

УДК 551.24

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ РАЗНОГО РАНГА

© 2006 г. М. А. Гончаров

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 07.07.2005 г.

Кратко охарактеризована развиваемая автором концепция геодинамики иерархически соподчиненных геосфер (таблица). Обращено внимание на последовательно “вложенные” одна в другую геосферы разного ранга: Земля в целом, мантия (с корой), верхняя мантия (с корой), астеносфера + литосфера, осадочный чехол. Показано, что в каждой из этих геосфер функционирует конвективная геодинамическая система соответствующего ранга. Такая система состоит из ячеек, обусловленных компенсационной организацией тектонического течения и состоящих, в свою очередь, из расположенных в шахматном порядке доменов горизонтального сжатия и горизонтального растяжения. Иерархическая организация геодинамических систем заключается в том, что домен более низкого (более крупномасштабного) ранга является одновременно системой более высокого (более мелкомасштабного) ранга. Показано, что интерференция геодинамических систем разного ранга порождает целый спектр разномасштабных тектонических структур, от “континентальности” Северного полушария и Индо-Атлантического сегмента Земли до мелких складок в орогенных поясах.

Выявлены количественные соотношения между геодинамическими системами разного ранга и иерархическим рядом геодинамических циклов, установленным В.Е. Хаиным [29]. Отношение мощности геосфер, в которых функционируют геодинамические системы разного ранга, к длительности геодинамических циклов соответствующего ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений – 0.45 ± 0.10 см/год – и поэтому может быть квалифицировано как внеангазовая “геодинамическая константа”. Это отношение имеет размерность скорости. Его формальный физический смысл – усредненная по времени скорость подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы в течение геодинамического цикла. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

Средняя скорость деформации, в отличие от вышеназванной средней скорости тектонического течения, постоянством не отличается. Она обратно пропорциональна мощности геосферы соответствующего ранга. С повышением ранга не только геосфера имеет все меньшую мощность, но и соответствующая геодинамическая система функционирует во все более локальных ареалах. Это является конкретным воплощением абстрактной компьютерной модели “каскадной” конвекции в геосферах Земли [24]. Увеличение скорости деформации во все более локальных ареалах является одним из выражений эффекта “слабого звена”. Сущность этого эффекта наиболее отчетливо проявляется при рассмотрении гораздо более мелкомасштабных процессов деформации в земной коре, при сочетании обширной, но медленной пластической деформации с более локальной, но быстрой разрывной деформацией.

ВВЕДЕНИЕ

В 1999 г. автор опубликовал статью под названием “От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер” [11]. Ее основным мотивом является констатация *иерархии* геосфер Земли и утверждение, что в каждой из таких геосфер функционирует конвективная *геодинамическая система* соответствующего ранга, а *интерференция* геодинамических систем разного ранга как раз и является причиной формирования разномасштабного спектра тектонических структур Земли.

В 2000 г. вышла в свет статья В.Е. Хаина “Крупномасштабная цикличность в тектоничес-

кой истории Земли и ее возможные причины”. В этой статье В.Е. Хаин констатировал “определенное соответствие между установленной М.А. Гончаровым... иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле. Циклам Вилсона отвечают геодинамические системы 1-го ранга М.А. Гончарова, циклам Бертрана – системы 2-го ранга, циклам Штилле – системы 3-го ранга” [29, с. 13].

Цитированное высказывание В.Е. Хаина стимулировало автора к выявлению *количественной* связи между геодинамическими системами и геодинамическими циклами. Этому вопросу и посвящена данная статья.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РАЗНОГО РАНГА

Развернутое описание геодинамических систем разного ранга содержится в недавно опубликованной книге “Введение в тектонофизику” [14, гл. 10–11]. Поэтому ниже дается лишь их краткая характеристика.

Критерии выделения конвективных геодинамических систем разного ранга и терминология. В основу выделения геодинамических систем положено *фундаментальное* свойство геологической сплошной среды – ее *непрерывность* [10]. Если эта среда участвует в тектоническом течении, которое, в соответствии с положениями механики сплошной среды, состоит из трех компонентов – поступательного перемещения, вращения и деформации элементарных объемов этой среды [22], то характерным свойством такого тектонического течения неизбежно является его *компенсационная организация* [9] (см. рис. 1, А). Эта взаимная компенсация конвективного типа осуществляется в “геодинамических телах”, которые по аналогии с кинематикой конвективного процесса можно именовать *ячейками*. Любая геосфера или толща, охваченная тектоническим течением, в результате названной компенсационной организации тектонического течения оказывается состоящей из ячеек; при этом вращение среды в смежных ячейках осуществляется в противоположных направлениях, по аналогии со сцепленными шестернями в различных механизмах.

В результате такой компенсационной организации тектонического течения естественным образом выделяется *триада* вложенных одно в другое “геодинамических тел”. Самое крупное из них охватывает всю геосферу или толщу и может быть названо *геодинамической системой* (см.

рис. 1, А). Эта система состоит из упомянутых *геодинамических ячеек*, а последние – из *геодинамических доменов*, в которых господствует определенная геодинамическая обстановка (горизонтального сжатия или растяжения, чередующихся в ячейке в шахматном порядке).

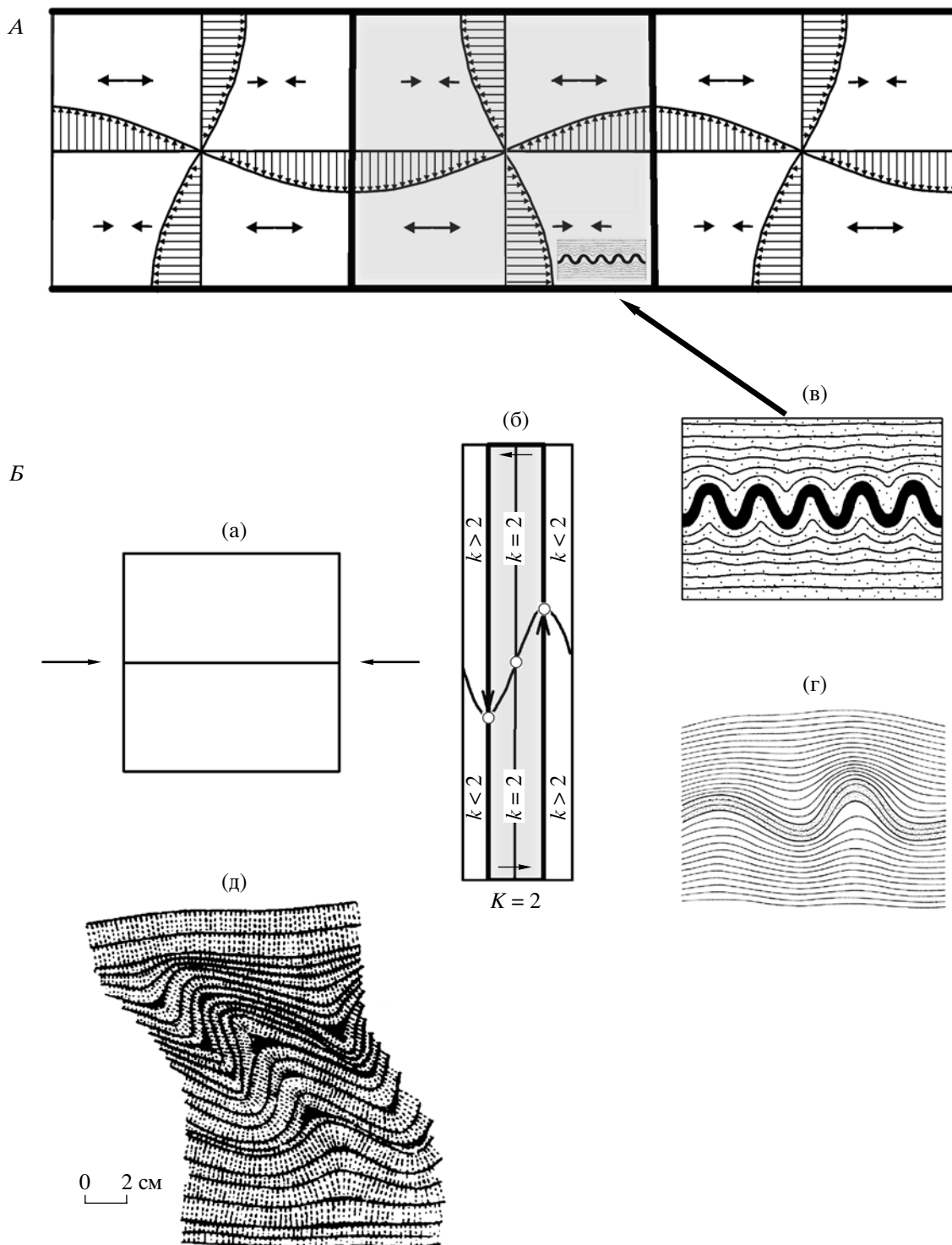
Особенность геодинамического домена, отличающая его как от геодинамической системы, так и от геодинамической ячейки, – это то, что его горизонтальные ограничения не совпадают с подошвой или кровлей той геосферы или толщи, в которой функционирует геодинамическая система (см. рис. 1, А). Поэтому геодинамический домен охватывает геосферу или толщу более высокого (более мелкомасштабного ранга), “вложенную” в геосферу или толщу, о которой шла речь выше. И если эта геосфера или толща более высокого ранга в домене горизонтального сжатия не просто испытывает однородное горизонтальное укорочение и компенсирующее вертикальное удлинение (что практически нереально), а деформируется неоднородно (например, в ее пределах возникает складчатость общего смятия), то наряду с общим укорочением в ней неизбежно возникает компенсационная организация тектонического течения конвективного типа. И эту компенсационную организацию тектонического течения можно квалифицировать как геодинамическую систему более высокого ранга, с выделением ячеек и доменов соответствующего ранга (см. рис. 1, Б). Другое отличие геодинамической системы более высокого (более мелкомасштабного) ранга заключается в том, что ее горизонтальная протяженность также меньше, чем у системы более низкого ранга.

Иерархия геосфер и толщ Земли. Другое *фундаментальное* свойство геологической среды –

Рис. 1. Пример иерархической организации геодинамических систем двух рангов (пояснения в тексте)

А – простейшая модель конвективной геодинамической системы регионального ранга, функционирующей в геосфере (толще) регионального ранга и состоящей из кинематически взаимосвязанных *ячеек* компенсационной организации тектонического течения регионального ранга; каждая ячейка (одна из них помечена светло-серым цветом) состоит из компенсирующих друг друга (в шахматном порядке) геодинамических *доменов* горизонтального сжатия или растяжения регионального ранга. Поле скоростей тектонического течения представлено в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат; через последние в соответствующий домен “втекает” и из него “вытекает” одинаковое количество вещества. Стрелки обозначают направление сжатия или растяжения в домене.

Б – геодинамическая система локального ранга (в) функционирует в геодинамическом домене горизонтального сжатия регионального ранга и состоит из кинематически взаимосвязанных *ячеек* компенсационной организации тектонического течения локального ранга (суммы половин смежных антиклиналей и синклиналей, б); укорочение и компенсационное вертикальное удлинение в $k > 2$ или $k < 2$ раз при общем региональном укорочении–удлинении в $K = 2$ раза; каждая ячейка (одна из них помечена светло-серым цветом) состоит из компенсирующих друг друга (в шахматном порядке) геодинамических *доменов* горизонтального сжатия или **относительного** горизонтального растяжения локального ранга (под воздействием горизонтального сжатия регионального ранга все домены испытывают **абсолютное** горизонтальное укорочение); а – исходное состояние (тонкий горизонтальный слой повышенной вязкости в менее вязкой среде); в – схема сформированной складчатости; двусторонней стрелкой обозначена зона влияния этой складчатости на менее вязкую среду: эта горизонтальная зона является своеобразной “конвектирующей толщей” (по Дж. Рэмзи и М. Юберу [41]); г – экспериментальное воспроизведение процесса, по П. Кобболду (из [41]); д – природные межслоевые складки, затухающие вниз и вверх по разрезу (из [7]); прерывистые линии обозначают направление максимального удлинения вещества слоев; наблюдается компенсационная организация тектонического течения локального ранга на фоне общего горизонтального укорочения слоистой пачки и возникновения в ней складчатости в домене регионального ранга



это разделение Земли на геосферы и толщи, отличающиеся по составу, плотности и реологическим свойствам (в первую очередь, по вязкости). Можно выделить ранжированный ряд геосфер и толщ Земли (таблица).

