

Динамическая деструкция и регенерация гранитометаморфического слоя земной коры и формирование куполовидных, глыбово-складчатых, чешуйчатых тектонических структур и магматических структур центрального типа

С.В.ВОРОБЬЕВА

Фактические материалы, накопленные исторической геологией, свидетельствуют о непостоянстве границ и очертаний территорий, занятых на Земле сушей в фанерозое. Море то наступало на сушу, то отступало. Об этом говорил еще Аристотель: «Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где сегодня мы видим море; ...эти изменения следуют одно за другим...».

С позднего протерозоя на Земле начался новый орогенический мегацикл, наметившийся после карельской орогении, продолжающийся до настоящего времени — неогей. Новый тектонический режим, обусловленный изменением общего массо-энергобаланса планеты, выразился в преобразовании древнего кристаллического фундамента, сформированного в докембрии. Деструкция древнего фундамента происходила в геосинклинальных условиях, а регенерация — на щитах и активизированных древних платформах.

Периоды, когда преобладала суша, были названы геократическими, и именно в это время наблюдается интенсивная складчатость накопившихся отложений и внедрение глубинных интрузий. В талассо-кратические периоды суша затоплялась наступающим морем, а водные бассейны разрастались.

Гранито-метаморфический слой земной коры был создан в докембрии в процессе длительных орогенических циклов. Образовался кристаллический фундамент земной коры, сохранившийся в пределах *кратонов* — щитов, срединных массивов (глыб) и древних докембрийских платформ. Кратоны связаны глубинными корнями с мантией [20]. Эти области периодически затоплялись при трансгрессиях моря, но затем опять осушались в процессе восходящих глыбовых тектонических движений.

Бельгийский геолог Фурмарье обратил внимание на закономерную картину современного тектонического строения Земли. Так, к Атлантической океанической области примыкают Балтийский и Канадский щиты, к щитам — каледонские сооружения Норвегии, Англии, Шотландии и Северных Аппалачей в Америке. За этими сооружениями следуют герцинские Средней Европы и Южных Аппалачей Американского континента, к которым примыкают древние платформы — Восточно-Европейская и Мидконтинент, ограниченные полициклическими субмеридиональными глыбово-складчатыми поясами — Уральским и Кордильерским. В Центральной Азии и Северной Америке имеются киммерийские горные цепи, которые окружают срединные массивы (глыбы). Палеозойские горные системы развиты севернее Средиземноморско-Гималайского альпийского горного пояса, а в южном полушарии тектонически-устойчивые области носят глыбовый характер и большие пространства заняты океаном.

Щиты — это довольно обширные территории, сложенные сильно дислоцированными древнейшими породами, превращенными в гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и граниты, и представляющие собой наиболее глубоко эродированные участки древней суши, где обнажены

корни горных сооружений докембрийской орогении. Для таких участков характерно резко выраженное и несогласное с их структурой выравнивание (пенеplanation), причем, деятельность эрозии и абразии кристаллического фундамента закончилась к наступлению фанерозоя, и в течение всего фанерозоя на щитах происходили восходящие глыбовые движения [6, 7]. Например, Балтийский щит к наступлению четвертичного времени испытал крупные глыбовые поднятия и синхронные опускания, причем отдельные кристаллические блоки были подняты до высоты 1000 м относительно соседних (например, Хибинско-Ловозерские и Заимандровские горы). Крупные тектонические впадины заполнились озерами. На границе третичного и четвертичного времени произошла тектоническая активизация, о чем свидетельствуют блоковые поднятия кристаллических пород. Например, в районах водопадов Кивач и Гирвас в Карелии. В юго-восточной части Балтийского щита его контур ограничивают сбросовые уступы, флексурные перегибы, в направлении Баренцевоморско-Восточно-Европейской эпипалеозойской платформы происходит погружение древнего кристаллического фундамента.

На древних платформах глубоко размытые сооружения докембрийской орогении перекрыты мощным осадочным чехлом трансгрессивных морских отложений, но там, где литостатическая и гидростатическая нагрузка была ослаблена (у границ с геосинклинальными прогибами) проследиваются куполовидные вздутия, приподнимающие осадочный чехол, перекрывающий древний фундамент. На платформах в результате длительных трансгрессий, чередовавшихся с регрессиями моря и новыми трансгрессиями, древний фундамент погружен на глубину и перекрыт осадочными отложениями большой мощности, образовавшимися за счет размыва орогенных сооружений. На древних платформах фундамент рассечен глубинными разломами, контролирующими грабенообразные структуры — *авлакогены*. К числу авлакогенов принадлежит, например, прогиб Донбасса на Украине.

