

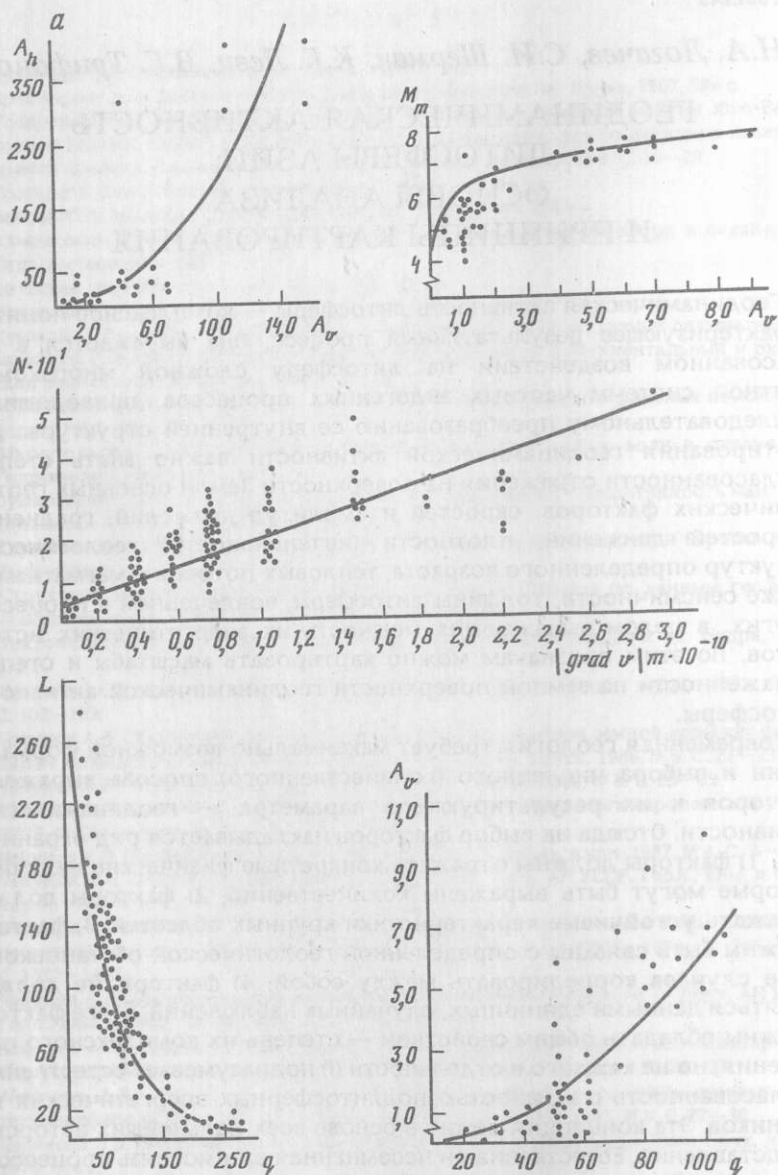
*Н.А. Логачев, С.И. Шерман, К.Г. Леви, В.Г. Трифонов*

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ АЗИИ: ОСНОВЫ АНАЛИЗА И ПРИНЦИПЫ КАРТИРОВАНИЯ

Геодинамическая активность литосферы — комплексное понятие, характеризующее результативный процесс. Она выражается в согласованном воздействии на литосферу сложной многокомпонентной системы частных эндогенных процессов, приводящих к последовательному преобразованию ее внутренней структуры. Для картирования геодинамической активности важно знать степень согласованности отражения на поверхности Земли основных геотектонических факторов: скоростей и амплитуд движений, градиентов скоростей движений, плотности (интенсивности) геологических структур определенного возраста, тепловых потоков и магматизма, а также сейсмичности, толщины литосферы, вовлеченной в процесс, и других, в целом выражающих мощность их энергетических источников. По этим признакам можно картировать масштабы и степень выраженности на земной поверхности геодинамической активности литосферы.

