основных расплавов.

Повышение роли кислого и щелочного магматизма от раннего к среднему и позднему докембрию мы объясняем последовательным вовлечением в процессы разрушения и сепарации все более и более кислого материала: на начальных этапах в осадок превращалась базальтовая кора, позднее — гнейсовая, диоритовая, гранодиоритовая и плагиогранитовая. Недостаток кремния и щелочных элементов при этом компенсировался, по всей вероятности, поступлением их из астеносферы вместе с новыми порциями астеносферных расплавов.

Длительный и многоэтапный характер формирования тектоноконцентров и кольцевых структур вулканоплутонических комплексов свидетельствует против их метеоритного происхождения. На ранних этапах развития Земли метеоритные удары могли в отдельных случаях стимулировать начало действия соответствующих эндогенных процессов в определенных точках, но не больше. К тому же ударное воздействие на литосферу не

является обязательным для возникновения кольцевых структур. Условия для их формирования создаются и внутренними силами Земли, которые на начальных этапах должны были действовать локализованно, так как литосфера характеризовалась изотропностью своих свойств по латерали.

При этом необходимо учитывать, что на протяжении почти всей истории развития Земли постоянно действующим фактором тектогенеза были и ротационные силы. С момента образования первой твердой коры в ней возникли упорядоченные по азимутам системы прямолинейных разломов и трещин, которые оказывали влияние на все последующие тектонические процессы. Кольцевые системы разломов, обусловленные действием эндогенных факторов, во время их образования нередко использовали уже существующие прямолинейные трещины. Поэтому многие кольцевые и дуговые структуры, имеют полигональные очертания, что затрудняет их выделение и вызывает споры относительно главных движущих сил тектогенеза.

Поскольку напряжения, возникающие в литосфере под влиянием неравномерного вращения Земли, чрезвычайно малы, постольку, признавая роль ротации в формировании тектонических структур, нельзя все же считать этот механизм ведущим в тектонике. Наличие кольцевых и дуговых разломов, изометричной формы сводовых поднятий и депрессий свидетельствует о действии эндогенных механизмов, по отношению к которым ротационный режим играет лишь вспомогательную роль.

Трансформация внутриземной энергии в тектонические движения осуществляется, по нашему мнению, в наибольшей мере через фазовые переходы вещества астеносферы, которые вызывают изменение объемов вещества, а значит, и вертикальные перемещения литосферы, после чего следует образование каналов движения магмы. Формирование тектоноконцентров может начаться на стадии как подъема, так и погружения локального участка литосферы, однако кольцевой характер этих структур создается лишь на этапе погружения, когда возникает кольцевая система разломов.

Эндогенный механизм формирования тектоноконцентров остается все же одной из наиболее сложных проблем, требующих дальнейшей разработки. В этой связи следовало бы рассмотреть вопросы вращательных движений блоков литосферы и формирования структур вихревого типа. Однако необходимо, чтобы указанные вопросы вышли из разряда постановочных.

В настоящее время можно утверждать, что гипотеза тектоники плит не объясняет формирования тектоноконцентров. Главную роль в их образовании играют вертикальные движения, тогда как горизонтальные перемещения несут локальный характер, будучи вызванными процессами гравитационного сползания либо поворотами блоков литосферы. Крупные перемещения, раскол, дробление, деформация литосферных плит при их

взаимодействии могут привести только к разрушению центральной симметрии этих структур.