На эпипалеозойских платформах в дальнейшем большая литостатическая нагрузка накопленных в палеозое осадочных толщ препятствовала активизации тектонических движений. Наиболее глубоко погруженные в мезокайнозойские участки эпипалеозойских платформ называют *плитами* (например, Западно-Сибирская плита, окруженная глыбово-складчатыми сооружениями Урало-Сибирского пояса, охватывающего горные сооружения Урала, Северного Казахстана, Алтая, Саян и Енисейского кряжа). Однако те участки древних платформ, которые оказались в зоне влияния развивавшихся в палеозое геосинклинальных областей, испытали тектоническую активизацию. По крайнему активизированным платформам возникли глыбовые поднятия. Платформы же явились основой всех современных континентов.

Глыбовые поднятия древних кристаллических пород — срединные массивы или глыбы — обнажены и в современ-

ных тектонически-мобильных областях, например, на востоке и северо-востоке Евразийского континента [16, 18], где они определяют направление молодых складчатых поясов. В древних геосинклинальных поясах также прослеживаются глыбы глубокоэродированного разрушенного древнего кристаллического фундамента.

Древние геосинклинальные области — это крупные прогибы планетарного масштаба, образовавшиеся в результате циклической вулканической деятельности. На их месте позже возникли вулканоплутонические горные сооружения. Циклическая вулканическая деятельность сочеталась в геосинклинальных областях с фазами диастрофизма, затем рельеф выравнивался в результате эрозии и абразии, после чего снова следовали морские трансгрессии и вулканическая деятельность, сменявшиеся новыми фазами диастрофизма. Фазы диастрофизма группируются в циклы, а циклы — в эпохи тектогенеза [15]. В результате длительных орогенных процессов геосинклинальные области были спаяны с древними кратонами в единые платформенные структуры. Французский исследователь Э.Ог (1900) противопоставил понятия *геосинклиналь* и *платформа*.

Содержание термина *диастрофизм* означает в переводе с греческого *выворачивание* — активные дислокации начинаются одновременно с выворачиванием кристаллических глыб древних пород под напором внедряющихся глубинных плутонов. В зонах обрамления кристаллических глыб слои сминаются в сложные линейные складки. Линейная складчатость указывает на стрессовые воздействия на породы перекрывающего вулканогенно-осадочного чехла со стороны поднятых глыб разрушенного фундамента и преимущественные проявления горизонтальных сжимающих тектонических усилий, являющихся производными крупных вертикальных перемещений.

Современные глыбово-складчатые горные сооружения возникли в результате глыбовых восходящих движений разной интенсивности [19], в процессе которых образовались горные системы Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской горной страны. Менее интенсивные поднятия возникли в Верхоянском хребте, умеренные — Уральском и Енисейском краях. Ядрами глыбовых горных систем служат глыбы гранито-метаморфических пород. На этот факт обратил внимание Петр-Симон Паллас, путешествуя по Уралу и Сибири. Он выделил *гранитные оси* Уральских и Алтайских горных сооружений. Ядро Кавказского горного хребта составляют гнейсомигматиты, а в Альпах наиболее крупные горные вершины — Монблан и Сент-Готтард образованы гранитными породами.

Немецкий исследователь Ганс Штилле установил, что направление крупных глыбово-складчатых поясов определяют сквозные глубинные разломы, рассекающие земную кору, а планетарные глыбово-складчатые пояса окаймляют крупные докембрийские платформы. Г.Штилле ввел понятие *тектогенез*, чтобы подчеркнуть необратимость орогенических движений (в отличие от эпейрогенических — медленных знакопеременных тектонических движений, выраженных поднятиями и опусканиями земной поверхности).

Континентальные глыбово-складчатые пояса сопряжены между собой трансформными разломами воедино в глобальную планетарную тектоническую систему. Эта система фиксируется сейсмическими поясами, она опоясывает окраины континентов и охватывает весь Мировой океан. Тектонические пояса расположены по окраинам со-

временных континентов, а также в океане. В океане тектонические пояса включают срединно-океанические хребты, валлообразные холмистые поднятия, глубоководные желоба, подводные и надводные вулканические пояса, где происходит андезитовый вулканизм, а на глубине внедряются гранитоиды — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты. Глубоководные желоба окаймляют гипсометрически разноуровневые скученные и сильно сжатые глыбовые поднятия.

Источником воды, заполнившей Мировой океан, были, по-видимому, термальные колонны, поднимавшиеся из глубин гранитоидов. Термальные колонны вытесняли воду из осадков, удерживавших ранее накопленную атмосферную влагу. Вода формировалась и при взаимодействии струй водорода, выделяющихся при вулканических извержениях и соединявшихся с кислородом воздуха. Она вытеснялась также и из термально-метаморфизируемых пород. В результате дегазации магматических расплавов и под влиянием потоков высокоэнергичных солнечных излучений в фанерозое образовалась газовая оболочка Земли — атмосфера. Мировой океан в современных границах формировался очень и очень длительно, в течение всего фанерозоя, и поэтому накопилась такая огромная масса воды. На дне океана наблюдаются подводные плато и острова с континентальным типом строения земной коры, образовавшиеся в результате погружения глыб шельфовой зоны. Возраст пород участков суши, погружившихся на дно океана, изменяется от докембрия до мезозоя. На островах вулканического происхождения происходили извержения щелочных базальтов, что указывает на явное присутствие гранито-метаморфических древних пород.