Современная геология требует максимально возможной формализации и выбора численного (количественного) способа выражения факторов и их результирующего параметра — геодинамической активности. Отсюда на выбор факторов накладывается ряд ограничений: 1) факторы должны отражать конкретные физические величины, которые могут быть выражены количественно; 2) факторы должны отражать устойчивые характеристики крупных областей; 3) факторы должны быть связаны с определенной геологической обстановкой, в ряде случаев коррелировать между собой; 4) факторы не должны являться данными единичных, случайных наблюдений; 5) все факторы должны обладать общим свойством — степень их комплексного проявления, но не каждого в отдельности (!) подразумевает естественную согласованность с мощностью подлитосферных энергетических источников. Эта концепция лежит в основе всех дальнейших авторских представлений. Естественная и несомненная взаимосвязь процессов и структур обосновывается тем, что, как правило, любой из отдельно взятых факторов должен коррелировать с одним или несколькими другими.

На рис. 1 показаны соотношения между некоторыми из главных факторов. Рассмотрим прежде всего, какую же сторону глубинного геодинамического процесса отражают некоторые из основных факторов. Основным признаком при геодинамическом районировании следует считать крупные геологические структуры и порождающие их тектонические движения.



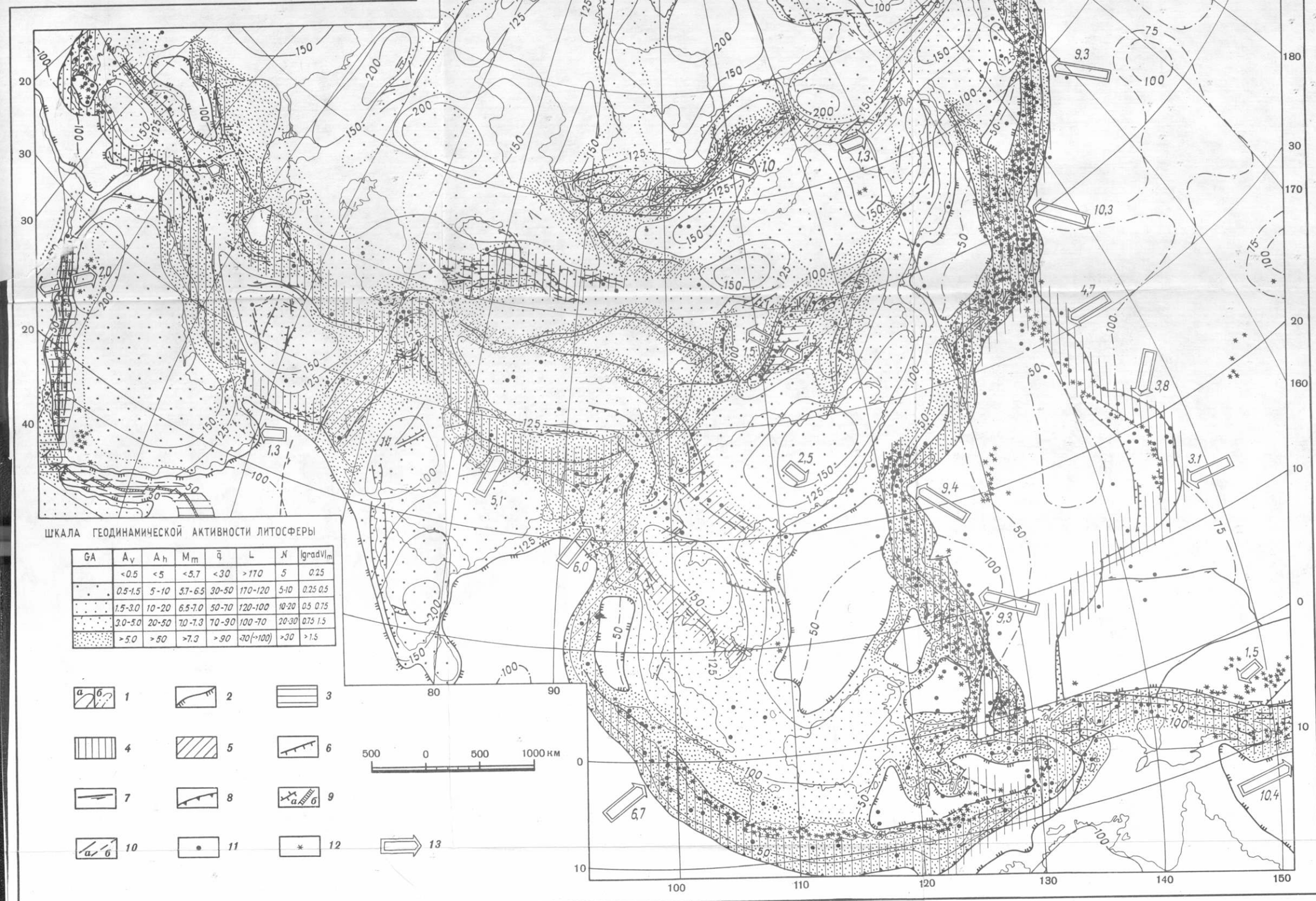
Ри с. 1. Графики связи между основными факторами геодинамической активности литосферы