Тектонический план древней земной коры континентов, характеризующийся доминирующей ролью концентрически-кольцевых структурных форм, достаточно резко контрастирует с более молодым (поздний докембрий — фанерозой) структурным рисунком материков с широко развитыми *линейными* поясами складчатости, авлакогенами, глубинными разломами. Ю. М. Шейнманн был прав, утверждая, что где-то в глубокой древности произошла смена одного типа тектоники другим, по крайней мере в пределах материковой коры. Отсюда с несомненностью вытекает вывод, что критерии поисков полезных ископаемых, базирующиеся на структурно-тектонических признаках, не могут быть едиными для молодых и древних регионов. При выработке таких критериев должны учитываться новые данные, полученные при изучении ранних этапов развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдеев А. В.* О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
2. *Амирсалапов А. И., Иванова Н. С.* Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М., Госгеолтехиздат, 1960, 136 с.
3. *Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* Изостазия и тектоника.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 41—57.
4. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9, с. 3—17.
5. *Астахов В. И., Еременко В. Я.* Применение телевизионных космических снимков для исследования тектоники приенисейской Сибири.— Геология и геофизика, 1975, № 5, с. 3—8.
6. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые результаты изучения горных пород Луны.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 17—23.
7. *Бабинец В. А.* Глубинное строение юго-западной части Украинского щита по профилю Голованевск—Винница.— Геофиз. сб., 1976, вып. 69, с. 64—70.
8. *Бабков Ю. Б., Булаевский Д. С., Зайцев А. А. и др.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 144—153.
9. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 108 с.
10. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1962, 607 с.
11. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.
12. *Белоусов В. В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1969, 44, вып. 4, с. 5—23.
13. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975, 262 с.
14. *Бенеш К.* Черты сходства и различий геологического развития системы Земля—Луна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 50—58.
15. *Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Гришкян Р. И. и др.* Древнейшие комплексы докембрия континентов.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., 1970, с. 13—44.
16. *Билс К. С., Иннес М. Дж., Роттенберг Дж. А.* Ископаемые метеоритные кратеры.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 11—29.
17. *Болдуин Р. Б.* Соотношения между параметрами кратера.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 222—246.
18. *Болюбах К. А.* Глибинна будова центральних районів Українського щита. К., «Наук. думка», 1972, 95 с.
19. *Бондарчук В. Г.* Основные вопросы тектоорогении. К., Изд-во АН УССР, 1961, 332 с.
20. *Ерок Б. Б.* Рифтовые долины кратона.— В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970, с. 74—91.

21. Бураковский В. Е. Анализ потенциальных полей с целью изучения глубинного геологического строения Центрального Причерноморья. Автореф. канд. дис. К., 1970 21 с.
22. Бухарев В. П. Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении юго-западной части Коростенского плутона. Автореф. канд. дис. К., 1969. 23 с.
23. Быстревская С. С., Земсков Г. А. О постпротерозойской тектоно-магматической активизации в западной части Украинского щита.— Докл. АН СССР, 1974, 214, № 5, с. 1139—1140.
24. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Петрографические признаки ударно-метеоритного происхождения Ильинской структуры (Винницкая область).— Геол. журн., 1973, № 6, с. 142—143.
25. Великoslavинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953. 142 с.
26. Венин-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии.— В кн.: Дрейф континентов. М., 1966, с. 183—208.
27. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
28. Виноградов А. П. Происхождение вещества земной коры.— Геохимия, 1961, № 1, с. 3—29.
29. Виноградов Г. Г. Про генезис піроксено-плагіоклазових гнейсів Середнього Побужжя.— Геол. журн., 1965, 25, вип. 3, с. 122—123.
30. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С. и др. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 278 с.
31. Вотах О. А. Тектонические структуры фундамента древних платформ.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., 1970, с. 45—50.
32. Всехсвятский С. К. Малые тела солнечной системы и проблемы вулканизма Земли.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 73—84.
33. Всехсвятский С. К. Планета Земля и ее соседи. М., «Знание», 1966. 32 с.
34. Всехсвятский С. К. Нове про природу Венери. К., Т-во «Знання» УРСР, 1969. 96 с.
35. Вязовы Ю. С. О кольцевых разрывах в центре Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 3, с. 655—658.
36. Геологический словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 486 с.
37. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Под ред. М. М. Мануйлова. Л., «Наука», 1968. 333 с.
38. Гигантские вулканы на Гвианском щите.— Природа, 1974, № 2, с. 114—115.
39. Гинтов О. Б. Строение центральной части Голованевской структурной зоны Украинского щита по геолого-геофизическим данным.— Геол. журн., 1969, 29, вып. 3, с. 30—41.
40. Гинтов О. Б. Структура докембрия Голованевской зоны Украинского щита (на основе структурно-геофизического метода). Автореф. канд. дис. К., 1969, 23 с.
41. Гинтов О. Б. Гигантские кольцевые структуры Украины.— В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Тез. докл. I Респ. тектон. совещ. К., 1971, с. 45—46.
42. Гинтов О. Б. О докембрийском разрезе Первомайск-Голованевского района Среднего Побужжя.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с. 66—72.
43. Гинтов О. Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. К., 1972, с. 74—84.
44. Гинтов О. Б. Про кільцеву будову аномального магнітного поля України.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 5, с. 421—424.
45. Гинтов О. Б. О трех зонах земной коры и принципе «выше или ниже главной зоны гранитизации».— Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с. 92—99.
46. Гинтов О. Б. Про розломно-блокову структуру північно-західної і центральної частини Українського щита.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 10, с. 904—907.
47. Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 65—74.