О динамической деструкции кристаллического фундамента в прошлом и крупномасштабных гравитационных глыбовых перемещениях свидетельствуют зеленокаменные пояса, где прослеживаются выходы основных и ультраосновных горных пород. Зеленокаменные пояса развивались начиная с архея и представляют собой сильно сжатые синклиновые сооружения. Докембрийский фундамент в зеленокаменных поясах переработан под влиянием длительно действовавших очагов ультраметаморфизма и в процессе очень длительных динамодислокаций. В этих поясах прослеживаются разрозненные гранитоидные массивы, вблизи которых зеленокаменные породы амфиболитизированы и мигматизированы. Выходы ультраосновных и основных горных пород в зеленокаменных поясах занимают наиболее крупные тектонические швы и фиксируют зоны крупных вертикальных и горизонтальных взбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых гравитационных перемещений, в результате которых возникли *моноклинные круто- и пологопадающие чешуйчатые тектонические структуры*. Ультраосновные и основные горные породы динамодислоцированы, они вовлечены в процесс глыбовой складчатости и сохранились как устойчивые к гранитизации породы. Гранитоидные выступы в зеленокаменных поясах конформны с зеленокаменными породами, имеют признаки единой с ними структурной ориентировки и связаны между собой полями мигматизации и гранитоидных инъекций. В проницаемых тектонических зонах динамодислоцированные ультраосновные породы подверглись действию низкотемпературных водных растворов и серпентинизированы, а вблизи с массивами гранитизированных пород они подверглись дальнейшим пневматолитическим и гидротермальным преобразованиям.

Выступы серпентинизированных основных и ультраосновных горных пород — гипербазитов — фиксируют древние геосинклинальные трог и встречаются на разных стратиграфических уровнях, начиная с конца докембрия и до мезокайнозоя. В длительно развивавшихся (полициклических) глыбово-складчатых поясах выходы гипербазитов трассируют редуцированные эвгеосинклинальные зоны, получившие название офиолитовых швов. В таких поясах динамопластины серпентинизированных перидотитов трассируют границы сочленения наиболее крупных тектонических глыб.

Породы, принимающие участие в строении офиолитового комплекса [8], представляют собой реликты древнего кристаллического фундамента, разрушенного и переработанного в ходе длительного ультраметаморфизма, поскольку процесс гранитизации неизбежно сопровождается образованием фемических пород, которые затем выступают как устойчивые к гранитизации образования. Щелочные флюиды — поставщики летучих компонентов, способствовавших формированию пироксенов и амфиболов, содержащих необходимые вещества (компоненты) для развития процессов дальнейшей гранитизации. Выступы гипербазитов встречаются в зеленокаменных поясах, где древний гранито-метаморфический слой полностью переработан.

Слой амфиболитизированных ультраосновных и основных горных пород в офиолитовых комплексах отождествляется исследователями с реликтами древней океанической коры. Пояса ультраосновных и основных горных пород размещаются в зонах регионального динамометаморфизма. Такие зоны в плане имеют линейную или дугообразную форму с большим радиусом кривизны и окаймляют крупные континентальные структуры с гипсометрически разноуровневым положением кристаллического фундамента.

Массивы ультраосновных горных пород прослеживаются в виде глыбовых выступов и в современном рельефе на континентах, например, на Урале. В океане ультраосновные горные породы образуют глыбовые выступы срединно-океанических хребтов. Обломки серпентинизированных перидотитов были подняты драгированием из рифтовых ущелий срединно-океанических хребтов и стенок глубоководных желобов.

Скучивание и выпячивание (выворачивание) кверху разноглубинных кристаллических пород, испытавших длительный ультраметаморфизм с образованием диких складок и глыбовых выступов, происходит в обстановке крупных гравитационных вертикальных и горизонтальных перемещений вызванных изменениями энергобаланса тектоносферы и инверсиями плотности в недрах. Потоки термальной энергии и инверсии плотности в недрах обусловлены миграцией очагов термоядерных превращений. Очагами термальной энергии явились древние гранитные породы, испытавшие гнейсификацию. Эти породы были обогащены тяжелыми металлами, что и привело к зарождению термальных очагов. Из очага термальной структуры происходит вынос и рассеяние урана в окружающие толщи. Под влиянием термальных потоков окружающие толщи испытывают прогрессивный метаморфизм, по мере усиления которого начинается вынос тория. Вынос урана и тория происходит при отторжении из пород воды и углекислоты и продолжается до начала плавления пород в термальном очаге [14]. Наступление условий реоморфизма, а

затем палингенеза приводит к мобилизации урана и тория из окружающих пород и возникающие палингенные граниты отличаются высокой радиоактивностью, а породы, претерпевшие ультраметаморфизм, характеризуются сравнительно низкой радиоактивностью по сравнению с гранитными породами и другими метаморфическими образованиями [14]. В итоге длительное развитие орогенных процессов ведет к накоплению радиоактивных элементов в верхних зонах земной коры и разрастанию термальных аномалий.