Ниже дается краткая характеристика геодинамических систем разных рангов, функционирую-

щих в вышеназванных иерархически соподчиненных геосферах и интерферирующих одна с другой, с тем чтобы показать, что такая *иерархическая геодинамика* достаточно адекватно описывает весь разномасштабный спектр процессов, происходящих в разных геосферах и толщах, и возникающих при этом структур.

Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера, h (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ, t , Ма	h/t , см/год
ГС-0	Вся Земля, 6370	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по “правилу буравчика”	Цикл северного дрейфа, 1700	0.37
ГС-1	Вся мантия, 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона, 650	~0.45
ГС-2	Верхняя мантия, 660–670	Под океанами	Субдукция, коллизия, спрединг	Циклы Бертрана, 175–200	0.33–0.38
ГС-3	Астеносфера + литосфера ГС-3а 300–400 ГС-3б 100–220 ГС-3в 50–100	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция: В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Беньофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с “корнями” и впадин с “антикорнями” В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с “корнями” и впадин с “антикорнями”	? Циклы Штилле, 30 ?	? 0.33–0.73 ?
ГС-4	Осадочный чехол, 5–15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости, 1–3	~0.50

Примечание. ГС – геодинамические системы. ГЦ – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хайну [29]; h – мощность геосферы; t – длительность цикла; Ма – млн. лет.

Надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0). Эта геодинамическая система ответственна за западную и северную компоненты дрейфа континентов, которые выявлены достаточно определенно [31]. Западная компонента дрейфа обусловлена вращением верхних геосфер (в данном случае наиболее “возвышенной” континентальной литосферы) вокруг земной оси с меньшей скоростью, чем нижележащие геосферы. То есть они *относительно* нижележащих геосфер “вращаются” вокруг названной оси в противоположном – западном – направлении. Это предполагал еще А. Вегенер [4]. Теоретическое обоснование этого процесса содержится в недавней публикации [44], а результаты его физического моделирования опубликованы в работе [2].

Северная же компонента дрейфа континентов ответственна за приуроченность большей части континентальных масс к Северному полушарию. Если считать, что она обусловлена тектоническим течением подконтинентальной мантии и кинематически связанного с ней внешнего “жидкого” ядра, и учитывать упомянутую выше компенсационную организацию тектонического течения [9], то можно сделать вывод о том, что в мантии Земли осуществляется осесимметричная *одно-*

ячейковая конвекция (рис. 2). Эта конвекция не может быть квалифицирована как *свободная*, происходящая за счет теплового источника, поскольку данные сейсмической томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под Южным полюсом, существует “горячая” мантия. Остается предположить, что такая конвекция является *вынужденной*. Названный восходящий поток вызывает нарушение изостатического равновесия литосферы Антарктиды [15] и создает в этой литосфере обстановку осесимметричного горизонтального растяжения с формированием меридиональных (радиальных по отношению к Южному полюсу) рифтов и других линейных элементов [1, 30].

Для области Северного полюса, напротив, характерен нисходящий поток и обстановка осесимметричного горизонтального сжатия. Одним из признаков нисходящего потока является характерный для Арктики рифтовый и пострифтовый режимы с формированием глубоких впадин, начиная с позднего мела. Т.е. как раз с того времени, когда Арктика стала устойчиво приполярной областью.

Конвекцию (см. рис. 2) можно увязать с упомянутой западной компонентой дрейфа континен-

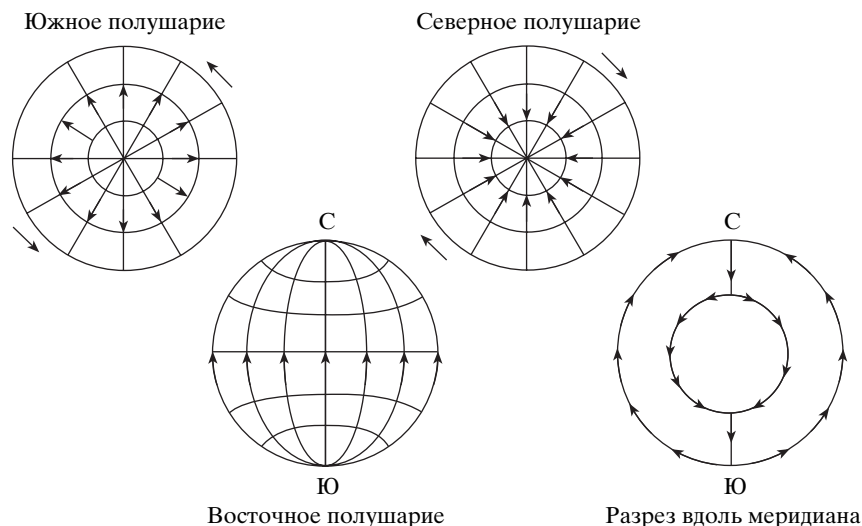


Рис. 2. Осесимметричная одноячейковая конвекция, охватывающая мантию и внешнее ядро Земли (по Н.А. Божко и М.А. Гончарову [35]), согласующаяся с направлением западной компоненты дрейфа континентов

Поверхностный северный (направленный вдоль меридианов) горизонтальный поток компенсируется в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте – нисходящим потоком в районе Северного полюса. Эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком, также направленным вдоль меридианов. Крупные стрелки вне сферы обозначают направление западной компоненты дрейфа континентов, которое по “правилу буравчика” согласуется с названными восходящим и нисходящим потоками

тов с помощью известного в физике “правила буравчика” [12]. Вся эта взаимосогласованная система, ответственная за западную и северную компоненты дрейфа континентов и обусловленная действием *внешней* по отношению к Земле причины, может быть квалифицирована как *надглобальная геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0)*. Одним из ее проявлений можно считать северо-западный дрейф еще единой Пангеи в промежутке 250–200 млн. лет назад [16, рис. 82].

ГС-0, обусловленная действием *внешних* по отношению к Земле ротационных сил и поэтому функционирующая во всей Земле, является крайним членом в иерархии интерферирующих конвективных геодинамических систем, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах. Она создает *общий фон*, на котором разворачивается действие геодинамических систем более высокого ранга, о которых пойдет речь в следующих параграфах.

Глобальная геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1). Эта геодинамическая система ответственна за созидание и распад суперконтинентов. После распада последней Пангеи все континенты (кроме Африки) расположились в экваториальной полосе так называемой GRS (Geotectonic Reference System) [40] – субмеридиональной полосе в “обычных” географических координатах с центральным меридианом 100° в.д. -80° з.д. (рис. 3). К этой полосе приурочены пониженный уровень земного геоида и относительно “холодная” нижняя мантия. А полюсы GRS расположены на

“обычном” географическом экваторе в точках его пересечения с меридианами 10° в.д. и 170° з.д. К полярным областям GRS приурочены повышенный уровень геоида и два суперплюма – Африканский и Тихоокеанский – с характерными для них восходящими мантийными потоками, а к упомянутому экватору GRS – компенсирующий нисходящий поток. Этот экватор является границей двух конвективных ячеек в нижней мантии (рис. 4). В верхней же мантии в “континентальном” Индо-Атлантическом сегменте Земли функционирует “тектоника плавающих континентов” [28], в результате чего распалась последняя Пангея, в центре которой располагалась Африка, с центробежным “разбеганием” остальных континентов и их сосредоточением в экваториальной полосе GRS (см. рис. 3). В Тихоокеанском же сегменте [27] конвекция сначала (до эоцена) охватывала всю мантию и поэтому была одноярусной, что обусловило разрастание Тихоокеанской плиты за счет “разбегавшихся” зон спрединга и избыточную магмогенерацию. Начиная с эоцена, конвекция стала двухъярусной, в результате чего произошло значительное снижение магмогенерации и наметилась центростремительная тенденция миграции современных зон спрединга – Восточно-Тихоокеанской и продолжающей ее Южно-Тихоокеанской. Теоретическая и компьютерная модель такой смены типа конвекции содержится в [20]. Одним из следствий такой двухъярусной конвекции является восходящий поток на экваторе GRS в верхней мантии над нисходящим потоком в нижней мантии (см. рис. 4). Этот

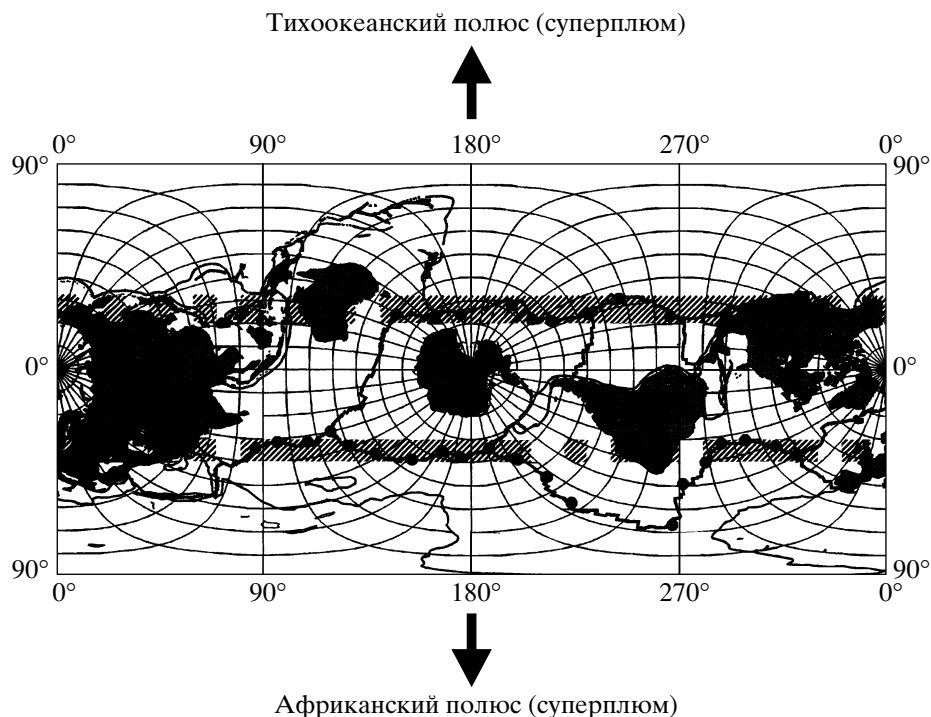


Рис. 3. Континенты и главные литосферные плиты в координатах GRS (Geotectonic Reference System). По [40], с упрощением

Показана карта Мира в цилиндрической равнопромежуточной проекции. Экватор и меридианы GRS земной сферы взаимно ортогональны. “Обычные” географические координаты изображены в виде искривленной сетки. Все континенты, кроме Африки, тяготеют к экваториальной полосе GRS (субмеридиональной полосе в “обычных” географических координатах). Экваториальная область GRS ограничена заштрихованными малыми кругами GRS, к которым, в свою очередь, тяготеют зоны спрединга. Африка находится в полярной области GRS

восходящий поток маркируется так называемым “огненным кольцом” на периферии Тихого океана, выявленным по данным сейсмотомографии.

“Геодинамическая” асимметрия Земли, выраженная в различных типах конвекции, в сочетании с центробежным “разбеганием” континентов в Индо-Атлантическом сегменте, имеет своим следствием асимметрию конвекционных потоков (субдукцию в широком смысле) в меридиональной полосе GRS, разграничивающей эти сегменты (см. рис. 4). Компьютерное моделирование “тектоники плавающих континентов” четко выявило тенденцию к такой асимметрии при приближении континента к зоне нисходящего потока: “затягивание” нисходящего потока под континент (рис. 5).