48. Гинтов О. Б., Патрикиян Р. П., Тимошенко А. И. Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура.— Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с. 73—81.
49. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н. Об эндогенной природе Ильинецкой структуры.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, с. 52—59.
50. Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н. Древняя структура земной коры и кольцевая зональность аномального магнитного поля.— Геофиз. сб., 1976, вып. 73, с. 37—45.
51. Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н. Кольцевые магнитные аномалии и начальные этапы развития земной коры.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. (Тез. докл. X съезда по геомагнетизму). М., 1976, с. 49.
52. Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., 1965, с. 103—135.
53. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблемам ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—8.
54. Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по данным дешифрирования телевиз. косм. снимков).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 36—48.
55. Горлов Н. В. О тектонической исходной установке металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях.— В кн.: Металлогения докембрия. Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975, с. 31—32.
56. Гречишников Н. П. Структурные особенности и история формирования центральной части УЩ. Препринт ИГФМ АН УССР, К., 1973. 42 с.
57. Гутерман В. Г. О стационарном распределении температуры в земной коре и верхней мантии при наличии частично расплавленного слоя.— В кн.: Новые данные о геофизических исследованиях на Украине. К., 1974, с. 156—164.
58. Гутерман В. Г. Некоторые особенности и геотектонические следствия развития многофазно-слоистой модели верхней мантии Земли.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 10, с. 882—886.
59. Гутерман В. Г. Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. К., «Наук. думка», 1977. 154 с.
60. Денс М. Р. Внеземное происхождение канадских кратеров.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 105—129.
61. Дикси Ф. Великие африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 139 с.
62. Дитц Р. С. Астрооблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 15—16.
63. Долгинов Е. А., Моралов В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—18.
64. Долово-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Роль космических снимков при изучении линейных и кольцевых структур земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 5. М., 1976, с. 74—82.
65. Донн У. Л., Донн Б. Д., Валентайн Уилб Г. Ранняя история Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8, с. 24—50.
66. Дорман Дж., Юинг М., Оливер Дж. Распределение скорости поперечных волн в верхней мантии по наблюдениям мантийных релеевских волн.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., 1964, с. 265—328.
67. Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— Геотектоника, 1968, № 3, с. 70—76.
68. Древин А. Я. Структура, стратиграфия докембрия Среднего Побужья и пискоские критерии на силикатный никель. Автореф. канд. дис. К., 1966. 17 с.

69. Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. Л., ОНТИ, 1936. 490 с.
70. Дю Тойт А. Л. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 490 с.
71. Елисеев Н. А., Ожинский И. С. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.—М., Гостехиздат, 1939. 68 с.
72. Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магмоконтролирующая роль.—Докл. АН СССР, 1974, 218, № 1, с. 167—170.
73. Зейлик Б. С. Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье.—Докл. АН СССР, 1975, 222, № 6, с. 1410—1413.
74. Золотарев В. Н., Семиляхин Ф. П., Терехов В. Я. и др. Петрохимические особенности формирования тектоно-вулканической депрессии Забайкалья.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 10, с. 78—86.
75. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К., «Наук. думка», 1965. 189 с.
76. Каталог ударных структур на Земле.—В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 255—265.
77. Каттерфельд Г. Н., Хаин В. Е., Ходак Ю. А. Проблемы сравнительной планетологии и стадии развития планет земной группы.—Совещ. по пробл. планетологии. Тез. докл. М., 1965, с. 121—122.
78. Кейсуке Ито, Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт—гранатовый гранулит—эклотит.—Геохимия, 1972, № 4, с. 415—427.
79. Клаос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. М., Гос. геодез. управление, 1937. 161 с.
80. Князев Г. И. К систематике замкнутых рудных поясов.—Геотектоника, 1967, № 2, с. 94—100.
81. Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. и др. Замкнутые рудные пояса на щитах.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 50—60.
82. Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоника Луны. Объясн. зап. к Тектон. карте Луны масштаба 1:7 500 000. М., М-во геологии СССР, 1969. 43 с.
83. Койпер Дж. От «Рейнджера-7» до «Рейнджера-9». Результаты исследований лунной поверхности.—В кн.: Фигура Луны и проблемы лунной топографии. М., 1968, с. 235—256.
84. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964. 302 с.
85. Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита. К., «Наук. думка», 1966. 100 с.
86. Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., «Недра», 1975. 206 с.
87. Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана.—Докл. АН СССР, 1960, 135, № 6, с. 1465—1469.
88. Краснощек А. Я., Безверхов Б. Д., Богаевский Л. Г. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря.—Геофиз. сб., 1966, вып. 18, с. 58—63.
89. Красовский В. Ф. Эксплозивные образования в докембрии Белорусского кристаллического массива.—Докл. АН БССР, 1969, 13, № 3, с. 255—259.
90. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
91. Крпоткин П. Н. Три типа рельефа планеты Марс.—Геотектоника, 1971, № 5, с. 3—10.
92. Крутиховская Э. А., Галензовская В. И., Подоляно С. М. Отражение глыбинной складчатости в физических полях Западно-Ингулецкой зоны.—Геофиз. сб., 1966, № 16, с. 44—57.
93. Крутиховская Э. А., Пашкевич И. К. Карта аномального магнитного поля Украинской ССР.—Докл. АН УССР. Сер. В, 1968, № 10, с. 920—922.

94. Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным.—Сов. геология, 1957, № 59, с. 130—151.
95. Кужелов Г. К. Геологічна структура докембрію Середнього Побужжя (за геофізичними даними).—Геол. журн., 1960, 20, вып. 2, с. 27—39.
96. Кужелов Г. К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях.—Сов. геология, 1964, № 4, с. 75—87.
97. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972. 192 с.
98. Латынина Л. А. Тепловая конвекция в оболочке Земли.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 9, с. 75—79.
99. Левковский Р. З. Рапакиви. Л., «Недра», 1975. 224 с.
100. Леман И. Волны и структура верхней мантии.—В кн.: Верхняя мантия Земли. М., 1964, с. 141—165.
101. Лич Г. Б. Борозда Скалистых гор.—В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970, с. 193—208.
102. Лутц Г. Б. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов.—Вестн. АН СССР, 1973, № 10, с. 28—36.
103. Лутц Г. Б. Состав тектоносферы материков и его эволюция.—В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структуры земной коры и верхней мантии (тез. докл.). М., 1975, с. 18—20.
104. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 1971. 382 с.
105. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
106. Лютых Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статья 1.—Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1965, 40, вып. 1, с. 5—27.
107. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
108. Магницкий В. А., Калашникова И. В. Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием земной коры.—В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с. 183—191.
109. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер.—Сов. геология, 1971, № 6, с. 143—146.
111. Павлов А. П. Попытка распознать доархейскую эру в истории Земли и определить ее влияние на дальнейшую эволюцию геоида.—Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Новая сер., 1922, 31, с. 1—76.
112. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.—В кн.: Геология и петрография докембрия. М., 1962, с. 77—108.
113. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).—В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., 1963, с. 9—53. (Тр. геол. ин-та АН СССР. Вып. 93).
114. Павловский Е. В. Гранитообразование и тектогенез. (Истор.-геол. аспект пробл.).—Докл. АН СССР, 1973, 211, № 5, с. 1165—1167.
115. Пастухов В. Г. Структурные особенности и геологические условия формирования габбро-лабрадоритовых массивов северо-западной части Украинского щита. Автореф. канд. дис. М., 1969. 26 с.
116. Петров А. И. О механизме образования структур центрального типа. Сов. геология, 1968, № 9, с. 139—145.
117. Петров А. И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г. Механизм образования структур центрального типа.—Сов. геология, 1971, № 2, с. 75—84.
118. Пикар Л. Некоторые соображения о системе грабенов Леванта.—В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970, с. 26—34.
119. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Воьлини УССР. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1948. 80 с.
120. Полная карта Луны. Под ред. Ю. Н. Липского. М., «Наука», 1969. 9 п. л.
121. Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенеза в докембрийском кристаллическом массиве Украины.—В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Тез. докл. I регион. петрогр. совещ. по европ. части СССР. К., 1966, с. 20—23.