Очаги термальной энергии порождают образование мигматит-плутонов под влиянием, которых образуются сводовые орогенные поднятия, связанные в верхних гипсометрических зонах с оживленными протовулканическими структурами, которые служат проницаемыми каналами-флюидоводами.

Признак термального диапиризма — термальные ореолы, проявляющиеся в верхних гипсометрических уровнях и накладывающихся на уже сформированную тектоническую структуру, причем, зональность термальных ореолов коррелирует с определенными стадиями деформационных преобразований пород супраструктуры [5]. Главным признаком термального диапиризма служат реоморфические гранитоидные тела, которым присущи активные контакты с породами ядра и кровли диапира. Эти тела отличаются однородностью петрографического состава и активными контактами [5].

Термальные мигматит-плутоны [10] внедряются, оказывая вытесняющее, распирающее действие и вызывают крупномасштабные глыбовые гравитационные вертикальные и горизонтальные перемещения. Глыбовые тела и их сателлиты указывают на внедрение глубинных плутонов. Глыбовые перемещения происходят благодаря неравномерным и сильным (в локализованных зонах) термальным потокам и продвижению вверх флюидопроводящих пород, переходящим в состояние реоморфизма, что приводит к динамическим разрядкам, возникающих сильных физико-механических напряжений. Термально метаморфизованные глубинные породы все более вытесняются в верхние гипсометрические зоны. На регрессивной стадии под влиянием газово-жидких растворов происходит выщелачивание урана из пород инфраструктуры (ядра) и его адсорбция на геохимических барьерах [14].

Чешуйчатые надвиговые и кулисорасположенные тектонические структуры развиты на границе континент—океан. Перед фронтом надвигов наблюдаются опускания земной поверхности и образуются прогибы (например, прогиб к востоку от Анд в Боливии), проливы (например, Малаккский пролив к востоку от Суматры). Причем, гранитные и метаморфические породы воздымающихся надвиговых структур являются источником сноса осадков, отличающихся накоплениями урановых руд.

Зоны глубокого эрозионного среза термальных диапировых структур распознаются по хаотическому распределению осей линейных складок и плоскостных элементов деформированных пород супраструктуры [5].

Отличие блоковых структур диапирового глыбового нагнетания от термальных диапиров заключается, прежде всего, в гипсометрически многоуровневом размещении глыбовых выступов древнего кристаллического фундамента и бессистемном расположении тел автохтонных гранитоидов. Блоковые выступы автономны по отношению к породам тектонического обрамления и ограничены слож-

ными комбинациями многократно подновлявшихся разрывных нарушений. Автохтонные гранитоиды обрамляют глыбовые выступы. Они формировались на месте своего залегания (*in situ*) в результате пропитывания исходного субстрата гранитизирующими флюидами, что подтверждается наличием скиалитов-останцов неперемещенных и сложно дислоцированных пород, послуживших для гранитизации. Автохтонные гранитоиды не имеют четких контактов с вмещающими метаморфизованными породами. Контактные зоны автохтонных гранитоидов независимы от общей структуры района, но несут определенную унаследованность химического и минерального составов замещенного субстрата метаморфизованных и дислоцированных древних пород [5].

При дислокационном нагнетании ядра прежнего термального диапира, служащего каналом для гранитизирующих флюидов, образовавшиеся при прогрессивном метаморфизме высокотемпературные ассоциации минералов продолжают испытывать влияние гранитизирующих флюидов и не подвергаются регрессивному метаморфизму, тогда как породы инфраструктуры (ядра) испытывают динамодислокации и регрессивный метаморфизм, находясь под воздействием газогидротермальных растворов, высвобождаемых из гранитизируемых пород [5].

Под влиянием длительно развивавшихся очаговых термальных структур образовались континентальные сводовые поднятия. Воздымание орогенных сооружений сопровождалось конседиментационной и синседиментационной складчатостью в перекрывающих осадочных толщах. Затем конседиментационные структуры усложнились в ходе дальнейших орогенных процессов.