Приуроченность ГС–0 и ГС–1 к оси вращения Земли позволяет сделать предположение, что граница традиционных в геодинамике понятий “фиксизм” и “мобилизм” в очередной раз “повысила свой ранг”. В середине XX века, в “доплейт-тектоническую” эпоху, “мобилистами” (в отличие от “фиксистов”) считались исследователи, признающие горизонтальные перемещения в виде шарьяжей. В последней трети XX века, в связи с возникновением концепции тектоники плит, су-

ществование шарьяжей признали практически все геологи, но вместо этого критерием “мобилизма” стало отношение к возможности дрейфа континентов. Ныне, в начале XXI века, когда большинство исследователей не ставит под сомнение этот дрейф, намечается новый рубеж раздела мнений: либо признание фиксированной относительно оси вращения Земли ГС–0 и привязанной к экватору ГС–1 (“глобальный фиксизм”), либо декларирование неупорядоченного, хаотического, не связанного с осью вращения Земли движения континентов и литосферных плит (“глобальный мобилизм”), в том числе на модельном уровне [28].

Субглобальная геодинамическая система 2-го ранга (ГС–2). Если надглобальная ГС–0, обусловленная действием внешних по отношению к Земле сил, функционирует во всей Земле в целом, то следующая по рангу ГС–1 уже не охватывает всю Землю; сферой ее действия является только мантия (с корой); тем не менее она является глобальной, то есть повсеместной. Следующие же по рангу геодинамические системы функционируют не только в геосферах более высокого ранга, но к тому же и не повсеместно.

К ГС-2 можно было бы отнести тектонику литосферных плит. Однако к “классической” ячейке “спрединг–плита–субдукция (коллизия)” можно отнести только ячейку “Восточно-Тихоокеанская зона спрединга–плита Наска–Андская зона субдукции”. В остальных случаях зоны спрединга существуют сами по себе, равно как и зоны субдукции и коллизии. Поэтому имеет смысл рассматривать их отдельно.

Спрединг. Сейсмотомографическое продолжение зон спрединга прослеживается лишь до небольших глубин (см. рис. 6). Это обстоятельство, в сочетании с компьютерным моделированием “тектоники плавающих континентов” [28], дает все основания полагать, что спрединг является не активной силой, вызывающей дрейф континентов, а всего лишь пассивной реакцией на этот дрейф, обусловленный другой причиной – функционированием ГС-0 и ГС-1, о чем говорилось выше. Зоны “косого” спрединга (с диагональной ориентировкой рифтовых долин и перпендикулярных к ним трансформных разломов) также свидетельствуют о решающей роли дрейфа континентов в формировании спрединговых зон. Если бы сам по себе спрединг был активной движущей силой дрейфа континентов, то последние расхотились бы по нормали к оси спрединга. А таких зон “косого” спрединга достаточно много. Таким образом, спрединг принадлежит к геодинамической системе более высокого (более мелко-) ранга – ГС-2.

Сказанное не означает, что спрединг представляет собой лишь *пассивное* горизонтальное растяжение литосферы и подстилающей мантии при раздвижении континентов. Повышенный тепловой поток и базальтовый магматизм в зонах спрединга представляют собой достаточно *активный* “отклик” на такое растяжение, равно как и возникновение поднятия в виде срединно-океанского хребта. Однако только этим “активность” спрединга не ограничивается. Недавние геолого-геофизические исследования в акваториях океанов [25, 26] показали, что обстановка горизонтального растяжения в направлении, поперечном к зонам спрединга, господствует лишь в узкой приосевой зоне. Во всей же остальной части океана доминирует обстановка горизонтального сжатия, выраженная в виде надвигов и шарьяжей, по большей части перемещенных от оси спрединга в сторону континентов [26]. Это явление Ю.М. Пушаровский назвал “боковой релаксацией спрединга”. Суть этой “релаксации” заключается в том, что скорость спрединга на оси срединно-океанского хребта *превышает* скорость раздвижения окружающих континентов. Сочетание горизонтального растяжения в зоне спрединга с горизонтальным сжатием по его периферии является поверхностным отражением компенсационной организации тектонического течения, подразумева-

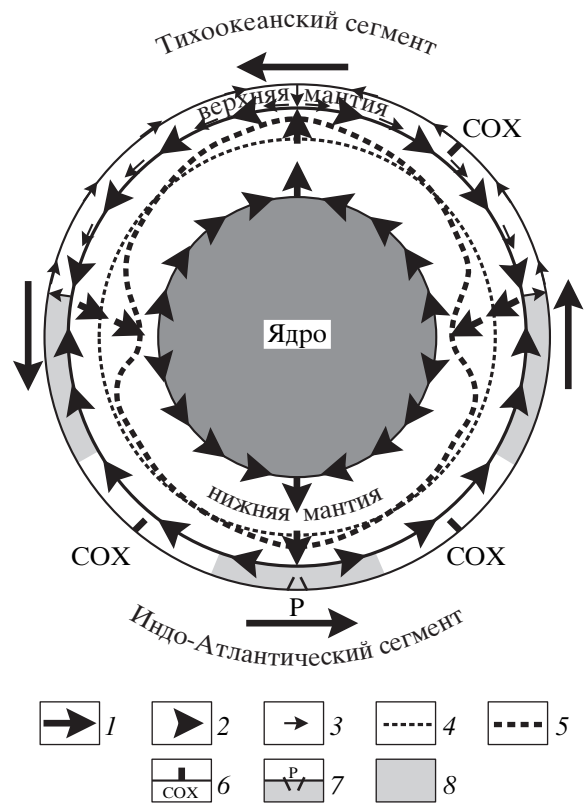


Рис. 4. Принципиальная схема функционирования геодинамической конвективной системы 1-го ранга (ГС-1) в мантии Земли. Разрез вдоль экватора, вид со стороны Южного полюса

1 – западная компонента дрейфа континентов в ГС-0; 2 – направление одноярусной конвекции во всей мантии в Индо-Атлантической ячейке ГС-1 и в нижнем ярусе (в нижней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС-1; 3 – направление конвекции в верхнем ярусе (в верхней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС-1; 4 – условный равноглубинный уровень в нижней мантии; 5 – условная изотерма в нижней мантии; 6 – зона спрединга в океанической мантии, мигрирующая под влиянием конвекции в ячейках ГС-1; 7 – рифтовая зона в континентальной мантии, возникающая над областью восходящего потока и горизонтального растяжения в ГС-1; 8 – континенты, испытывающие горизонтальное растяжение над областью восходящего потока в ГС-1 (прототип – Африка) и дрейф между областями восходящего и нисходящего потоков в ГС-1 (прототипы – обе Америки и Евразия–Австралия)

ющей сосуществование двух пар компенсирующих друг друга потоков – двух вертикальных и двух горизонтальных противоположного направления (см. рис. 1). Для спрединга это восходящий поток в осевой зоне, горизонтальный центробежный поток (собственно спрединг) и нисходящий поток в области периферических впадин. Четвертый же, замыкающий центростремительный горизонтальный поток осуществляется на некоторой глубине, возможно, в подошве верхней мантии. Таким образом, под океаном в верхней

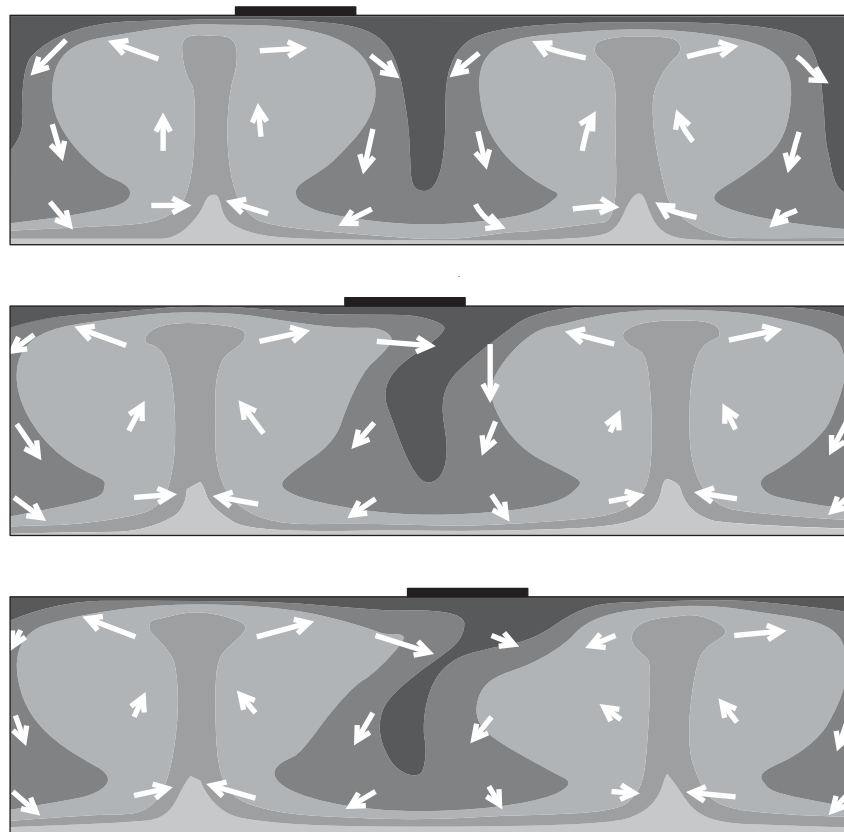


Рис. 5. Компьютерная модель “тектоники плавающих континентов”. По В.П. Трубицыну и В.В. Рыкову, из [45]
 Безразмерная температура представлена тонами (чем светлее, тем “теплее”). Стрелки обозначают направление и скорость течения в мантии. Черный прямоугольник наверху – континент. При приближении континента к зоне нисходящего мантийного потока эта зона становится асимметричной в разрезе и приобретает наклон под континент

мантии между двумя расходящимися континентами должна существовать конвективная геодинамическая система, состоящая из двух ячеек, разделенных осью спрединга. Теоретически и экспериментально эту конвекцию воспроизвел А.Г. Кирдяшкин [17] (см. ниже рис. 12).

Вероятное существование нижнего горизонтального потока в спрединговых верхнемантийных ячейках, ограниченных континентами, может иметь неожиданное последствие. Нижний горизонтальный противопоток в этих ячейках препятствует раздвижению нижней части континентальной мантийной литосферы, что вносит свою “континентальную” специфику в геохимию вулканизма зон спрединга [6].

Все сказанное демонстрирует искусственность объединения океанской и континентальной литосфер, разделенных “пассивной” границей, в единую литосферную плиту.

Субдукция. Сейсмотомографические разрезы активных континентальных окраин ясно указывают на погружение “холодной” океанской литосферы в “горячую” мантию. Однако в связи с этим сразу возникает вопрос, какими деформаци-

онными свойствами обладает эта литосфера. С одной стороны, к ней приурочены гипоцентры землетрясений (зона Беньофа). Т.е. литосфера как будто бы находится в твердо-хрупком состоянии. С другой стороны, в зоне глубоководного желоба она сначала испытывает изгиб (переход от субгоризонтального положения до наклона под разными углами, вплоть до 90° в некоторых зонах субдукции), а затем снова распрямляется. Здесь уместна аналогия с металлической проволокой, когда ее сгибание с последующим разгибанием приводит к разрыву. Если к этому добавить, что в зону субдукции погружается не некая единая и монолитная литосфера, а предварительно тектонически расслоенная и шарьированная (см. выше описание спрединга), то можно заключить, что эта литосфера обладает скорее свойствами вязкой жидкости при приложении к ней усилий в течение геологического времени, превосходящего время вязко-упругой релаксации горных толщ. (Землетрясения же происходят за значительно более короткие промежутки времени, так что, с сейсмологической точки зрения, литосфера ведет себя как вполне твердое тело.)