$A_v, A_h$  — размах амплитуды вертикальных и горизонтальных неотектонических движений, км;  $|\text{grad } v|_m$  — градиент скорости вертикальных неотектонических движений,  $\text{год}^{-1}$ ;  $N$  — плотность разломов,  $\text{км}^{-2}$ ;  $M_m$  — максимальные значения магнитуд инструментально зарегистрированных землетрясений;  $q$  — плотность теплового потока,  $\text{МВт}/\text{М}^2$ ;  $L$  — толщина континентальной литосферы, км

(к ст. Н.А. Логачева и др.)

Рис. 2. Схема геодинамической активности литосферы Азии. Составили К.Г. Леви, С.И. Шерман, В.Г. Трифионов, А.И. Кожурин, В.И. Макаров

1 — толщина литосферы, км: а — континентальной, б — океанической; 2 — граница континентального склона; 3—5 — области проявления горизонтальных движений: 3 — раздвиговых, 4 — взбросо-надвиговых, 5 — сдвиговых; 6—10 — активные разломы: 6 — сбросы, 7 — сдвиги, 8 — взбросы и надвиги, 9 — раздвиги: а — на континентальной литосфере, б — на океанической литосфере, 10 — разломы с неустановленной кинематикой движений; а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — эпицентры сильных М>6 землетрясений; 12 — активные вулканические центры; 13 — направление и скорость (цифры у стрелки в см/год) горизонтальных движений на границах литосферных плит