На щитах и в срединных массивах были выявлены [5, 6, 11] *куполовидные структуры докембрия*. Наиболее крупные и более эродированные представлены гнейсовыми складчатými овалами [11]. В плане такие куполовидные структуры, наиболее крупные по масштабам, имеют неправильные расплывчатые контуры или вытянутую овальную форму и достигают нескольких сотен километров в поперечнике. Формирование гнейсов и гнейсогранитов, составляющих ядра куполовидных структур происходило за счет динамотермального преобразования осадочных и изверженных пород очень длительно при нараставшем лито- и гидростатическом давлении. Однако интенсивные потоки энергии и разраставшиеся в глубине реоморфические массы вытесняли гнейсовые породы в толщи перекрывающих пород. Возраст гнейсов, образующих ядра крупных куполовидных структур, обнажившихся на щитах, составляет около 3—3,5 млрд. лет и древнее [6, 7], а возраст пород их тектонического обрамления (или супраструктуры) не превышает этот возраст [6, 7]. Складчатые гнейсовые овалы формировались позже полифазных гипсометрически многоуровневых синклинале- и антиклиналеподобных структур, которые затем подверглись изгибанию в периклинально-концентрическом плане [5] под действием разраставшихся в объеме внедряющихся реоморфизованных масс [11]. Дальнейшие процессы гнейсификации и гранитизации стирали стратиграфическую последовательность накопления древних толщ, подвергшихся сложному дислокациям и глубокому метаморфизму. Тем не менее, о неоднократном размыве куполовидных структур при трансгрессиях моря свидетельствуют горизонты древних конгломератов, встречающихся среди древних кристаллических пород, приуроченные к определенным стратигра-

фическим горизонтам. Затем происходили глыбовые тектонические перемещения, причем, отмечаются факты горизонтальных перемещений, ориентированных в направлении контактовых зон стратиграфических несогласий. Характерны взбросо-надвиговые и сбросо-сдвиговые перемещения, приуроченные к зонам сколовых трещин. Именно на таких ослабленных участках размещаются тела аллохтонных гранитоидов, внедрившихся в уже подготовленную глыбово-складчатую структуру [5, 7].

Куполовидные структуры докембрия, как свидетельствуют накопленные о них фактические материалы [5], фиксируют тектонически мобильные зоны гипсометрически многоуровневых глыбово-складчатых поднятий, возникших в результате динамической деструкции, а затем испытывавших регенерацию под влиянием термальных очагов и подвергшихся новым складчатым деформациям. Примерами гигантских куполовидных структур служат Южно-Родезийская и Восточно-Африканская.

В фанерозойских толщах также описаны куполовидные структуры докембрия, получившие название *окаймленных гнейсовых куполов* (*mantled gneisses domes*). Эти структуры были выявлены и описаны П.Эскола (1949) в Северном Приладожье, и считаются наиболее распространенными. Подобные структуры были описаны на восточном склоне Урала, в Восточном Забайкалье и в других районах. В ядре окаймленных куполов картируются ремобилизованные древние кристаллические породы докембрийского фундамента, внедрившиеся в перекрывающие их регионально метаморфизованные трансгрессивные толщи под влиянием внедрявшихся тел аллохтонных гранитоидов [5].

Развитие куполовидных структур докембрия и динамическое внедрение древних кристаллических пород в верхние уровни накапливающегося (за счет разрушения прежних орогенных сооружений) сиалического слоя вызвано существенным приращением объема [9] в очагах ультраметаморфизма и гранитизации, которыми послужили гнейсовые ядра глубоко размытых горных сооружений, созданных в период докембрийской орогении.

Отмирание термальных очагов в сиалическом слое фиксируется размывом и оседанием орогенных поднятий; образуются вулканические впадины. Признаки отмирания очаговых структур в зонах активизации древней Китайской платформы описаны китайским исследователем Чен-Го-Да [17] под названием структур *дива* (название происходит от китайского слова *дивацуй* — *впадина*). Такие структуры характеризуются появлением тектонических впадин в обрамлении и центральных частях оседающих глыбовых поднятий. Впадины заполняются терригенными осадками, в них появляются вулканические аппараты и происходят извержения андезитобазальтов и базальтов и накопление вулканогенных и терригенных осадков.

На поздних этапах развития термальных очаговых структур, когда термальные процессы охватывают и базальтовый слой земной коры, формируются пологие купольные поднятия, вытянутые вдоль зон глубинных разломов и сопровождаются зонами внутриразломной складчатости и будинаж-структурами. Пологие поднятия образуются вклиниванием пучков гипабиссальных флюидопроводящих реоморфизованных малых интрузий.

Вклинивание пучков малых интрузий в зоны глубинных разломов знаменует наступление анорогенного этапа [2], который связан с образованием огромных гранитных батолитов, представляющих собой консолидированные в про-

цессе очень длительной складчатости метаморфические и гранитоидные породы, которые длительно перемещались в массе динамодислоцированных пород как наиболее пластичные тела, внедрявшиеся в зоны пониженных давлений. Появление батолитов указывает на очень глубокий срез складчатой области. Внедрение гранитных батолитов в верхние зоны приводит к оживлению древних вулканических сооружений. Внедрению предшествует риолито-андезитовый вулканизм. Поднятие батолитов сопровождалось извержением кислых щелочных пород и сочеталось с появлением грабенообразных впадин — тафрогеосинклиналей [3].