122. Поляков М. П., Трухалев А. И. Попидайская вулкано-тектоническая кольцевая структура.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 85—94.
123. Рабкин М. И. Анабарский щит.— В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полумом Азиатская часть. М., 1963, с. 170—181.
124. Радзивилл В. Я., Резник Н. Н., Токовенко В. С. Связь циркульных глыб с вулканоструктурами Закарпатья.— В кн.: Методы палеовулканологических конструкций. Вулканизм докембрия (материалы II Всесоюз. палеовулкан. симпози.). Петрозаводск, 1975, с. 123—124.
125. Рингвуд А. Е. Модель верхней мантии Земли.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., 1964, с. 396—420.
126. Ронка Л. Б. Метеоритный удар и вулканизм.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 174—183.
127. Рудич К. Н. Магматизм хребта Сарычева. М., Госгеолтехиздат, 1959. 184 с.
128. Рябенко В. А. Геологическая структура кристаллического основания Верхнего Побужья и связанные с ней рудопроявления.— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геол., 1962, вып. 16, с. 68—74.
129. Рябенко В. А. Об особенностях архейской складчатости Украинского щита.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 189—193.
130. Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. К., «Наук. думка», 1970. 125 с.
131. Саган К. Марс с «Маринера-9».— Земля и вселенная, 1973, № 5, с. 8—16.
132. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, 16, вып. 4, с. 5—30.
133. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 309 с.
134. Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10, с. 3—14.
135. Семеновко Н. П. Магматическая деятельность на территории равнинной части УССР.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1955, с. 245—258.
136. Семеновко М. П. Стратиграфична схема докембрію України.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Т. 1. К., 1972, с. 15—20.
137. Симоенко Т. Н. Карта магнитных аномалий СССР и ее геологическая интерпретация. Тез. докл.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1963, 68, вып. 3, с. 134—135.
138. Симоенко Т. Н. Примеры кольцевой зональности магнитного поля Земли.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. (Тез. докл. X съезда по геомагнетизму). Ч. 1. М., 1976, с. 138.
139. Слензак О. I. Про структуру Українського докембрію. К., «Наук. думка», 1965. 139 с.
140. Смирнов В. А., Ильина Н. П. Об использовании материалов крупномасштабных аэромагнитных съемок при картировании верхнемезозойских вулканов Забайкалья.— Вопр. разведоч. геофизики, 1967, вып. 6, с. 41—46.
141. Собакарь Г. Т. Признаки разрывных нарушений в геофизических полях областей неглубокого залегания кристаллического фундамента.— Геофиз. сб., 1966, вып. 16, с. 18—22.
142. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., 1947, 6, вып. 5, с. 139.
143. Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб., 1970, вып. 38, с. 22—35.
144. Соллогуб В. Б., Каложная Л. Т., Гонтовая Л. И., Вовченко Е. П. Строеие земной коры северо-западной части Украинского щита по профилю ГСЗ Шепетовка—Чернигов.— Геофиз. сб., 1970, вып. 35, с. 3—14.
145. Соллогуб В. Б. Глубинные сейсмические зондирования на Украине.— Геофиз. сб., 1972, вып. 48, с. 3—9.
146. Старостенко В. И., Дядюра В. А., Заворотько А. Н. Об интерпретации гравитационного поля методом подбора.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 4, с. 78—85.

