

ТЕКТОГЕНЕЗ КАК СЛЕДСТВИЕ СИНЕРГИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ, РОТАЦИОННЫХ СИЛ И ГРАДИЕНТНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА РАЗНЫХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ И ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ

А.Н.Барышев¹

¹Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), МПР, Москва, Россия
e-mail: metallogeny @ tsnigri.ru

Физические процессы в Земле, стремящиеся уменьшить гравитационный потенциал ее слоев и теплосодержание, являются главной причиной тектогенеза. При гравитационной дифференциации глубинные массы, имеющие большую температуру, чем верхние слои Земли, поднимаясь и попадая в область декомпрессии, последовательно снижают свою вязкость. Это приводит к многоярусной адвекции (ограниченной по фазе конвекции), к формированию фрактальной структуры, в которой на крупном поднятии образуется серия мелких, а на каждом из них – серия еще более мелких поднятий. Упомянутые общие явления и их следствия в сумме обуславливают формирование и развитие всех главных структур Земли, а так же крупнейших горизонтальных перемещений масс, во много раз превосходящих вертикальные по амплитуде.

Гравитационную дифференциацию как вертикальную, так и горизонтальную (в том числе изостатическую компенсацию) обеспечивает конвекция в слоях разной мощности и вязкости. Условия конвекции определяются критическими числами Рэлея

$$R = \frac{\rho \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta} = \frac{\Delta \rho \cdot g \cdot H^3}{a_1 \cdot \eta} \quad (1)$$

где ρ – плотность, β – коэффициент объемного температурного расширения, ΔT – разница температур внизу и вверху слоя, $\Delta \rho$ – разуплотнение, H – мощность конвектирующего слоя, η – вязкость, a – коэффициент температуропроводности, a_1 – коэффициент релаксации напряжений, если разуплотнение не связано с нагревом. Числитель формулы (1) определяет архимедову силу разуплотненных масс, интенсивность тектогенеза и морфологию структур. При достижении $R_1 \approx 1,7 \cdot 10^3$ адвекция осуществляется в виде валов, а при $R_2 \approx 10^4$ – в виде ячеек [5]. Из (1) следует, что в подобных процессах конвекции или адвекции

$$C_{\Delta \rho} \cdot C_g \cdot C_H^3 = C_a \cdot C_\eta \quad (2)$$

где C – множители подобия параметров, соответствующих упомянутым индексам. В природе, в отличие от центрифуг, $C_g = 1$. Из-за малой разницы температуропроводности пород $a = (6 \div 13) \cdot 10^3$ см²/с можно принять $C_a \approx 1$. При малой разнице разуплотнения $C_{\Delta \rho} \approx 1$. Поэтому

$$C_H^3 \approx C_\eta \quad (3)$$

То есть уменьшению вязкости на три порядка должно соответствовать уменьшение размера подобной системы на один порядок. Справедливость (3) подтверждается, если экстраполировать размеры и вязкость адвективных систем от ячеистых окраинных морей с поперечником $(1 \div 2) \cdot 10^3$ км, обусловленных подъемом астеносферы при $\eta \approx 10^{20} \div 10^{21}$ П (пуаз), к экструзивам кремнекислых лав (1-3 км, $\eta \approx 10^{11} \div 10^{12}$ П). Уравнение (3) дает основание к ранжированию конвективных (адвективных) геодинамических систем по размерным порядкам и искать их связи с геологическими структурами.

Системы I порядка, имеющие в литосфере размер до 10^4 км, обусловлены тепловой конвекцией в жидком ядре Земли и адвекцией мантии. Они отвечают четырем современным океанам, под которыми сейсмоотомографией (А.Морелли, А.Дзевонский и др.) установлены поднятия поверхности ядра. Соответствие океанов ячейкам конвекции подтверждается и тем, что на поверхности твердого ядра укладывается ровно четыре волны (по три в каждом малом круговом сечении) с длиной волны, равной мощности жидкого ядра. Отрицательным фазам волн соответствуют окраины Пацифики, Восточная Африка, Тетис, Антарктида. Один из

положительных максимумов совпадает с северным магнитным полюсом [1]. Древним Пацифике и Пангее вероятно отвечала одноволновая неоднородность ядра (с положительной фазой под Пацификой), определяя главную асимметрию западного и восточного полушарий.

Развитие систем I порядка определяет разные условия образования и мощность астеносферы над положительными и отрицательными фазами волн [4]. Над отрицательными фазами, например под морями Охотском и Фиджи $H \approx 300$ км [1, 2]. Восточнее, под океаном, например по геотраверсу Япония – Гавайи, $H \approx 170$ км [6]. В соответствии с формулой (1) отношение $300^3:170^3 = 5,5$ близко к отношению критических чисел Рэлея $R_2:R_1 = 5,9$. Этим, очевидно, объясняется то, что в океане проявлены поднятия в виде линейных хребтов, сопровождающихся магматизмом, а над отрицательными фазами волн I порядка (окраины Пацифики, Тетис) развиты ячеистые поднятия астеносферы II размерного порядка. Подъем глубинных масс большой плотности, вызывающий увеличение гравитационного потенциала, неизбежно приводит к оттоку менее плотных верхних масс на периферию, образованию шейки растяжения и депрессии над центром поднятия. Это компенсирует как увеличение гравитационного потенциала, так и отток масс на глубине от периферии с подтоком к центру. Такое должно происходить как в нижней и средней мантии над поднятиями ядра, так и в литосфере над поднятиями астеносферы.