Предельно эродированные глыбовые сооружения прослеживаются в виде глыбовых выступов на побережьях Аляски, Корякского нагорья, Сахалина, Японии, Новой Каледонии и Новой Зеландии. Глыбовые поднятия сочетаются с глубоководными трогами. К структурам глыбовой природы принадлежит и Гавайский вулканический пояс. На западном побережье США обнажившиеся гранитные батолиты, составляющие Береговые хребты, сочетаются с грабенообразными впадинами (тафрогеосинклиналями). Поднятие глыбовых сооружений в береговой зоне происходит и в Южной Америке, Андах, и сочетается с вулканическими извержениями и развитием глубоководного Перуанско-Чилийского желоба. Примером тектонически мобильной глыбовой области может служить восточная часть Камчатки и Курильские острова с прилегающим с востока Курило-Камчатским глубоководным желобом, причем, размах между низшими и высшими точками отметок современного рельефа достигает в этом районе 15 км [19].

Структуры глыбовой природы характерны и для Урала. На восточном склоне Урала валообразные асимметричные поднятия подчинены закономерному плану сопряженных взбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых нарушений и пространственно сочетаются с тектоническими впадинами. Тектонические зоны прослеживаются в рельефе линиями горных гряд, грабенообразных впадин, заболоченных понижений и озерных водоемов.

В анарогенный этап продолжается развитие магматической деятельности и вулканические извержения. Термальные потоки охватывают весь глубокоэродированный сиалический гранитизированный слой, и происходит внедрение постбатолитовых интрузий в гипабиссальную зону в виде штоков, лополитов, трубок взрыва, которые составляют так называемые «магматические комплексы центрального типа».

Структуры центрального типа несут черты унаследованного развития и могут сопровождаться овальными выступами гранитизированных древних пород в ядре структуры. Для комплексов центрального типа характерно конфокальное строение, обусловленное сериями кольцевых разломов, контролирующих сочетающиеся горстовые поднятия и кальдерные впадины [12].

С магматическими структурами центрального типа тесно связаны базальтовые и андезитовые вулканы. Их размещение контролируется радиальными линейными разломами, по которым и происходят вулканические извержения трещинного типа. Трещинным извержениям может предшествовать извержения игнимбритов.

Молодые вулканические постройки сочетаются с формированием протовулканических орогенических структур, в строении которых участвуют древние вулканические

породы. Размещение тел древних вулканических пород контролируется разломами, приразломными грабенами и кальдерами. Нередко вблизи основания древнего глубоко эродированного вулкана зарождаются близповерхностные вулканические очаги.

Ядра древних *протовулканических куполовидных структур* [5] представлены древними кристаллическими породами — биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Амфиболиты порой сохраняют реликты шаровых и миндалекаменных текстур. Древние кристаллические породы ограничены кольцевыми разломами и в периферической части вокруг ядер картируются интрузии и дайки метадиабазов, гнейсовидных диоритов, гранодиоритов, гранит-порфиров. Ядерная и периферическая кольцевая зона древних протовулканических куполовидных структур соответствуют границе вершинной и периферических кальдер древних вулканов. В верхних гипсометрических срезах протовулканических куполовидных структур в ядерной части развиты граниты и гранодиориты с субпластовыми трещинами отдельности, ориентированными параллельно контактам куполовидной кровли. Гранитоиды ядра протовулканических структур моложе пород супраструктуры. В верхних срезах, еще не вскрытых эрозией куполовидных структур, развиты вулканические базальтовые покровы. На средних уровнях размещаются субвулканические интрузии, окаймленные телами гнейсов и амфиболитов во внутриразломных центрально падающих зонах, причем субвулканические интрузии и гнейсо-амфиболитовые породы их обрамления совместно деформированы. Тела гнейсов и амфиболитов образуют овальные и полуовальные синклинали. Прежние разрывные зоны фиксируются телами бластомилонитов. В крутых контактовых зонах центральной субвулканической интрузии отмечаются зоны интенсивного расланцевания с образованием инъекционных гнейсов, мигматитов и будинаж-структур, а в слабо эродированных протовулканических структурах сохраняются реликтовые черты периклинального свода вулканической постройки и вулканические покровы в опустившейся кальдере [5].

Глубокие эрозионные срезы куполовидных протовулканических структур характеризуются обнажившимися телами плагиогранитов, которые обрамляют центральный гранитоидный массив, а самые нижние гипсометрические срезы фиксируются крутопадающими телами метагаббродов, габбро-диабазов, амфиболитизированных диабазов и ортоамфиболитов, картируемых вдоль сбросов, которые ограничивают грабенообразные впадины. Ортоамфиболиты отвечают составу андезитобазальтов [5].

Активизация протовулканических структур в неоген-четвертичное время произошла на Камчатке, Курильских островах, в Японии, Индонезии. В этих районах довольно широко развиты кольцевые разломы, провальные кальдеры больших размеров, под которыми размещаются неглубоко залегающие плутонические интрузии. Кольцевые разломы контролируют размещение штокообразных интрузивных тел и радиальных даек, которые пересекают покровные эффузивные породы. Зоны разломов контролируют размещение пепловых конусов и трещинные излияния базальтовых расплавов.