147. *Стилмен К.* Структура и развитие Северного кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси, Южная Родезия.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 17—33.
148. *Стратиграфия УРСР.* Т. 1. Докембрий. К., «Наук. думка», 1972. 348 с.
149. *Страхов Н. М.* Этапы развития верхних геосфер и осадочного породообразования Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 3—22.
150. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.
151. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия и тектогенез. К., «Наук думка», 1968. 174 с.
152. *Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др.* Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 290.
153. *Суханов А. Л.* Вулканизм и тектоника Луны.— Природа, 1973, № 8, с. 72—81.
154. *Тараканов Р. З., Левый Н. М.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3, с. 571—574.
155. *Тараканов Р. З.* Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., 1972, с. 215—234.
156. *Тацумото М., Рошолт Дж. Н.* Возраст Луны: протонное изучение лунных образцов U—Th—Pb методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 24—29.
157. *Тектоническая карта* видимой части Луны, листы 1—4.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., 1969.
158. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли.— Тр. Моск. о-ва испытателей природы, 1972, 46, с. 27—37.
159. *Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В.* Кольцевые структуры Земли и Луны (опыт сравнительного планетологического исследования).— Сов. геология, 1968, № 9, с. 73—86.
160. *Трифонов В. Г.* Сравнение форм лунного рельефа с земными вулканическими образованиями.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., 1969, с. 229—241.
161. *Тяпкин К. Ф.* Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1966, № 1, с. 611—614.
162. *Тяпкин К. Ф., Беланов В. М., Голыздра Г. Я. и др.* Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М. «Недра», 1972. 259 с.
163. *Уоклесс Р. К., Лаверидж У. Д., Стивенс Р. Д.* Определение абсолютного возраста и распространенности изотопов в образцах лунных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 50—53.
164. *Усенко И. С., Сироштан Р. И., Щербаков И. Б. и др.* О метаморфизме Украинского щита.— Геол. журн., 1971, 31, вып. 2, с. 3—16.
165. *Усенко И. С., Щербаков И. Б.* Об эфолитоподобных породах Побужья.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Тез. докл. I регион. петрогр. совещ. по европ. части СССР. К., 1966, с. 57—59.
166. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. К., Изд-во АН УССР, 1958. 143 с.
167. *Устиев Е. К.* Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.
168. *Флоренский К. П.* О строении поверхностных слоев Луны по новым данным.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., 1968, с. 221—226.
169. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
170. *Фролова Н. В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, 5, вып. 2, с. 38—69.
171. *Хабаков А. В.* Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. М., Географиз, 1949. 195 с.

172. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
173. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967. 478 с.
174. Хоббс С. У., Фриккунд В. С. Рудный район Кер-д'Ален, штат Айдахо.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., 1972, с. 403—422.
175. Ходак Ю. А. Главнейшие структурные элементы Луны и значение географо-геологических методов ее изучения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 11—22.
176. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М., Изд-во АН СССР, 1962. 131 с.
177. Шорт Н. М. Ударные процессы в геологии.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 30—67.
178. Штейнберг Г. С. О строении кратера Альфонс.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2, с. 319—322.
179. Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. 541 с.
180. Шумейкер Ю. М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 88—104.
181. Шуркин К. А. Морфологические типы мигматитов и методика картирования мигматитовых полей.— В кн.: Петрография и формационное деление докембрия Русской платформы. Тез. докл. I регион. петрогр. совещ. по европ. части СССР. К., 1966, с. 25—29.
182. Щеглов А. Д. Главные особенности металлогении областей автономной активизации.— Докл. АН СССР, 1966, 169, № 2, с. 420—423.
183. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 148 с.
184. Щербак Н. П. Гнейсово-мигматитовые формации и граниты междуречья Тетерев—Южн. Буг.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. К., 1965, с. 56—64.
185. Щербаков И. Б. Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. К., 1971, с. 121—127.
186. Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154—261.
187. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геология и геофизика, 1970, № 6, с. 143—147.
188. Яроцук Э. А. Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья. Автореф. канд. дис. К., 1970. 30 с.
189. Goodwin A. M. Precambrian belts, plumes, and shield development.— Amer. J. Sci., 1974, 274, N 9, p. 987—1028.
190. Anderson E. M. The dynamics of the formation of conesheets, ring dykes and caldron subsidences.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, 56, p. 11.
191. Bailey E. B., Clough C. T., Mauje H. B. The caldron subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, 65, p. 81—114.
192. Bremaeuer J. Cl. de. Temperatures in a convecting upper mantle.— Tectonophysics, 1974, 21, N 1-2, p. 1—13.
193. Bucher W. H. Cryptoexplosion structures caused from without or from within the earth? ("Astroblems" or "geoblemes"?).— Amer. J. Sci., 1963, 261, N 7, p. 597—649.
194. Carte tectonique internationale de l'Afrique. Assoc. Services Geol. Afr., 1968.
195. Clough C. T., Mauje H. B., Bailey E. B. Ben Nevis. Glencoe Memoir.— Geol. Surv. Scotland, 1916, p. 107.
196. Craueford A. R. Large ring structures in a South Australian precambrian volcanic complex.— Nature, 1963, 197, N 4863, p. 140—141.
197. Daly R. A. Tectonics of South Africa.— J. Geol., 1947, 55, p. 125.
198. Eskola P. E. A discussion of domes and granites and ores.— C.r. Soc. geol. Finland, 1952, 157, p. 125.
199. Gutenberg B. Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist.— Z. Geophys., 1962, N 2, S. 24—29.
200. Haller J. Der „Zentrale Metamorphe Komplex“ von NE-Grenland, Teil 2:

- Die geologische Karte der Straunings Alper und des Forsblands Fjordes.—
Medd. Grenland, 1958, 154, N 3, s. 137.
201. *Jacobson R. E., MacLeod W. N., Black R. B.* Ring-complexes in the younger granite province of Northern Nigeria.—*Mem. Geol. Soc. London*, 1958, 1, p. 263.
 202. *Judd I. W.* On the ancient volcanoes of the Highlands.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1974, 30, p. 76—86.
 203. *Kopecký L., Květl R.* Mímozemské, nebo geologické příčiny vzniku tzv. meteoritických Kráterů („Astroblemy“, nebo „geoblemy“).—*Geol. průzk.*, 1974, 16, N 41, s. 350—352.
 204. *Korn H., Martin H., Mathias M., Simpson E.* The Damaraland subvolcanic ring complexes in South West Africa.—*Rept. XXI Sess. Int. Geol. Congr. London*, 1960, pt. 13, p. 54—91.
 205. *Lauerma R.* On the structure and petrography of the Ipernat dome in Western Greenland.—*Bull. Commis. geol. Fink.*, 1964, 215, N 1, p. 16—58.
 206. *Less G. M.* Foreland folding.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1952, 108, pt. 1, p. 1—34.
 207. *McCall G. J. H.* Proof of volcano-tectonic origin of mare terrain on the Moon.—*Nature*, 1969, 223, N 5203, p. 275—276.
 208. *McConnell R. B.* Outline of the geology of Ufipa and Ubende.—*Bull. 19 Geol. Surv. Tanganyika*, 1950, p. 114.
 209. *McConnell R. B.* The East African rift system.—*Nature*, 1967, 215, N 5101, p. 578—581.
 210. *McGregor A. M.* Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 1951, 54, N 27, p. 3—56.
 211. *Moore P.* Interlocking lunar craters.—*J. Brit. Astron. Assoc.*, 1966, 76, N 4, p. 256—257.
 212. *Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle.—*Nature*, 1971, 230, N 5288, p. 43—44.
 213. *Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions.—*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, 56, N 2, p. 203—213.
 214. *Ramberg H.* Remarks on the average chemical composition of granulite faces and amphibolite to epidote amphibolite faces gneisses in West Greenland.—*Medd. Dan. geol. foren.*, 1951, 12, N 27, S. 83—114.
 215. *Richey H. E.* Scotland: The Tertiary volcanic districts.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1928, 33, p. 653—688.
 216. *Runcorn S. K.* Convection currents in the Earth's mantle.—*Nature*, 1962, 195, N 4848, p. 1248—1250.
 217. *Sander W. von.* Islands Vulkanlandschaft und die Oberfleichenformation des Mondes.—*Forsch. und Fortschritte*, 1966, 40, N 3, S. 32—36.
 218. *Savolahti A.* The Ahvenisto massif in Finland. The age of the surrounding gabbro-anorthosite complex and the crystallization of rapakivi.—*Bull. Commis. geol. Finl.*, 1956, N 174, p. 96.
 219. *Shaw H. R., Jackson E. D.* Linear island chains in the Pacific: result of thermal plumes or gravitational anchors?—*J. Geophys. Res.*, 1973, 78, N 35, p. 8634—8652.
 220. *Shoemaker E.* Geological interpretation of lunar craters. Vol. 8. New York — London, Acad. press., 1961, 283 p.
 221. *Tirrell G. W.* Volcanoes. London, 1931. 430 p.
 222. *Van Dorn W. G.* Tsunamis on the Moon?—*Nature*, 1968, 220, N 5172, p. 1102—1107.
 223. *Veil J. R.* Zones of progressive regional metamorphism across the western margin of the Mosambique belt in Rhodesia and Mosambique.—*Geol. Mag.*, 1966, 103, p. 231—239.
 224. *Vogt P. R., Avery O. E.* Detailed magnetic surveys in the North-east Atlantic and Labrador sea.—*J. Geophys. Res.*, 1974, 79, N 2, p. 363—389.
 225. *Wahl W.* Die Gestein des Wiborger Rapakiwigebiets.—*Fennia*, 1925, 45, N 20, S. 127.
 226. *Wayland E. J.* Rift valleys and Lake Victoria.—*Rept. II Sess. Congr. Geol. Int. S. Afr.*, 1929, 2, p. 323—353.