Однако если субдуцирующая литосфера ведет себя не как твердое тело, а как вязкая жидкость, то тогда встает другой вопрос – каким образом она сохраняет свою “прямыню” и наклон под некоторым углом, находясь в окружении “горячей” и, следовательно, менее плотной и менее вязкой мантии, а не погружается вертикально вниз под действием силы тяжести.

Детальная модель этого процесса еще не разработана. Однако его контуры можно определить как сложное сочетание надвигания континента на зону субдукции и восходящего “горячего” потока в верхней ячейке Тихоокеанского сегмента Земли в ГС-1 (см. рис. 4) с продвижением океанской литосферы от зоны спрединга к зоне субдукции в ГС-2, как это предполагается в концепции плит-тектоники. Интерференция этих разнонаправленных движений как раз и создает наклонную зону нисходящего потока (зону субдукции), в которой, как теперь говорят, океанская литосфера испытывает “засасывание” (suction).

Коллизия. В соответствии с постулатами плит-тектоники, коллизия является естественным продолжением процесса сближения континентов и наступает после “закрытия” океанического бассейна и полного поглощения океанской литосферы в зоне субдукции. Однако границы сближающихся континентов не являются прямолинейными или хотя бы конформными. Поэтому выпуклые участки континентов соприкасаются (именно там и начинается коллизия) и затрудняют дальнейшее сближение континентов. Эта ситуация весьма характерна для Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. В результате создаются условия для мантийного диапиризма, обдукции офиолитов, формирования внутренних островных дуг и глубоководных желобов. Все эти процессы рассмотрены ниже.

Надрегиональная геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3). Тепловой поток под океанами и их окраинами распределен неравномерно. Его повышенные значения, соответствующие высокому (малоглубинному) положению изотермы 600° , наблюдаются в характерных зонах ГС-2 – в зонах спрединга, субдукции и коллизии [18]. Именно в названных зонах повышенного теплового потока функционирует конвективная геодинамическая система следующего, 3-го ранга (ГС-3). Здесь конвекция обусловлена инверсией плотности в геосфере астеносфера + литосфера: плотность астеносферы примерно на 0.1 г/см^3 меньше плотности вышележащей мантийной литосферы. Эта инверсия плотности существует во всех областях Земли, где имеется астеносфера, но возникновению столь же повсеместной конвекции препятствует высокая вязкость мантийной литосферы. Исключением являются названные зоны повышенного теплового потока: спрединга, суб-

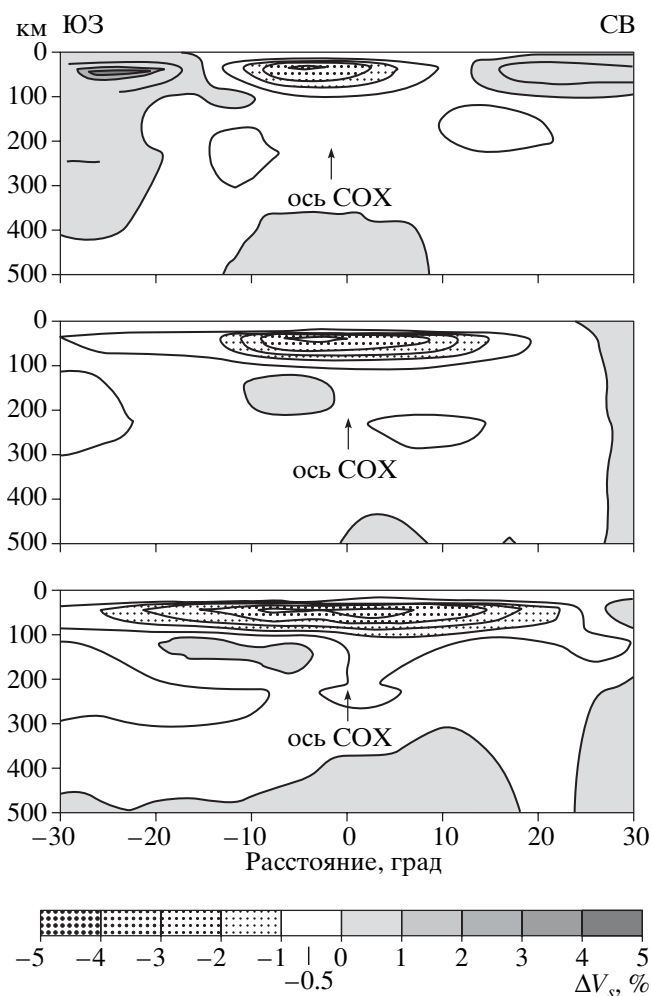


Рис. 6. Сейсмотомографические разрезы вкост зон спрединга (сверху вниз): Юго-Восточной Индоокеанской, Южно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской. По [43]

Шкала отражает отклонения скоростей сейсмических волн от средних значений, выраженные в %. “Горячее” состояние характерно лишь для верхних 100 км мантии. Несмотря на определенный независимым способом повышенный тепловой поток, его “подводящий канал” на оси спрединга в срединно-океанском хребте (COX) не выявляется

дукции и коллизии. В этих зонах резко снижается вязкость мантийной литосферы и двухъярусная конвекция становится возможной.

Как известно, форма конвективных ячеек зависит от безразмерного числа Рэлея (R), которое увеличивается с ростом теплового потока. При $R > 10^4$ конвективные ячейки имеют трехмерную (купольную) форму, а при R в диапазоне 10^3 – 10^4 происходит двумерная валиковая конвекция.

Купольная форма конвекции. Как правило, размеры субдуцирующих океанических плит (например, Тихоокеанской) значительно превосходят размеры триады “задуговой бассейн–остров-

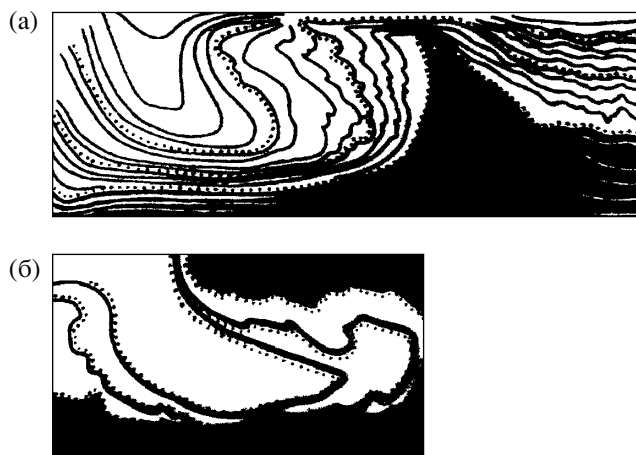


Рис. 7. Воспроизведение мантийного диапира и компенсирующего его резко асимметричного прогиба, имитирующего глубоководный желоб наверху и зону субдукции на глубине. По М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову [23]

Модельные тонкослойные образцы, состоящие из сплава канифоли с машинным маслом, были подогреты снизу. Самый нижний слой обозначен черным цветом. **а** → **б** – эволюция процесса конвекции, который был прерван в разных образцах на различных этапах

ная дуга–глубоководный желоб”. К тому же дуги и желоба в плане часто не являются прямолинейными, а образуют гирлянды, выпуклые в сторону

пододвигающейся плиты и окаймляющие названные бассейны. Это говорит о том, что субдукция плиты и возникновение названной триады – процессы разного ранга, хотя и взаимосвязанные. На это обратил внимание еще Д. Кариг [38] около 30 лет назад, выдвинув идею мантийного диапиризма, индуцированного субдукцией плит и порождающего формирование изометричных в плане задуговых бассейнов и окаймляющих их островных дуг, глубоководных желобов и продолжающих их на глубине зон Беньофа. Как теперь выясняется, для гипотезы Д. Карига имеются весьма серьезные основания в виде “горячего” надсубдукционного клина, образованного восходящим потоком в верхней ячейке ГС–1 (см. рис. 4), подтвержденные экспериментально (рис. 7). Резко асимметричные впадины в краевых частях модельных образцов компенсируют соседние купольные поднятия, дугообразны в плане, в разрезе напоминают в верхней части глубоководные желоба, а в нижней части – зоны Беньофа.

Уникальной областью, где помимо субдукции участвует также коллизия, является Альпийско-Средиземноморский подвижный пояс (рис. 8). Сближение Африки с Евразией в новейшее время создало “плотную упаковку” континентальных блоков, между которыми располагается цепочка новообразованных впадин (с запада на восток): Альборанская, Сардино-Балеарская, Тирренская, Паннонская и Эгейская. Они окружены извили-

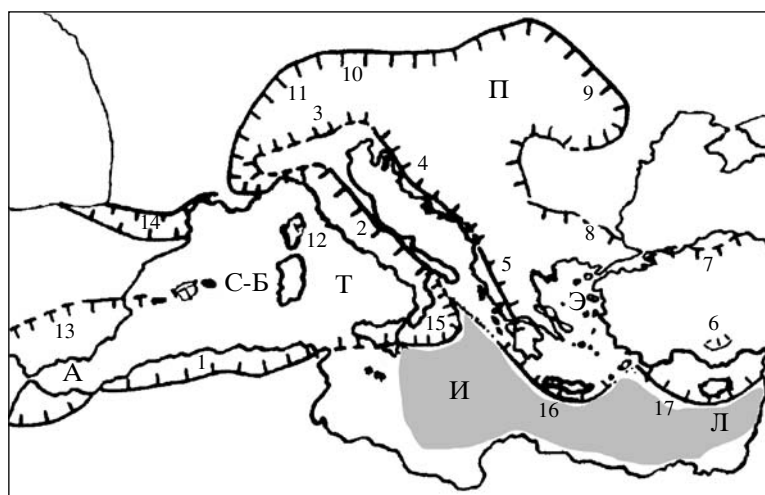


Рис. 8. Схема зон надвигов и зон субдукции, опоясывающих новообразованные внутренние бассейны в Альпийско-Средиземноморском горно-складчатом поясе

Цепочка новообразованных бассейнов (с запада на восток): Альборанский (А), Сардино-Балеарский (С-Б), Тирренский (Т), Паннонский (П), Эгейский (Э) – окружена извилистым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки, штрихи в сторону новообразованных бассейнов): 1 – Магрибиды, 2 – Апеннины, 3 – Южные Альпы, 4 – Динариды, 5 – Эллиниды, 6 – Тавриды, 7 – Понтиды, 8 – Балканы, 9 – Карпаты, 10 – Восточные Альпы, 11 – Западные Альпы, 12 – сооружения Корсики, 13 – Бетиды; 14 – “залив” названного контура в виде Пиренеев. “Бреши” в этом контуре заполняют зоны субдукции с тем же направлением падения сместителя надвига-поддвига: Эоловая (Калабрийская) – 15, Эгейская (Критская) – 16 и Кипрская – 17. Серым цветом обозначены остаточные periокеанические впадины океана Тетис – Ионическая (И) и Левантская (Л)

тым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки): Магрибиды, Апеннины, Южные Альпы, Динариды, Эллиниды, Тавриды, Понтиды, Балканы, Карпаты, Восточные и Западные Альпы, сооружения Корсики, Бетиды. Разрывы в этом контуре как бы восполняются зонами субдукции – Эоловой (Калабрийской), Эгейской (Критской) и Кипрской, с сохранением направления падения сместителя надвига-поддвига.

Три процесса разного ранга обусловили структурный рисунок региона: 1) субдукция остаточной части литосферы океана Тетис (ГС–2); 2) коллизия континентальных масс (ГС–2); 3) мантийный диапиризм (ГС–3) как следствие повышенного теплового потока, неизбежного при сближении экранирующих глубинное тепло континентов. Субдукция и коллизия создают обстановку общего горизонтального сжатия, которая резко ускоряет рост мантийных диапиров и синхронизирует этот процесс в удаленных один от другого регионах Альпийско-Средиземноморского пояса. Влияние общего горизонтального сжатия на рост конвективных диапиров подтверждается результатами компьютерного моделирования [37].