Разрастание региональных термальных аномалий, обусловленных действием термальных очаговых структур, приводит к образованию *гигантских по масштабу кольцевых структур центрального типа*. В пронизанном ядре

такой кольцевой структуры перегретые газы поднимают породы кровли и образуют пологий купол, если перекрывающие породы непроницаемы. Этот термальный купол-вздутие поддерживается благодаря большому давлению паров и газов и образует выпуклость в современном рельефе. Однако со временем давление паров и газов ослабевает, что ведет к проседанию и обрушению пород и образованию конических разломов. Осевшие и обрушенные породы дробятся, расчленяются на блоки, иногда смешиваются с магматическими расплавами, образуя брекчии обрушения («collapse breccia»). Гигантские кольцевые структуры порой представляют собой крупные провалы диаметром до 100 км. Во внешнем обрамлении этих провалов развиты многочисленные радиальные, концентрические и линейные разрывные тектонические нарушения, которые контролируют размещение вулканических построек, эруптивных центров и эрозионно-тектонических выходов обнажившихся субвулканических и гипабиссальных интрузий кислого и основного составов.

Плохая теплопроводность осадочных пород в кровле близповерхностного вулканического очага способствует накоплению энергии для эксплозивных извержений. К эксплозивным извержениям приводит переход воды из диссоциированного состояния в молекулярное.

В результате сильного прогрева пород кровли в условиях высокого давления паров и газов породы кровли становятся проницаемыми, образуются трещины растяжения, сбросы и течение пластических насыщенных газами и парами флюидопроводящих масс. Развитие трещин связано с резкими перепадами давлений и температур нагретых паров и газов (обычно такая обстановка связана с внедрением в гипабиссальную кислых гранитоидных интрузий на глубине около 5—7 км).

Крупные сосредоточения кольцевых структур центрального типа известны, например, в юго-западной части Северо-Американской платформы, районе Скалистых гор и плато Колорадо. В указанных районах развиты щелочные вулкано-плутонические карбонатитово-щелочные комплексы, сопровождаемые сериями протяженных даек. Локальные купольные поднятия осложнены кальдерными провалами, которые обрамлены штоками и кольцевыми дайками. Кольцевые структуры, образованные комплексами щелочных, ультраосновных и карбонатитовых пород, развиты, например, в Восточной Бразилии и контролируются зонами гигантских разломов.

Структуры центрального типа, в ядре которых установлены докембрийские интрузии, описаны на территории Сибирской платформы, они локализованы в зонах пересечения глубинных разломов или вблизи таких зон. На Сибирской платформе зоны глубинных разломов контролируют и куполовидные поднятия мезозойских интрузий. Активные поднятия протовулканических сооружений описаны, например, для северной части Анадырского плато, на Чукотке.

На Африканской платформе кольцевые сооружения тяготеют к Восточно-Африканской системе рифтовых впадин [4] и установлены в Египте, Судане, Уганде, Танзании, Родезии [12]. Узкие грабены-рифты формировались в пределах пологих термальных сводов. В Восточной Африке рифтовые впадины — глубоко врезаемые линейные понижения, занятые озерами тектонического происхождения, трассируют дугообразный глыбовый гранито-метаморфический пояс.

В кайнозое зона африканских рифтовых впадин была охвачена вулканизмом. Вулканические извержения базальтовых расплавов сопровождались внедрением щелочных плутонических пород, составивших комплексы центрального типа. Щелочные интрузии сопровождают карбонатиты. В субмеридиональных рифтовых долинах, заполненных продуктами щелочного и базальтового вулканизма, развиваются молодые щелочные и карбонатитовые вулканы. В Танзании молодые вулканы образуют огромные поднятия — горы Меру и Килиманджаро, которые сопровождаются огромными провалами (к числу таких провалов принадлежит, например, впадина Киломбо в Кении).

Для районов крупных термальных аномалий, возникших в мезокайнозое, характерно поступление углеводородных газов и сложных органических соединений в зоны глубинных разломов, расчленяющих палеозойский складчатый фундамент, и в проницаемые участки изверженных и метаморфических пород. Скопления углеводородных газов и нефтяных битумов характерны также и для массивов ультраосновных и щелочных изверженных горных пород, картируемых в длительно развивавшихся (полициклических) складчатых поясах.

При глубоком эрозионном срезе гнейсовых складчатых овалов в виде глыб обнажились более глубинные и более древние кристаллические породы — гранулиты.