227. *Wegmann C. E.* Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge).—Ber. Geol. Z., 1930, **92**, S. 58.
228. *Wegmann C. E.* Zur Deutung der Migmatite.—Geol. Rdsch., 1935, **26**, S. 307.
229. *Whiteman A. J.* The geology of the Sudan Republic. Oxford, 1971. 127 p.
230. *Wilson J. T.* Evidence from islands on the spreading of ocean floors.—Nature, 1963, **197**, N 4867, p. 582—583.
231. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motions.—Tectonophysics, 1973, **19**, N 2, p. 149—164.
232. *Wright J. B.* Continental drift, magmatic provinces and mantle plumes.—Nature, 1973, **244**, N 5418, p. 565—567.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| Развитие представлений о кольцевых структурах земной коры. Основные классы структур | 5 |
| Древние тектонические концентры Украины | 19 |
| Северо-Украинский тектонический концентр | 19 |
| Геофизические особенности | 19 |
| Геологическое строение | 29 |
| История геологического развития | 45 |
| Южно-Украинский тектонический концентр | 55 |
| Древние тектонические концентры Африканской платформы | 59 |
| Южно-Родезийский тектонический концентр (Южно-Родезийский кратон) | 60 |
| Восточно-Африканский тектонический концентр (Восточно-Африканский кратон) | 67 |
| Роль кольцевой тектоники в формировании Восточно-Африканской рифтовой системы | 73 |
| Единство структуры и истории развития тектонических концентров Украины и Африки. Этапность становления поверхностной структуры тектоноконцентра | 76 |
| Докембрийские кольцевые структуры вулcano-плутонических комплексов | 86 |
| Общепланетный характер процессов формирования кольцевых структур | 101 |
| Возможные механизмы образования древних кольцевых структур | 111 |
| Строение тектоносферы | 111 |
| Процессы в тектоносфере | 113 |
| Механизм формирования тектоноконцентров в результате остывания тектоносферы с поверхности | 125 |
| Механизм формирования тектоноконцентров в результате образования астеносферного выступа | 130 |
| Критика метеоритной гипотезы | 137 |
| Прогнозирование поисков полезных ископаемых на основе изучения древних кольцевых структур | 144 |
| Заключение | 149 |
| Литература | 153 |

ОЛЕГ БОРИСОВИЧ ГИНТОВ

**СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
НА РАННИХ ЭТАПАХ ЕЕ РАЗВИТИЯ**

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР*

Редактор С. А. Сverdлова
Редактор-библиограф Л. П. Шевченко
Оформление художника В. М. Флакса
Художественный редактор И. Н. Косарева
Технический редактор И. А. Ратнер
Корректоры Т. А. Обера, Е. А. Дубарь

Информ. бланк № 2005.

Сдано в набор 25.03.78. Подп. в печ. 07.09.78.
БФ 00767. Формат 60x90^{1/16}. Бумага типогр. №1.
Усл. печ. л. 10,25. Уч. - изд. л. 11,0. Тираж 1000 экз.
Заказ № 8-826. Цена 1 руб. 90 коп.

Издательство «Наукова думка».
252601, Киев, ГСП, Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией
Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров,
ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия
республиканского производственного объединения
«Полиграфкнига» УССР (г. Киев, Довженко, 3),
зак. 4212.

2700

1955.80 KCT.

„НАУКОВА АУУКА“