Восходящий мантийный поток в центре диапира компенсируется на поверхности горизонтальным центробежным потоком, который на границе с континентальными форландами вызывает формирование центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений, а на границе с океаническими впадинами он компенсируется формированием резко асимметричных, наклоненных в сторону диапира прогибов (см. рис. 7) – зон субдукции коры океанического типа.

В качестве более масштабного примера перехода по простиранию субдукционных структур в коллизионные можно привести выпуклую к юго-западу Зондскую зону субдукции, переходящую к северо-западу во внешний фронт шарьяжей Гималаев, также выпуклый в южных румбах. Как уже говорилось, по данным сейсмоотографии, вокруг Тихого океана в верхней мантии фиксируется так называемое “огненное кольцо”, но именно под Зондским архипелагом оно имеет наиболее глубокий “корень” – около 400 км. Это дает основание предполагать здесь наличие гигантского мантийного диапира (не исключено, что именно он обусловил смещение о-ва Суматра к юго-западу во время последнего катастрофического землетрясения конца 2004 г.). В тылу же Гималаев располагается Тибет. В последнее время и под ним обнаружен изометричный в плане выступ “горячей” мантии с “корнем” также глубиной около 400 км [39]. Так что и здесь имеются признаки гигантского мантийного диапира. То есть

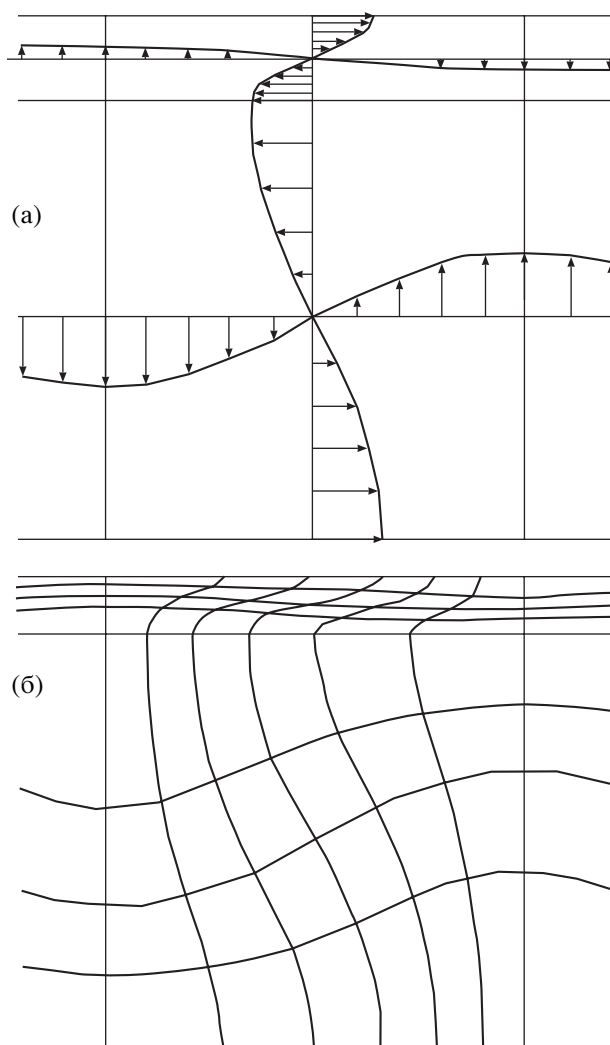


Рис. 9. Простейшая модель двухъярусной компенсационной организации тектонического течения в тектоносфере

а – поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат; через последние в соответствующую четверть ячейки “вытекает” и из нее “вытекает” одинаковое количество вещества (ср. с рис. 1, А); **б** – искривленные линии первоначально образовывали ортогональную сетку. Вращение в противоположных направлениях (наподобие смежных шестерен) происходит не только в ячейках, смежных по горизонтали (как на рис. 1, А), но и в ячейках, смежных по вертикали. Горизонтальные размеры нижних и верхних ячеек одинаковы, а их вертикальные размеры различаются, в соответствии с различной мощностью конвектирующих геосфер

на юго-востоке Евразии также происходит интерференция процессов субдукции, коллизии и мантийного диапиризма.

При мантийном диапиризме, из-за наличия относительно легкой коры, неизбежна *двухъярусная* конвекция (см. рис. 9), что подтверждено результатами компьютерного моделирования [33].

Кора над мантийным диапиром, для соблюдения изостазии, должна быть *двояковогнутой*. Другими словами, над восходящим потоком мантийного диапира неизбежно возникновение нисходящего потока в верхней коре, что и приводит к формированию впадины рельефа на поверхности в виде новообразованного бассейна. На периферии же происходит компенсационное сгущивание материала в виде шарьяжей, а если в бассейне дело доходит до рассеянного спрединга и формирования океанической коры, то при продолжении процесса эта кора может быть обдуцирована на периферию впадины в виде офиолитового покрова. Вероятно, именно мантийные диапиры на периферии океана Тетис породили целый “Периарабский” пояс офиолитовых покровов, обдуцированных на *пассивную* окраину Афро-Аравии. Такая трактовка генезиса офиолитовых покровов согласуется с датировками, согласно которым формирование литосферы океанского типа и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Более того, именно литосфера задуговых бассейнов имела больше шансов сохраниться на земной поверхности, чем литосфера открытого океана, порожденная в зонах спрединга и погруженная в зонах субдукции [31].

Помимо внутренних бассейнов Средиземноморского пояса, показанных на рис. 8, имеются еще два – Черноморский и Южно-Каспийский. Они отличаются повышенной мощностью осадочного слоя – до 15–20 км. Если предполагать, вслед за А.В. Чекуновым [32], что под ними также располагаются мантийные диапиры, то придется признать, что граница двух ярусов конвекции находится под ними на значительной глубине. В этом случае фундамент осадочного слоя должен *пододвигаться* (а точнее – *вдвигаться*) под окружающие их складчатые сооружения, вызывая на этот раз (в отличие от описанных выше внутренних бассейнов Средиземноморья) *центростремительную* вергентность этих складчатых сооружений. Черноморская впадина полностью соответствует такому сценарию: обрамляющие ее с севера (Большой Кавказ и Горный Крым) и с юга (Понтиды) орогены обладают вергентностью, направленной как раз в сторону этой впадины. В этом случае орогены (такой, как Горный Крым) обращены своей выпуклостью в сторону, противоположную направлению его вергентности.

Валиковая форма конвекции. Как уже говорилось, валиковая конвекция происходит при пониженных значениях числа Рэлея. Ориентировка линейных поднятий (с “корнями”) и чередующихся с ними впадин (с “антикорнями”) зависит от геодинамической обстановки, создаваемой в геодинамической системе более низкого (более крупного) ранга – ГС–2.

В зонах *коллизии* линейные поднятия и впадины характеризуются *продольной* ориентировкой по отношению к коллизионному орогенному поясу. Орогенные пояса состоят из чередующихся линейных поднятий с утолщенной корой (“корнями”) и впадин с утоненной корой (“антикорнями”). Утонение коры впадин не может быть следствием внешнего коллизионного сжатия. Чередование орогенных линейных поднятий с утолщенной корой и впадин с утоненной корой возникает в процессе *валиковой* двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера (см. рис. 9).

Идею о такой двухъярусной конвекции высказали А.В. Чекунов применительно к новейшему тектогенезу Юго-Восточной Европы [32, рис. 6, в] и М.Г. Леонов в связи с анализом альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня [19, рис. 9]. Более конкретная схема двухъярусной конвекции, с учетом этапности орогенеза и эволюции конвективного процесса, разработана автором данной статьи для новейшей геодинамики Большого Кавказа [14, рис. 11, 27; 34].

Зоны спрединга – это срединно-океанские хребты, формирующиеся, в отличие от орогенных поясов, в иной геодинамической обстановке – обстановке растяжения, обусловленного спредингом. По своим масштабам это не “хребты”, аналогичные хребтам орогенных поясов, а своеобразные “талассоорогенные” пояса, протяженностью в десятки тысяч километров и шириной в тысячи километров и в этом смысле сопоставимые с орогенными поясами. Сходство не ограничивается только масштабом.

По данным спутниковой альтиметрии, срединно-океанские хребты выглядят ныне на топографических схемах океанского дна как системы поперечных (по отношению к простиранию срединно-океанских хребтов) поднятий-хребтов и впадин-долин, осложненных повсеместной поперечной морщинистостью рельефа океанского дна (рис. 10). На этом общем фоне рифтовые долины имеют вид второстепенных нарушений, осложняющих поперечные поднятия, а трансформные разломы оказываются приуроченными к поперечным впадинам. Благодаря сдвиговому смещению вдоль трансформных разломов, последние резко выражены в рельефе океанского дна на фоне системы поперечных поднятий и впадин и поперечной морщинистости.

К этому новому “имиджу” рельефа океанского дна можно добавить все чаще обнаруживаемую повышенную у поперечных поднятий и пониженную у поперечных впадин мощность коры (рис. 11). В этом обстоятельстве можно усмотреть известное сходство между поперечными системами поднятий и впадин в срединно-океанских хребтах (“талассоорогенных” поясах) и продольными системами поднятий и впадин в орогенных поясах.

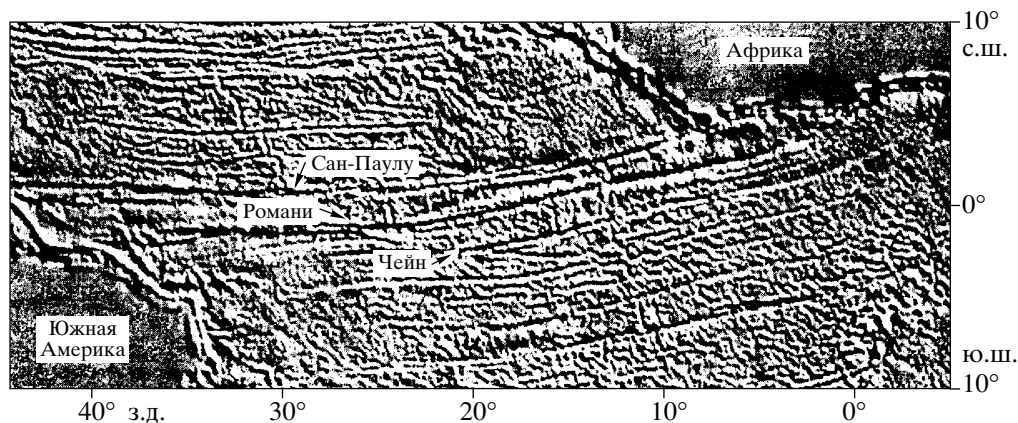


Рис. 10. Современный “имидж” океанского дна по данным спутниковой альтиметрии, на примере экваториальной части Атлантики, из [3]

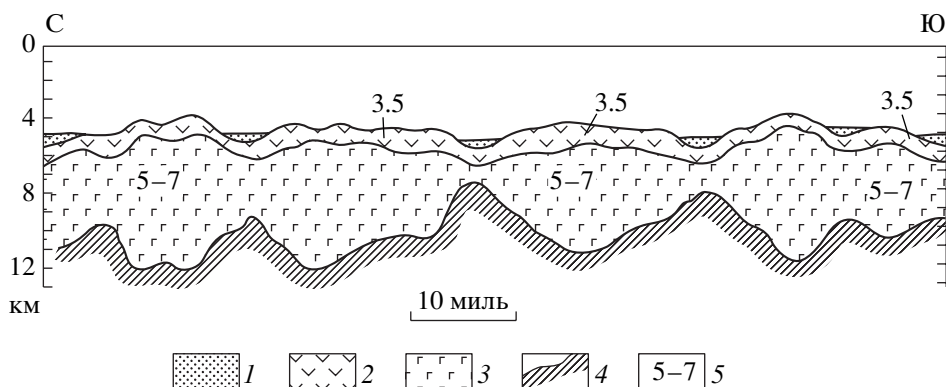


Рис. 11. Глубинный разрез литосферы через разломную зону Зеленого Мыса. По Ю.Н. Разницыну [26]
 Поперечные поднятия сопровождаются внизу “корнями”, а поперечные впадины – “антикорнями”.
 1 – осадки; 2 – первая толща (верхняя часть геофизического слоя 2); 3 – вторая толща (слои 2 и 3); 4 – поверхность Мохо; 5 – значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с

Как показал А.Г. Кирдяшкин [17], наиболее вероятной причиной формирования поперечных систем является поперечная валиковая конвекция (ГС-3) в молодой океанской геосфере астеносферы + литосфера, которая происходит на фоне более масштабной продольной конвекции в верхней мантии (ГС-2), ответственной за процесс спрединга (рис. 12).