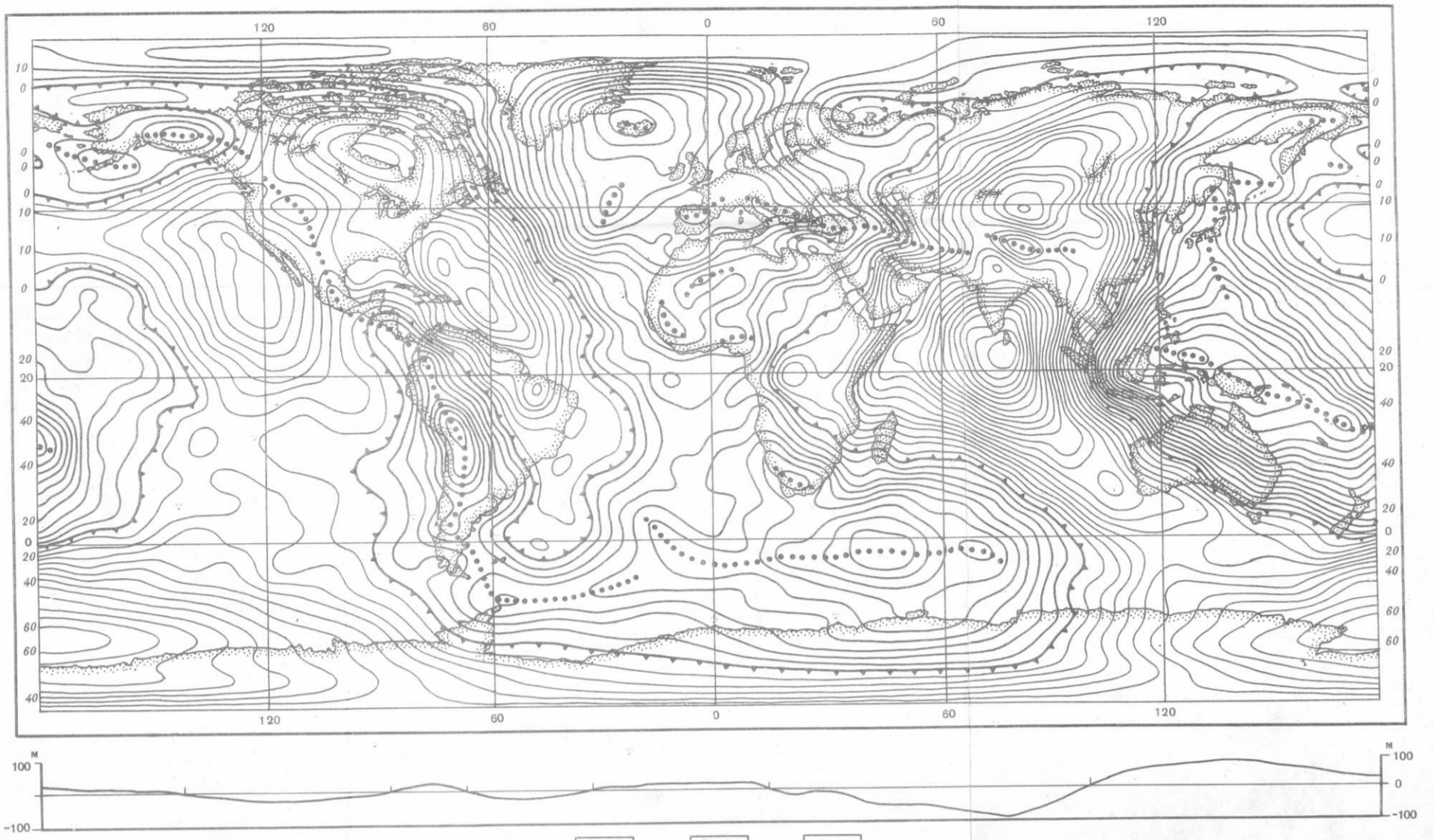


ШКАЛА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

GA	A <sub>v</sub>	A <sub>h</sub>	M <sub>m</sub>	q̄	L	N	lg grad V <sub>l</sub> m
<0.5	<5	<5.7	<30	>170	5	0.25	0.25
0.5-1.5	5-10	5.7-6.5	30-50	170-120	5-10	0.25-0.5	
1.5-3.0	10-20	6.5-7.0	50-70	120-100	10-20	0.5-0.75	
3.0-5.0	20-50	7.0-7.3	70-90	100-70	20-30	0.75-1.5	
>5.0	>50	>7.3	>90	70-100	>30	>1.5	