Гранулиты формировались на очень большой глубине, более 20 км, в подошве гнейсовых овалов за счет интрузивных образований. Из исходных пород, из которых образовались гранулиты, были вытеснены легкоподвижные компоненты, способствовавшие гранитизации. Затем при снижении общей нагрузки перекрывавших пород гранулитовые породы в виде тектонических глыб динамическим путем были внедрены в дислоцированные разбитые на блоки гнейсовые ядра, и таким образом возникли гранулитогнейсовые купола [5]. Развитие термальных очаговых структур, формировавшихся в условиях миграции термальных очагов радиоактивного распада в верхние уровни разреза земной коры, привело к тому, что гранулитовые породы, оказавшиеся в таких очагах, подверглись дальнейшим метаморфическим преобразованиям. Переработка гранулитов подтверждается существованием двух ветвей гранулитов: 1) пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых глубинных; 2) кварц-полевошпатовых саксонского типа, возникших в результате ультраметаморфизма и гранитизации. Сильное термальное влияние на пироксен-плаггиоклазовые и пироксеновые гранулиты привело к образованию интрузий норитов, габброноритов, пироксен-оливиновых изверженных пород с хромитом и пикотитом, встречающихся в контактовых зонах с глыбами гнейсов в гранулитогнейсовых купольных структурах. В результате дальнейших метаморфических преобразований гранулитовых пород возникли чарнокит-анортозитовые комплексы. Однако на большой глубине гранулитовые породы, подстилающие гранитометаморфический слой, не подвергаются влиянию очагов ультраметаморфизма и гранитизации, и в гранулитобазитовом слое гранитные расплавы не возникают. Палингенные граниты не содержат реликтов или ксенолитов гранулитовых пород. И только тогда, когда начинает разрушаться древний гранитометаморфический слой, и гранулиты оказываются на уровне сиалического слоя, испытывая действие термальных очаговых структур, начинаются метаморфические преобразования этих наиболее глубинных древнейших пород. Термальное пре-

образование пород базальтового слоя также начинается только при деструкции древнего гранитометаморфического слоя под влиянием термальных очагов. Отсюда следует, что *источником развивающихся флюидов является именно древний гранитометаморфический слой*. При создании этого слоя подстилающие его глубинные породы уже претерпели метаморфическую переработку и лишились легкоподвижных компонентов, но в дальнейшем, оказавшись в верхних гипсометрических уровнях среди пород сиалического слоя, претерпевали регрессивный метаморфизм, а затем дальнейшие метаморфические преобразования в условиях термального метаморфизма в динамической обстановке.

В итоге переработка глубоко эродированного фундамента ведет к развитию базальтового магматизма и океанизации земной коры, захоронению глубоко эродированного сиалического слоя под мощными покровами базальтовых расплавов [13]. Однако полного разрушения древнего гранитометаморфического слоя на Земле еще никогда не происходило. Это аргументируется исследователями фактами о сравнительно невысоком количественном содержании накопленного в атмосфере Земли радиогенного аргона и ограниченностью выходов наиболее глубинных кристаллических пород.

В заключение из изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Динамическая деструкция и регенерация гранитометаморфического слоя обусловлена зарождением, развитием и отмиранием очагов термоядерных превращений в сиалическом слое земной коры. Деструкция происходит в геосинклинальных условиях, а регенерация — в ходе орогенических циклов.

2. Для развития тектонических и магматических структур характерна явная унаследованность, зависимость как от прошлых тектонических этапов, так и от геологического развития уже созданных в тот или иной момент геологической истории окружающих тектонических структур. Именно поэтому на континентах не было повсеместной складчатости, но никогда не было и тектонического покоя. Каждый новый этап геологического развития был отличен от предыдущих тектонических этапов.

3. Закономерное размещение крупных планетарных глыбово-складчатых поясов и локальных структур прямо свидетельствует об очень длительном и унаследованном их развитии и противоречит гипотезе дрейфа континентальных плит, что и вообще само по себе мало вероятно по

причине очень сложной формы земной поверхности, а наличие больших участков гранитизированной коры в глубине океана, на островах, прямо указывает о затоплении суши.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берч Ф. Радиогенное тепло / Ядерная геология. — М.: Иностранлит., 1956.
2. Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. II. Общие представления об интрузивных формациях и магматическом цикле. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 240—257.
3. Богданов Н.А. Талласогеосинклинали Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1969. № 3. С. 70—75.
4. Восточно-Африканская рифтовая система. — М.: Наука, 1974.
5. Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия / М.А.Черноморский, В.И.Васильева, В.В.Донских и др. — Л.: Недра, 1984.
6. Горлов Н.В. Гранитогнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61—76.
7. Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 27—28.
8. Колман Р.Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
9. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. — Новосибирск: Наука, 1975.
10. Менерт К.М. Мигматиты и происхождение гранитов. — М.: Мир, 1971.
11. Салон Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. XLVI. Вып. 4. С. 114—131.
12. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. — М.: Недра, 1973.
13. Томсон И.Н. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизму // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 79—81.
14. Уран и торий в магматическом процессе. — Новосибирск, 1983.
15. Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, 1936.
16. Фотиади Э.Э., Туезов И.К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 6—22.
17. Чен-Го-Да. Характеристика и природа дива-региона сравнительно с так называемой параллельной формой // Acta Geol Sinica. 1960. 40. № 2.
18. Шатский Н.С., Богданов А.А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1:500 000. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.
19. Шульц С.С. Тектоника земной коры. — Л.: Недра, 1979.
20. Pearson D. The age of continental roots // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 171—194.