Системы II размерного порядка имеют принципиально разную геодинамику, если они отвечают разным числам Рэлея. Валы в астеносфере при R_1 обеспечивают лишь соскальзывание с них литосферных плит от СОХ и раскрытие центральных частей океанов. Независимые от них ячеистые поднятия астеносферы при R_2 обеспечивают более интенсивный тектогенез и более сложный структурный комплекс. Ячеи могут соответствовать как окраинным, межматериковым морям, так и внутриконтинентальным провинциям типа Паннонско-Карпатской. Восходящий поток глубинных масс в центре ячеи сопровождается интенсивным латеральным оттоком по периферии, образованием глубоководного желоба, характеризуемого отрицательной гравитационной аномалией. Развитие ячеистой адвекции приводит к центробежной (в сторону желоба) обдукции масс литосферы в виде глубинного покрова пеннинского типа и одновременно к центростремительной субдукции в виде сжатой синклинали. Так создается S-образная в вертикальном сечении зона обдукции-субдукции [3]. Расплющивание пород в ней параллельно осевым поверхностям складок приводит к региональному метаморфизму. Пологие зоны рассланцеванных пород обеспечивают тектоническую расслоенность и будущие поверхности скольжения глубинных масс на большие расстояния.

Восходящий поток масс в центре ячеи может блокировать зону субдукции и извлекать вверх часть метаморфизованных толщ. Часть последних сползает в виде аллохтонов в сторону глубоководного желоба, образуя внешние, невулканические островные дуги. Оставшиеся автохтонные толщи служат фундаментом внутренних, вулканических островных дуг и краевых вулканно-плутонических поясов. S-образная зона обдукции-субдукции обеспечивает одновременное наращивание гранит-метаморфического и гранулит-базитового слоев, формирующих континентальный тип земной коры. Мощная энергетика ячеистых мантийных диапиров II порядка («плюмов») приводит к смещению периферических масс на смежные площади, такие как Палеоуральский квазиокеанический бассейн и шельф платформы. Возникшая в результате этого гравитационная неустойчивость обуславливает адвекцию автохтонных масс с развитием крупных массивов палингенных калиевых гранитов и аллохтонных орогенных блоков, сопровождаемых молассой в смежных прогибах. Ячеи II порядка чередуются в пространстве с шагом между их центрами около 1-2 тыс. км.

Подъем глубинных масс в область декомпрессии в системах II порядка приводит к дальнейшему снижению вязкости и развитию на них волнообразных осложнений (систем III порядка) с шагом около 300 км. Они фиксируются периодическими изменениями концентрации очагов землетрясений в верхней части астеносферы под окраинными морями, а так же периодическим чередованием областей с интенсивным и менее интенсивным проявлением магматизма и эндогенной металлогении в вулканических поясах [1, 2].

Согласно (3) вязкость пород в поднятиях III прядка оценивается в 10^{17} - 10^{18} П. Они предваряют зарождение магматических очагов в верхней их части при вязкости 10^{14} П и меньше. Очаги и надочаговые структуры – вулканы, вулканогенно-рудные узлы – системы IV порядка. В разных геодинамических обстановках они образуют цепочки с расстоянием между центрами звеньев около 30 км или кратно этой величине [1, 2]. Такая закономерность присуща и вулканам внутриплитного Гавайского хребта. Поэтому омоложение его вулканов с северо-запада на юго-восток логичнее связывать с последовательным ростом мантийного вала и волнообразных осложнений на его простирании, а не с движением Тихоокеанской плиты над единой горячей точкой, как часто принято считать.

На развитие структур I и II порядков заметное влияние оказывает ротационный режим планеты. Поднимающиеся при гравитационной дифференциации массы за счет переноса части ротационного количества движения тормозят вращение верхних оболочек Земли, а опускающиеся ускоряют вращение нижних. То, что континенты северного полушария, судя по окраинам древнего Тихого океана, в целом смещены («закручены») как по левым сдвигам примерно на 35° относительно южных частей окраин, может быть следствием этой причины. Наибольшая разность окружной скорости оболочек Земли в приэкваториальной области обеспечивает здесь наибольшие амплитуды перемещений по трансформным разломам. Большая скорость вращения нижних оболочек приводит к тому, что мантийные ячеи на западе Пацифики стремятся отойти в сторону океана, создавая асимметрию окраинных морей и смещая островные дуги, а на востоке уходят под надвигающийся континент. С этим же связано увеличение крутизны сейсмофокальных зон западного падения и более пологие их восточные падения.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Барышев А.Н. Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2 С. 6-11.
3. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеорекопструкций // Отечественная геология. 2004. № 2 С. 50-62.
4. Барышев А.Н. Конвекция в жидком ядре Земли, расползание нижней мантии – основа условий астенизации верхней мантии, дивергенции и конвергенции крупнейших масс литосферы // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Том 1: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2006. С.37-40.
5. Гончаров М.А., Талицкий В.И., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.:КДУ, 2005.496 с.
6. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония-Гавайи // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С.3-22.