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

500 0 500 1000 км

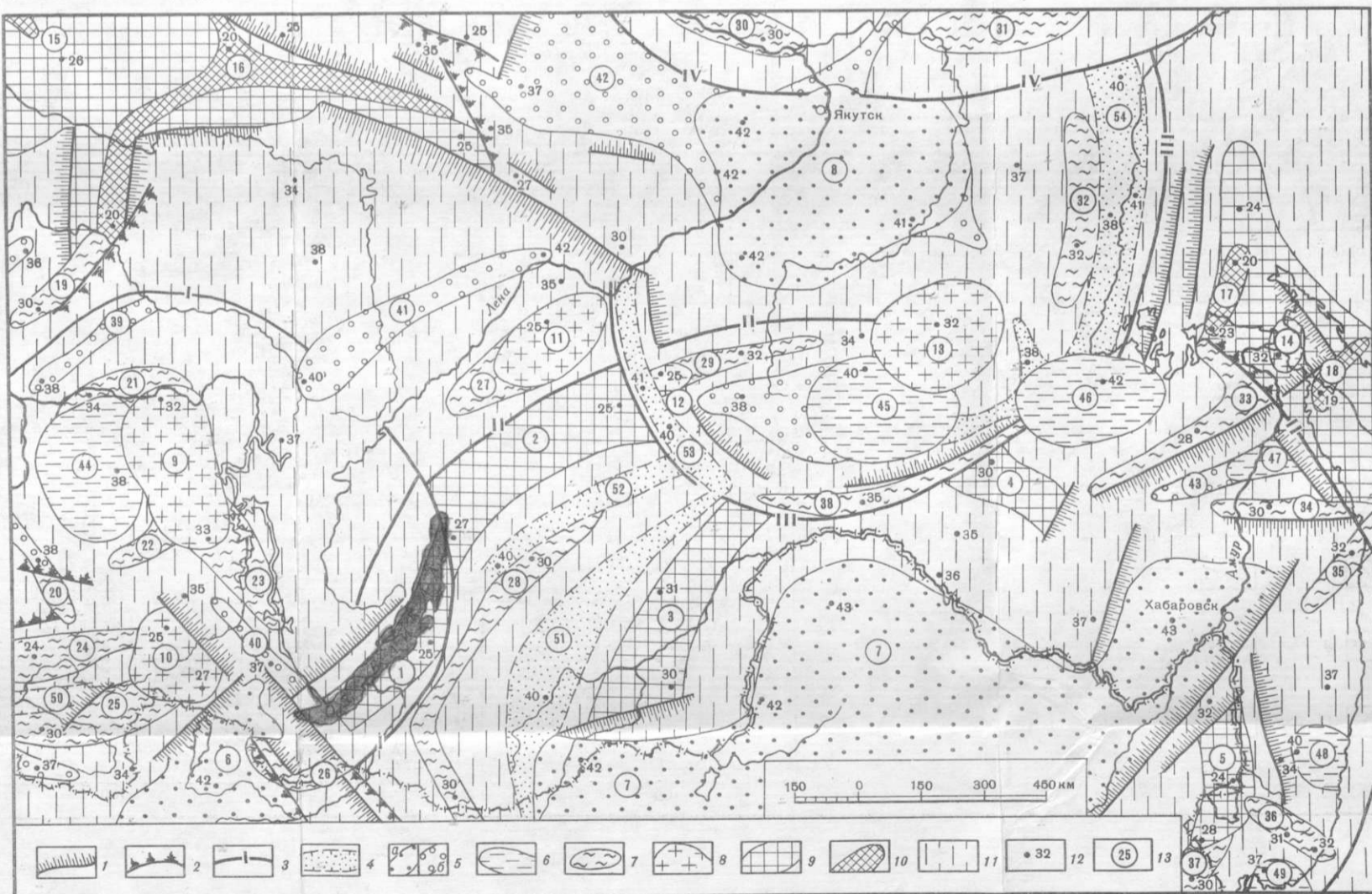


Карта поверхности геоида по Х. Рейгберу и др. [26].

Указано превышение геоида относительно сфероида (земного эллипсоида) с экваториальным радиусом  $A = 6378,140$  км и полярным сжатием:  $F = 1/298,257$ . Вверху — профильный разрез, проведенный по экватору; 0—0 — поверхность земного эллипсоида. 1 — изогонсы поверхности геоида че-

рез 5 м, слева и справа от рамки карты — его превышения относительно сфероида; 2 — нулевая изогонса, точки которой совпадают с поверхностью сфероида (штрихи направлены в сторону понижения поверхности геоида); 3 — оси узких поднятий (выпуклостей) геоида, указывающих на концентрацию масс в коре и верхней мантии

(к ст. В. В. Соловьева, А. Д. Щеглова)