Вместе с тем следует отметить, что в модели А.Г. Кирдяшкина (см. рис. 12, в-г) валиковая поперечная конвекция – одноярусная. Поэтому она не может создать существующие в природе (см. рис. 11) поперечные впадины границы Мохо (“корни”) под поперечными поднятиями рельефа океанского дна и поперечные поднятия этой границы (“антикорни”) под поперечными впадинами дна. Такие “корни” и “антикорни” возникают только в процессе двухъярусной конвекции; они обеспечивают изостатическое равновесие океанской коры (рис. 13, этапы 1, 2; см. также рис. 9 и соответствующий текст). Для полной же компен-

сации объема внутри конвективной ячейки необходимы также горизонтальные потоки, строго увязанные с вертикальными. Эти потоки создают между впадинами и их “антикорнями” обстановку горизонтального растяжения, а между смежными поднятиями и их “корнями” господствует компенсационное горизонтальное сжатие. Такая компенсация растяжения в зонах поперечных впадин сжатием в зонах смежных поперечных поднятий, с участием листрических выдвигов, установлена Ю.Н. Разницыным [26].

Необходимо отметить, что чем более детальной становится картина рельефа океанского дна в областях срединно-океанских хребтов, тем все более явно выявляется поперечная “морщинистость” этого рельефа, осложняющая упомянутые поперечные поднятия и впадины. Эта “морщинистость” также может быть объяснена в рамках представления о поперечной конвекции. В процессе последней возникают не только поднятия и впадины, но и своеобразное конвективное поле

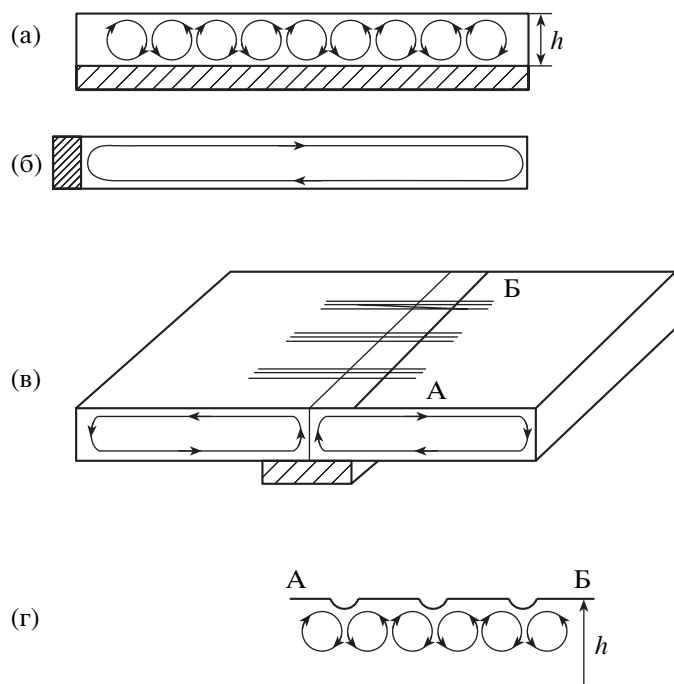


Рис. 12. Тепловая конвекция двух рангов. Эксперимент А.Г. Кирдяшкина [17], с упрощениями и дополнениями

а – тепловая конвекция в виде линейных в плане валов и впадин (“валиковая”), возникающая при *равномерном* подогреве снизу; ячейки квадратной формы соизмеримы с мощностью конвектирующего слоя (h), ср. с **рис. 1, А**; **б** – тепловая конвекция в форме удлиненной по горизонтали ячейки при *подогреве сбоку*; **в** – тепловая конвекция в виде сочетания двух крупных вытянутых по горизонтали ячеек в слое мощностью h (как в случае **б**) с системой поперечных мелких ячеек квадратной формы (как в случае **а**) при *подогреве снизу в линейной в плане зоне*; **г** – поперечный разрез по линии А–Б. Косой штриховкой обозначены зоны подогрева

напряжений, которое в случае слоистой толщи приводит к складкообразованию [8, 23].

Таким образом, океанская кора, рожденная в зонах срединно-океанских хребтов в процессе спрединга, изначально обладает поперечно-конвективной структурой, что способствует формированию трансформных разломов под прямым углом к рифтовым долинам (см. рис 13, этапы 3, 4) и снимает проблему образования *сдвиговых* разломов в “запрещенном направлении” – параллельно *оси максимального растяжения*; эта проблема прошла мимо внимания создателей и сторонников тектоники литосферных плит.

Региональная геодинамическая система 4-го ранга (ГС-4). Геодинамическая конвективная система 4-го ранга (ГС-4) представляет собой термофлюидную конвекцию в осадочном чехле подвижных поясов. К термофлюидной конвекции приводит цепь последовательных событий: избыточное обводнение толщи еще на этапе ее накоп-

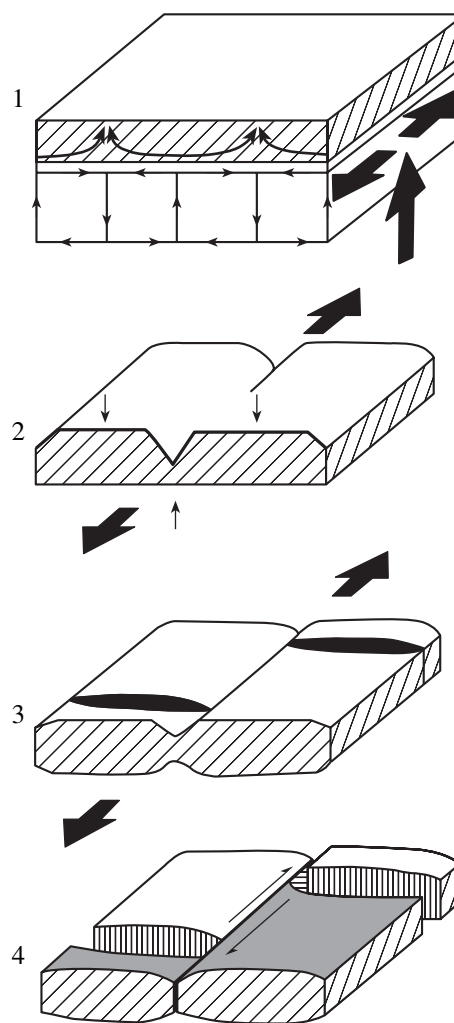


Рис. 13. Схема формирования трансформного разлома 1 – сочетание продольной и поперечной конвекции в мантии (см. **рис. 12**); в коре (заштриховано) под влиянием поперечной конвекции в мантии происходит отток материала над зонами восходящего потока и его нагнетание над зонами нисходящего потока, возможно, в виде листрических выдвигов (вынужденная конвекция) с формированием впадин и поднятий; 2 – изостатическая реакция коры с формированием “корней” под поднятиями и “антикорней” под впадинами (в реальности процессы 1 и 2 происходят близко-одновременно); 3 – возникновение и эволюция (расширение и удлинение) рифтовых долин, ориентированных вкрест простирания смежных поперечных поднятий; 4 – соединение концов смежных рифтовых долин посредством формирования сдвигового трансформного разлома вдоль поперечной впадины, представляющей собой полосу коры с сокращенной мощностью

ления; проникновение в нее теплового импульса из мантии, вызывающее в ней региональный метаморфизм в ее нижней части; увеличение объема и инверсия плотности в толще. Подробности содержатся в [8], где изложен комплексный подход к складкообразованию с использованием данных структурной геологии, тектонофизики, гео-

тектоники, морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии, петрологии и конвективной гидродинамики. Термофлюидная конвекция, приводящая к складкообразованию, воспроизведена экспериментально [8, 23].

Главное следствие конвекции – возникновение в слоистой осадочной толще системы сопряженных антиклинорий и синклинорий, осложненных складчатостью общего смятия.

Интерференция геодинамических систем разных рангов. Этот вопрос с многочисленными примерами детально освещается в [14]. Здесь же мы ограничимся только упоминанием о некоторых структурах и структурных парагенезах, возникающих вследствие такой интерференции.

Интерференция геодинамических систем 0-го и 1-го рангов (ГС-0 и ГС-1). Обе эти системы “привязаны” к оси вращения Земли (см. выше рис. 2, 4 и соответствующий текст). Это обусловило любопытный результат их *интерференции*: “удвоенный” западный дрейф обеих Америк и весьма незначительную компоненту западного дрейфа Евразии и Австралии за последние 200 млн. лет [21]. Вероятно, именно столь интенсивный быстрый дрейф Америк явился причиной формирования уникального непрерывного орогенного пояса Кордильер–Анд вдоль западной окраины этих континентов, что предполагал еще А. Вегенер [4]. Такой пояс не может быть следствием субдукции, поскольку вдоль западной окраины обеих Америк нет *непрерывной* зоны субдукции.

Интерференция геодинамических систем 0-го, 1-го и 2-го рангов (ГС-0, ГС-1 и ГС-2). “Удвоенная” скорость западного дрейфа обеих Америк приводит к их надвиганию на океанскую литосферу. В “чистом” виде такое надвигание проявлено в более продвинутой на запад Северной Америке. На ее западной окраине перекрыта даже Восточно-Тихоокеанская зона спрединга. Непрерывная зона субдукции здесь вообще отсутствует. В данном случае имело место именно *надвигание* континента на океанскую литосферу в (ГС-0) + (ГС-1), которое отнюдь не тождественно (как это часто считают) пододвиганию. На западной же окраине Южной Америки это надвигание сочеталось с пододвиганием в ГС-2 (собственно субдукцией). Нечто промежуточное между западными окраинами Северной и Южной Америки представляет регион на западной окраине Северной Америки, где свой вклад вносит ГС-2 в виде “тектонопары” спрединга в малой спрединговой системе Хуан-де-Фука и субдукции в зоне Каскадных гор.

Интерференция геодинамических систем 1-го, 2-го, 3-го и 4-го рангов (ГС-1, ГС-2, ГС-3 и ГС-4). Как говорилось выше, субдукция, колли-

зия и спрединг (ГС-2) не являются *непосредственной* причиной формирования изометричных и линейных поднятий и впадин в орогенных и “талассоорогенных” поясах, но они “катализируют” и синхронизируют процесс двухъярусной конвекции (ГС-3) в субглобальном масштабе, а также определяют продольную (при коллизии) или поперечную (при спрединге) ориентировку линейных поднятий и впадин.

В зонах “косой” коллизии, в которых коллизонное сжатие ориентировано не строго перпендикулярно к простираению коллизонного пояса, происходит интерференция ГС-2 (коллизия), ГС-3 (формирование кулисообразно расположенных линейных поднятий) и ГС-4 (складкообразование в осадочном чехле). В качестве примера можно привести герцинские структуры Южного Тянь-Шаня [42].