Структурная схема поверхности верхней мантии Юго-Востока СССР

1 — крутосклонные зоны; 2 — высокоградиентные ("обрывистые") зоны; 3 — границы мегаструктур (геоконов) центрального типа: I — Ангарского, II — Восточно-Азиатского, III — Алданского, IV — Верхояно-Колымского; 4 — трог; 5 — депрессии: а — глубокопогруженные, б — слабопрогнутые ложбины; 6 — котловины; 7 — валы; 8 — диапиры; 9 — значительно приподнятые блоки; 10 — гребни; 11 — площади слабодифференцированной поверхности мантии; 12 — глубина залегания поверхности верхней мантии, км; 13 — структурные формы мантии: 1—5 — приподнятые мантийные блоки мегаструктур центрального типа (1 — Байкальский, 2 — Кодаро-Удоканский, 3 — Газимурско-Тунгирский, 4 — Норско-Мамынский, 5 — Дальнереченский), 6—8 — глубокие мантийные депрессии (6 — Хубсугульская, 7 — Северо-Китайская, 8 — Лено-Алданская), 9—14 — мантийные диапиры (9 — Чаунский, 10 — Окинский, 11 — Патомский, 12 — Олекминско-Становой, 13 — Токинский, 14 — Усть-

Амурский, 15—18 — интенсивно поднятые мантийные гребни (15 — Северный, 16 — Мойеро-Учаминский, 17 — Мевачанский, 18 — Тымско-Татарский), 19—38 — мантийные валы (19 — Тейский, 20 — Манский, 21 — Нижнеангарский, 22 — Бирусинский, 23 — Братский, 24 — Бий-Хемский, 25 — Малоенисейский, 26 — Джидинский, 27 — Витимо-Чайский, 28 — Забайкальский, 29 — Олекмо-Становой, 30 — Ленский, 31 — Тыры-Хольянский, 32 — Верхнемайский, 33 — Чаятно-Горинский, 34 — Мяочано-Тумнинский, 35 — Совгаванский, 36 — Ханкайский, 37 — Раздольненский, 38 — Тукурингский), 39—43 — мантийные ложбины (39 — Чадобецкая, 40 — Усть-Ангарская, 41 — Непская, 42 — Вилюйская, 43 — Эворонская), 44—49 — мантийные котловины (44 — Тайшетская, 45 — Верхнезейская, 46 — Удская, 47 — Сизиманская, 48 — Дальнегорская, 49 — Ливадийская), 50—54 — мантийные трог (50 — Туранский, 51 — Черского, 52 — Верхневитимский, 53 — Чаро-Витимский, 54 — Джугджурский)

Масштабы структур парагенетически связаны с толщиной литосферы. Действительно, в природе и эксперименте установлено, что между толщиной деформируемого тела (пласта) и развивающимися в нем структурам имеется определенная связь. Таким образом, можно утверждать, что в пределах континентов структуры с поперечниками более 70 км, соответствующими минимальной толщине континентальной литосферы в рифтовых зонах, пропорциональны толщине литосферы или по крайней мере большей ее части. Наличие подобных по размеру структур свидетельствует об активизации всего разреза литосферы. Одновременно толщина литосферы позволяет судить о потенциальных возможностях тех или иных территорий к тектонической активизации, т.е. чем толще литосфера, тем большие по площади территории могут быть одновременно вовлечены в движение, в то же время амплитуды движений находятся в более сложной зависимости с толщиной литосферы.

Результатом деформации литосферы в целом и особенно ее верхней "хрупкой" части является сейсмическая активность. Она несет практически немедленную информацию о произошедших деформациях определенного объема литосферы и резких подвижках в области очага. Магнитуда землетрясения при прочих равных условиях пропорциональна скорости деформирования, размерам области накопления напряжений, мощности деформируемого слоя, размерам структур, глубине очага и некоторым другим параметрам. Важно, что потенциальная магнитуда землетрясений пропорциональна интенсивности тектонического процесса в литосфере. Поэтому зафиксированную за историческое время максимальную магнитуду, или сейсмический потенциал<sup>1</sup>, можно рассматривать в качестве одной из комплексных физических характеристик геодинамики литосферы на ее современном этапе активности. Эта мысль достаточно четко сформулирована В.В. Белоусовым и В.Н. Шолпо [2, С. 48]: "...В землетрясении ... мы получаем право видеть ... кратковременное сиюминутное выражение тектонических движений. Землетрясения дают возможность как бы анатомировать тектонические движения..."

Об активности литосферы однозначно свидетельствуют и проявления магматизма. По площадям распространения и объемам кайнозойских базальтов и вулканических построек также можно оценивать степень кайнозойской геодинамической активности. Вулканизм проявляется дискретно, но характеризует длительный период однонаправленного процесса подготовки условий для образования родоначальных расплавов в верхней мантии и путей их проникновения на земную поверхность.

Вулканизм для оценки геодинамической активности литосферы можно характеризовать по площади его распространения. И.В. Луцицкий [7] показал, что проявления вулканизма на поверхности Земли группируются в линейно вытянутые зоны, образуя вулканические

<sup>1</sup> Сейсмический потенциал — максимально возможная магнитуда землетрясения при определенных условиях геодинамической и литологической обстановки.

поля, совпадающие с тектонически подвижными областями. Отсюда для региональных и более крупных по размеру территорий интенсивность вулканизма  $V_L$  оценивается его объемом  $V_n$ , отнесенным к единице времени  $t$  и длины вулканического пояса  $L$ , т.е.  $V_L = V_n/tL$ .

В определенной мере показателем геодинамической активности литосферы является плотность теплового потока. По сравнению с характеристиками движений или сейсмичностью передача глубинной тепловой энергии отстает во времени от других динамических процессов в литосфере. Длительность прогрева при постоянстве температуры на ее подошве пропорциональна толщине литосферы. Кайнозойский вулканизм и тепловой поток необходимо рассматривать как процесс и физическое поле, отражающие геодинамическую активность за продолжительный период времени. На рис. 1 показаны корреляционные связи между основными параметрами, по значениям которых определяется степень геодинамической активности литосферы.

Возникает необходимость отображения перечисленной геолого-геофизической информации в виде какого-то обобщенного показателя, учитывающего возможные вариации образующих его параметров. Естествен подход к получению такого показателя с позиций множественного корреляционно-регрессионного анализа. Но для этого необходимо знать, хотя бы в условных единицах, численное значение величины геодинамической активности литосферы. Но именно эта величина нам фактически и неизвестна. Поэтому статистический подход к анализу данных в рассматриваемом случае пока не пригоден.

В порядке полумеры для предварительного решения поставленной задачи количественная информация о геодинамической активности была выражена через качественный — интегральный показатель. Он ранжирован по 5-балльной шкале. 1 балл по шкале геодинамической активности предполагает варьирование факторов в заранее оговоренных пределах (табл. 1). Эти пределы установлены путем анализа всех выше рассмотренных величин. В качестве основной, "первично" ранжируемой характеристики выбрана плотность глубинного теплового потока как относительного показателя энергетики эндогенных процессов. Ранжирование было проведено с выдержанным шагом, равным  $20 \text{ мВт/м}^2$  вправо и влево от средней плотности теплового потока по континентам — примерно  $50 \text{ мВт/м}^2$  [9]. "Вторичное" ранжирование амплитуд тектонических движений, параметров сейсмичности и толщины литосферы проводилось путем деления кривых (рис. 1) на интервалы, пропорциональные шагу плотности теплового потока  $20 \text{ мВт/м}^2$ . Результаты согласования характеристик в виде интегрального показателя приведены в табл. 1, которая по существу и является основным условным знаком схемы геодинамической активности литосферы Азии (рис. 2, см. вкл.). Предлагаемая вниманию схема представляет собой результат последовательного развития идеи о комплексном анализе геолого-геофизической информации, изложенной в работах [1, 3—6]. Обзор этих исследований показывает