В зонах “косого” спрединга также имеет место интерференция трех геодинамических систем: ГС-1 (транстенсивное, с компонентой сдвига, раздвижение континентов), ГС-2 (собственно спрединг и формирование срединно-океанского хребта – “талассоорогена”) и ГС-3 (образование косо ориентированных по отношению к оси срединно-океанского хребта линейных поднятий и впадин; к последним приурочены трансформные разломы).

ВНЕРАНГОВАЯ “ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНСТАНТА”: ОТНОШЕНИЕ МОЩНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ К ДЛИТЕЛЬНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ РАЗНОГО РАНГА

Как говорилось в начале статьи, В.Е. Хаин рассмотрел соответствие между описанной выше иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле (см. таблицу). Встает вопрос о *количественной* связи параметров геодинамических систем и геодинамических циклов.

Главными параметрами являются мощность (h) геосферы, в которой функционирует конвективная геодинамическая система, и длительность (t) геодинамического цикла. Отношение этих параметров (h/t) как раз и характеризует названную количественную связь. Как видно из таблицы, отношение h/t для ГС-1, ГС-2, ГС-3б и соответствующих им геодинамических циклов Вилсона, Бертрана и Штилле находится в весьма узких пределах, *независимо от ранга ГС и геодинамических циклов*: 0,3–0,8 см/год. Наибольший разброс значений приходится на ГС-3б из-за неопределенности глубины подошвы астеносферы, от 100 км (граница “N” Н.И. Павленковой) до 220 км (граница “L” И. Леманн).

Эту “трехранговую” иерархию можно нарастить как вверх, так и вниз (ГС–0 и ГС–4, см. таблицу). Поскольку ГС–0 обусловлена ротационными силами, то в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно рассматривать всю Землю. При этом $h = 6370$ км (радиус Земли), а t можно принять равным $850 + 850 = 1700$ Ма. Первое слагаемое соответствует отрезку времени между формированием суперконтинента Родиния и образованием вегенеровской Пангеи (или, что примерно то же, между моментами распада этих суперконтинентов); в этот период центр суперконтинента испытал северный дрейф из околоюжнополярного в приэкваториальное положение. После распада Пангеи северный дрейф континентов продолжился с тенденцией формирования новой Пангеи в околосеверополярной области, предположительно через такой же отрезок времени – 850 млн. лет. В результате имеем $h/t = 0.37$ см/год.

Для ГС–4 в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно принять осадочный чехол, испытывающий складкообразование в зонах коллизии. Оценка h для чехла составляет 5–15 км, а оценка длительности фаз складчатости – 1–3 Ма. В итоге получаем $h/t \sim 0.5$ см/год.

Для всех пяти рассмотренных рангов геодинамических систем и геодинамических циклов усредненное отношение h/t находится в весьма узких пределах и составляет 0.45 ± 0.10 см/год [13]. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его *формальный* физический смысл – это *усредненная по времени* скорость подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы, имеющей мощность h , в течение геодинамического цикла с длительностью t . Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер.

Этот результат кажется неожиданным. Можно было предполагать, что в геосферах разной мощности (от 6370 км до 10 км) характерная скорость конвекции, зависящая от числа Рэлея, в которое в качестве множителя входит h^3 , должна существенно различаться. Однако все эти геодинамические системы тесно взаимосвязаны, наподобие шестерен разного размера в часах и других механизмах; *линейная* скорость таких *сцепленных* шестерен одинакова при резко различной *угловой* скорости их вращения. Приведем пример такой “сцепленности”.

Недавно Л.И. Лобковский и В.Д. Котелкин [20] смоделировали на компьютере установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (рис 14, а). При этом в соседних верхнемантийных ячейках происходит тектоническое течение с разной скоростью как раз из-за различного

характера “сцепленности” с нижнемантийной ячейкой. Вероятно, именно благодаря последнему обстоятельству имеет место асимметрия спрединга (см. рис 14, б). Эта асимметрия обусловлена тем, что в Тихоокеанском сегменте Земли в ГС–1 на границе нижней и верхней мантии к востоку от Тихоокеанского суперплюма имеет место горизонтальный конвективный поток в восточном направлении (см. рис. 4). В верхней же мантии функционируют две конвективные ячейки ГС–2, разделенные осью Восточно-Тихоокеанского спрединга, наподобие мелких ячеек, показанных на рис. 14, а. При этом верхний горизонтальный конвективный поток (собственно спрединг) в западной ячейке направлен к западу, но компенсирующий его нижний горизонтальный поток направлен к востоку (см. рис. 14, б) и поэтому “сцеплен” с горизонтальным потоком в нижней мантии, что и обеспечивает повышенную скорость спрединга в этой ячейке по сравнению с восточной ячейкой.

Аналогичным образом в Красноморской зоне спрединга его скорость в сторону Африки (1 см/год), определенная по линейным магнитным аномалиям, превышает его скорость в сторону Аравии (0.6 см/год). Та же асимметрия спрединга имеет место и в смежной Аденской зоне – 1.09 см/год в сторону Сомали и 0.86 см/год в сторону Аравии [5]. Эта асимметрия обусловлена тем, что при интерференции ГС–0 и ГС–1 (см. выше) Африка и Аравия дрейфуют к северу (точнее, к северо-северо-востоку) под влиянием северного горизонтального потока в нижней мантии, только Аравия с большей скоростью, что и вызывает спрединг в Красноморской и Аденской зонах. В верхней же мантии между Африкой и Аравией функционируют две конвективные ячейки ГС–2, разделенные осью спрединга, наподобие ячеек, показанных на рис 14.

Проверить состоятельность приведенной оценки скорости *вертикального* конвективного потока можно, если оценить характерные значения скорости компенсирующих *горизонтальных* потоков конвекции, которые можно сопоставить с независимыми оценками скорости горизонтальных движений в геодинамических системах разного ранга. Это можно сделать с учетом того, что характерные скорости этих потоков прямо пропорциональны отношению вертикального и горизонтального размеров ячейки (см. рис. 9).

Горизонтальный размер ячейки ГС–1 составляет около 10000 км (четверть длины большого круга на поверхности Земли, с учетом антиподальности двух центров восходящего потока – Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, см. рис. 4), при ее вертикальном размере (соответствующем мощности всей мантии с корой) около 2900 км. Поэтому характерная горизон-

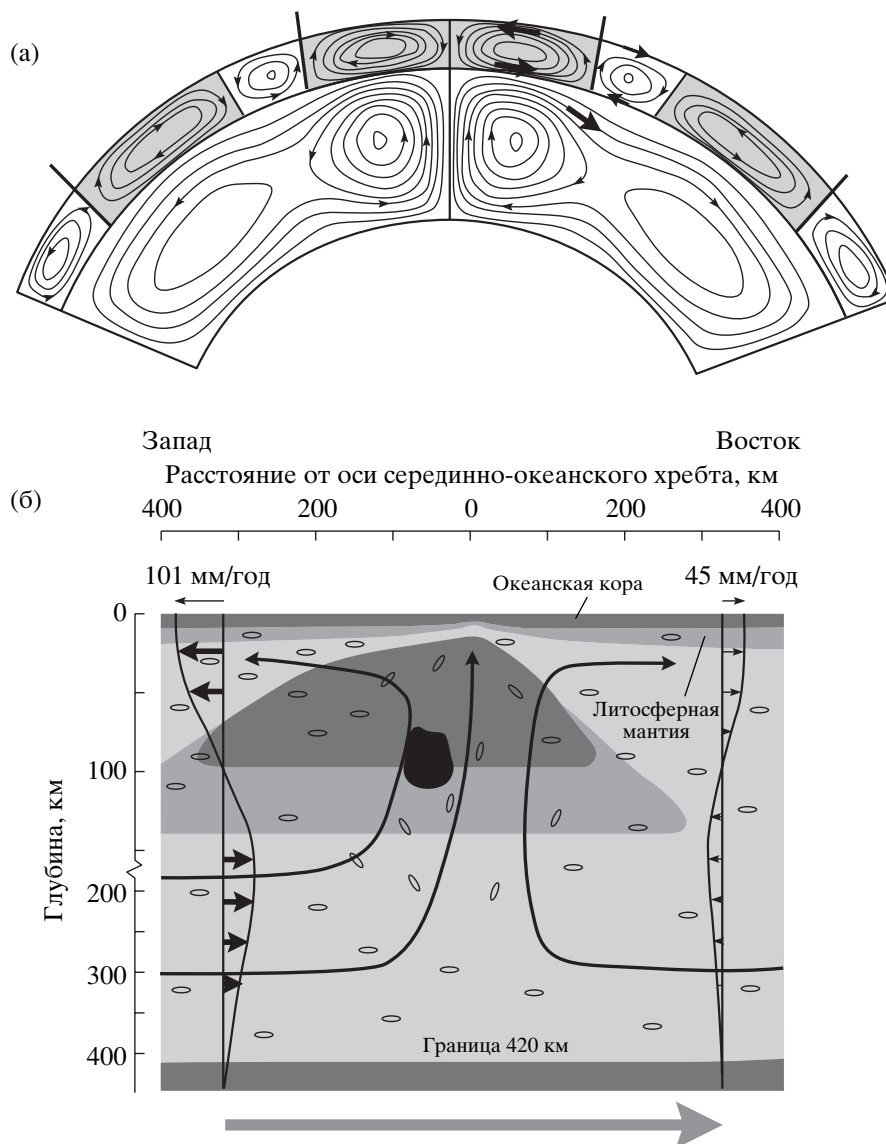


Рис. 14. “Сцепленность” ячеек конвекции в верхней и нижней мантии в зонах спрединга

а – установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (компьютерная модель). По Л.И. Лобковскому и В.Д. Котелкину [20], с дополнениями.

В верхней мантии образовалось больше ячеек, чем в нижней мантии. Поэтому направление вращения в одних мелких ячейках верхней мантии совпадает с направлением вращения в расположенной ниже крупной ячейке нижней мантии, а в чередующихся с ними и отмеченных серым цветовым фоном других мелких ячейках вращение направлено в противоположную сторону (по аналогии со сцепленными шестернями). Вследствие такой “сцепленности” с горизонтальным потоком в нижней мантии, “серые” ячейки имеют большую горизонтальную протяженность, а скорость конвективных потоков в них превышает таковую в “белых” ячейках. Жирные субвертикальные линии обозначают те границы между смежными мелкими ячейками, на которых осуществляется восходящий поток (потенциальные зоны спрединга).

б – схематический разрез верхней мантии под Восточно-Тихоокеанской зоной спрединга. Результат исследований по проекту “The Mantle Electromagnetic and Tomography (MELT) Experiment”. По [36], с небольшим дополнением.

Малые эллипсы обозначают предпочтительную ориентировку кристаллов оливина, кривые со стрелками на конце – направление конвективных потоков, эпюры – вертикальные профили горизонтальной компоненты скорости конвективного течения. Асимметрия спрединга выражается в разной скорости спрединга к западу (10.1 см/год) и к востоку (4.5 см/год) от оси спрединга, в разной скорости конвективных течений к западу и к востоку от этой оси и в асимметрии линзы частично расплавленной мантии, удлинённой также в западном направлении; сгущение цвета в линзе соответствует увеличению степени плавления; черное пятно в центре линзы – участок с максимальной степенью плавления мантии, расположенный также к западу от оси спрединга. Крупная стрелка внизу – направление конвективного потока в кровле нижней мантии

тальная скорость (скорость дрейфа континентов) в ГС–1 равна $(0.45 \times 10000)/2900 \approx 1.55$ см/год. Горизонтальный размер ячейки ГС–2 равен расстоянию от центра спрединга до края континента. Если принять за такое среднее расстояние цифру 3000 км, то при вертикальном размере ячейки (соответствующем мощности верхней мантии с корой) ≈ 665 км мы получим оценку горизонтальной скорости в ГС–2 (половины скорости спрединга) равной $(0.45 \times 3000)/665 \approx 2.03$ см/год. Таким образом, скорость дрейфа континентов и половина скорости спрединга различаются не очень сильно. Однако половина скорости спрединга несколько превышает скорость дрейфа континентов. В результате происходит упомянутая выше “боковая релаксация спрединга” (термин Ю.М. Пушаровского). В то же время на начальном этапе спрединга (Красноморская зона, хребет Гаккеля в Арктическом океане и др.) горизонтальный размер ячейки ГС–2 невелик, поэтому половина скорости спрединга не превышает 1 см/год.

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРНОЙ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ В ИЕРАРХИЧЕСКИ СОПОДЧИНЕННЫХ ГЕОСФЕРАХ: ЭФФЕКТ “СЛАБОГО ЗВЕНА”

Как говорилось выше, тектоническое течение состоит из трех относительно независимых компонент: поступательного движения (перемещения), вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды [9, 22]. Выше речь шла только о примерно постоянном значении средней скорости *поступательной* компоненты тектонического течения в геосферах разного ранга. Оценка средней скорости его *деформационной* компоненты привела к следующему результату [13].

Количественное соотношение двух названных компонент, установленное в механике сплошной среды и адаптированное применительно к тектоническому течению в работе [9], таково:

$$\varepsilon'_z = \frac{dv_z}{dz}. \quad (1)$$

Здесь начало координат помещено в центр конвектирующего слоя, имеющего мощность h . Ось координат Z направлена вверх вдоль оси восходящего конвективного потока. v_z и ε'_z обозначают, соответственно, скорость вертикального поступательного перемещения элементарного объема и скорость его деформации, которые изменяются вдоль названной оси координат от подошвы до кровли конвектирующей геосферы. В этих крайних точках $v_z = 0$, поскольку в этих точках вертикальное конвективное перемещение

сменяется компенсирующим его горизонтальным перемещением элементарных объемов. Между этими точками v_z изменяется по определенному закону. Для простейшего случая конвекции такой закон установлен еще Дж. У. Рэлеем (см. в [9]) и представляет собой периодическую функцию:

$$v_z = A \cos \frac{\pi}{h} z, \quad (2)$$

где: A – константа, численно характеризующая максимальную скорость v_z в начале координат (в середине слоя), где $z = 0$. Используя формулу (1), находим:

$$\varepsilon'_z = -A \frac{\pi}{h} \sin \frac{\pi}{h} z. \quad (3)$$

Сравнение формул (2) и (3) показывает, что оба параметра – скорость поступательного перемещения элементарного объема v_z и скорость его деформации ε'_z выражаются одинаковыми по своей структуре периодическими функциями. Поэтому их усредненные по вертикали (по мощности слоя) характерные значения отличаются лишь множителем π/h .

Таким образом, характерная усредненная по вертикали скорость деформации для геодинамических систем и соответствующих геосфер разного ранга обратно пропорциональна мощностям этих геосфер, указанным в таблице, и поэтому сильно различается. Для ГС–1 и всей мантии она имеет порядок $1.5 \times 10^{-16} \text{ с}^{-1}$, для ГС–2 и верхней мантии – $7 \times 10^{-16} \text{ с}^{-1}$, для ГС–3 и геосферы астеносфера + литосфера – от $1.3 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ до $6.0 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, для ГС–4 и осадочного чехла в складчатых поясах – $4.5 \times 10^{-14} \text{ с}^{-1}$.

Средняя скорость деформации в складчатых поясах, определенная независимыми методами, составляет, с точностью до порядка, $6 \times 10^{-14} \text{ с}^{-1}$ [8], что весьма близко к вышеприведенной оценке для ГС–4 и свидетельствует об ее относительной достоверности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отношение мощности геосфер, в которых функционируют геодинамические системы разного ранга, к длительности геодинамических циклов соответствующего ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений – 0.45 ± 0.10 см/год – и поэтому может быть квалифицировано как *внеранговая “геодинамическая константа”*. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его *формальный* физический смысл – это *усредненная по времени* скорость

подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы в течение геодинамического цикла. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

О необходимости выявления различных констант в геодинамике (как это делается в других науках) автор уже писал [8], предложив в качестве примера “константу складчатости”. Последняя представляет собой безразмерное отношение ($\sigma/\eta \sim 1$) произведения величины складкообразующих напряжений на длительность их действия к вязкости слоистой толщи, численно равное 1, с точностью до половины порядка. Посредством “константы складчатости” удалось показать, что величина складкообразующих напряжений весьма мала и определяется параметрами термофлюидной валиковой конвекции в осадочном чехле (ГС-4, см. таблицу). С помощью же “геодинамической константы” можно оценить длительность геодинамических циклов для ГС-3а и ГС-3в (см. таблицу, вопросительные знаки). В первом случае это будет $350 \text{ км}/0.45 \text{ см/год} \approx 80 \text{ млн. лет}$, а во втором – $75 \text{ км}/0.45 \text{ см/год} \approx 15 \text{ млн. лет}$. Что отражают эти цифры в реальной геологической истории, пока неясно.

Средняя скорость деформации, в отличие от вышеназванной средней скорости тектонического течения, постоянством не отличается. Она обратно пропорциональна мощности геосферы соответствующего ранга. В то же время из таблицы видно, что, с *повышением ранга*, не только геосфера имеет все *меньшую мощность*, но и соответствующая геодинамическая система функционирует во все более *локальных ареалах*. Этот факт является конкретным воплощением абстрактной компьютерной модели “каскадной” конвекции в геосферах Земли [24]. Увеличение скорости деформации во все более локальных ареалах является одним из выражений эффекта “слабого звена”. Сущность этого эффекта наиболее отчетливо проявляется при рассмотрении гораздо более мелкомасштабных процессов деформации в земной коре, при сочетании *обширной*, но *медленной* пластической деформации с более *локальной*, но *быстрой* разрывной деформацией.

Автор искренне признателен рецензентам академику РАН В.Е. Хаину и доктору геол.-мин. наук В.С. Буртману за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить содержание статьи.

Работа выполнена в соответствии с программой “Университеты России” и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 98-05-64868).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
2. Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника. 1991. № 6. С. 21–35.
3. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
4. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
5. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 131 с.
6. Волобуев М.И., Гончаров М.А. Альтернативные мантийные источники CFB, OIB и MORB: геодинамическая модель // Научная конференция “Ломоносовские чтения – 2001”: Тезисы докладов. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 10–11.
7. Геологические структуры. М.: Недра, 1990. 292 с.
8. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
9. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
10. Гончаров М.А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем // Геология. 2. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 13–17.
11. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
12. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по “правилу буравчика” // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 128–131.
13. Гончаров М.А. Оценка характерной скорости деформации в иерархически соподчиненных геосферах: эффект “слабого звена” // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 159–163.
14. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 496 с.
15. Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д. Строение литосферы Антарктики и ее изостатическое состояние // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 30–36.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

17. *Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 81 с.
18. *Левин Л.Э.* Реологическая расслоенность термической литосферы и задача оценки сейсмической опасности // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 324–327.
19. *Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // *Геотектоника*. 1996. № 3. С. 36–53.
20. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
21. *Ломизе М.Г., Захаров В.С.* Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 3–16.
22. *Лукьянов А.В.* Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
23. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
24. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 5–13.
25. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М. Пуцаровский, А.А. Пейве, Ю.Н. Разницын, Е.С. Базилевская. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
26. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
27. *Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // *Геотектоника*. 2004. № 1. С. 73–86.
28. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
29. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 3–14.
30. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
31. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. // М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 560 с.
32. *Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // *Геотектоника*. 1991. № 3. С. 3–15.
33. *Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Петролого-геомеханические аспекты позднекайнозойской геодинамики Альпийско-Гималайского пояса: пример развития зоны коллизии на фоне суперплюма // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы докладов. М.: Научный мир, 2001. С. 146–147.
34. *Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
35. *Bozhko N.A., Goncharov M.A.* Global balanced arrangement of the geodynamic polarity of Earth’s Southern and Northern hemispheres // L.P. Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. Kiel (Germany): GEOMAR, 1993. P. 43–44.
36. *Forsyth D.W., Scheirer D.S., Webb S.C. et al.* (The MELT Seismic Team) Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: the MELT experiment // *Science*. 1998. Vol. 280. P. 1215–1218.
37. *Ismail-Zadeh A.T., Huppert H.E., Lister J.R.* Analytical modelling of viscous diapirism through a strongly non-Newtonian overburden subject to horizontal forces // *Journal of Geodynamics*. 2001. Vol. 31. № 5. P. 447–458.
38. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basin in the Western Pacific // *Journal of Geophysical Research*. 1971. Vol. 76. P. 2542–2561.
39. *Masson F., Achauer U., Wittlinger G.* Joint analysis of P-traveltimes teleseismic tomography and gravity modelling for Northern Tibet // *Journal of Geodynamics*. 1998. Vol. 26. № 1. P. 85–109.
40. *Pavoni M., Müller M.V.* Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // *Journal of Geodynamics*. 2000. Vol. 30. № 5. P. 593–601.
41. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. London: Academ. Press. Incorp., 1987. P. 309–700.
42. *Rogozhin E.A.* Morphology and origin of folding in the South Tien Shan // *Russ. Journ. Earth Sci.* 2004. Vol. 6. № 1. P. 1–34.
43. *Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H.* Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 27. № 4/5. P. 585–608.
44. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 28. № 2/3. P. 97–116.
45. *Trubitsyn V.P., Rykov V.V., Jacoby W.R.* A self-consistent 2-D model for the dip angle of mantle downflow beneath an overriding continent // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 28. № 2/3. P. 215–224.

Рецензенты: В.Е. Хаин, В.С. Буртман

Quantitative Correlation between Geodynamic Systems and Geodynamic Cycles of Various Ranks

M. A. Goncharov

*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Moscow
e-mail: gonch@dynamo.geol.msu.ru*

Abstract—A concept of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres developed by the author is briefly characterized. Geospheres of different ranks—(i) the Earth as a whole, (ii) the mantle and the crust, (iii) the upper mantle and the crust, (iv) the asthenosphere + the lithosphere, and (v) sedimentary cover—are successively enclosed in one another. Convective geodynamic systems of the respective ranks function in each of these geospheres. Such systems are composed of cells controlled by balanced arrangement of the tectonic flow and consisting, in turn, of domains of horizontal compression and horizontal extension alternating in chessboard order. The hierarchical organization of geodynamic systems implies that the domain of a lower rank (a larger scale) is simultaneously a system of a higher rank (a smaller scale). The interference of geodynamic systems of various ranks generates the entire spectrum of tectonic units of different scales, from the substantially continental Northern Hemisphere and the Indo–Atlantic segment of the Earth to small folds in orogenic belts. The geodynamic systems of various ranks reveal quantitative correlation with the hierarchical series of geodynamic cycles established by V.E. Khain [29]. The ratios of the thicknesses of the geospheres, where geodynamic systems of various ranks work, to the duration of the geodynamic cycle of the respective rank fall within a very narrow range of 0.45 ± 0.10 cm/yr. Therefore, this ratio may be regarded as an out-of-rank geodynamic constant that has dimensionality of velocity. Its formal physical meaning is a time-averaged rate of uplift of a minor elementary body of a geosphere from bottom to top during the geodynamic cycle. This rate may be deemed a characteristic velocity of the ascending convective flow in any of the aforementioned geospheres. The physical and geologic reality of this velocity is confirmed by realistic (within an order of magnitude) estimates of rates of continental drift and oceanic spreading deduced from this value. In contrast to the average velocity of tectonic flow, the average rate of deformation is variable and inversely proportional to the thickness of a geosphere of a respective rank. Not only does the thickness of a geosphere decrease with increasing rank but also the respective geodynamic system functions within more local areas. This is a specific realization of the abstract computer model of cascade convection in geospheres [24]. The increase in the deformation rate within increasingly local areas is a manifestation of the weak link effect. The essence of this effect is clearly demonstrated by a combination of extensive but slow ductile deformation and more local but faster brittle failure resulted from small-scale deformation in the Earth's crust.