Главные геолого—геофизические показатели  
геодинамической активности

Интегральный показатель геодинамической активности, баллы	Размах амплитуд вертикальных неотектонических движений $A_v$ , км	Размах амплитуд горизонтальных неотектонических движений $A_h$ , км	Градиент скоростей вертикальных движений $ \text{grad } v  \text{ год}^{-1}$	Плотность активных разломов, $1/\text{км}^2$	Максимальные магнитуды инструментально зарегистрированных землетрясений, $M$	Плотность теплового потока, $\text{МВт}\cdot\text{м}^2$	Толщина континентальной литосферы $L$ , км <sup>2</sup>
1	<0,5	<5	<0,25	<5	<5,7	<30	<170
2	0,5—1,5	5—10	0,25—0,5	5—10	5,7—6,5	30—50	170—120
3	1,5—3,0	10—20	0,5—0,75	10—20	6,5—7,0	50—70	120—100
4	3,5—5,0	20—50	0,75—1,5	20—30	7,0—7,3	70—90	100—70
5	>5,0	>50	>1,5	>30	>7,3	>90	>70

(120)\*

\* Значение толщины в зонах континентальной коллизии.

правомерность такого подхода к интерпретации имеющихся данных, хотя окончательная его реализация пока далека от своего логического завершения.

Схема геодинамической активности литосферы Азии позволяет наглядно представить себе характер взаимоотношений между регионами, различающимися по степени геодинамической активности. Отметим, что низкая и очень низкая геодинамическая активность свойственна Сибирскому литосферному блоку, объединяющему пространства Западной и Восточной Сибири. Наиболее активными являются зоны рифтогенеза в Прибайкалье, структуры Памиро-Тянь-Шаня, Гималаев и сопредельных территорий, образование которых связано с Индо-Азиатской коллизией. Сходство значений интегрального показателя для этих весьма несхожих в тектоническом плане регионов позволяет предполагать близкие по величине затраты энергии на структурообразование, движения и тепломассоперенос в зависимости от геодинамического режима литосферы.

Современная тектоника рассматривает четыре основных типа главных геодинамических режимов. Их выделение опирается на базисные понятия тектоники плит и связано с вариациями движений плит. Различают режимы преобладания напряжений горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, сдвига и, наконец, преобладания вертикальных напряжений сжатия и растяжения. Как правило, первые три режима характерны для межплитных границ, последний — для интраплитных ситуаций. Режимы определяют тензор напряженного состояния, а он — форму реализации энергии при этих режимах или, другими словами, интенсивность развития конкретных факторов геодинамической активности.

При любых геодинамических режимах энергия в основном расходуется на три процесса: 1) деформацию и разрушение, т.е. формирование блоковой структуры разных порядков; 2) движение блоков; 3) магматизм и тепловой поток (тепломассоперенос).

Сопоставим затраты энергии, потребляемые на деформацию и разрушение, причем не на всю, а только на движения по плоскостям единичных разрывов, преобладающих в режимах сжатия, растяжения и сдвига, т.е. надвигов, сбросов и сдвигов. Подобные расчеты были проведены Р. Сибсоном [10].

Примем средний угол наклона  $\theta$  надвигов  $\sim 30^\circ$ , сбросов  $\sim 60^\circ$  и сдвигов  $\sim 90^\circ$ . Коэффициент статического трения  $\mu = 0,75$ . Условия начала скольжения по разломам в символике главных напряжений можно записать  $(\sigma_3 - \sigma_1)\text{Sin}2\theta = \mu [(\sigma_3 + \sigma_1) - (\sigma_3 - \sigma_1)\text{Cos}2\theta]$ . Р. Сибсон теоретически оценил минимальные отношения  $\sigma_3/\sigma_1$ , при которых начинаются движения по разломам.

Используя методику расчетов с учетом литостатического и порового давлений и разных средних углов наклона надвигов ( $30^\circ$ ), сбросов ( $60^\circ$ ) и сдвигов ( $90^\circ$ ), можно показать, что соотношения дифференциальных напряжений, необходимых для начала скольжения по надвигам, сдвигам и сбросам, соответственно 4:1,6:1. Разность напряжений для начала движения по надвигам в 4 раза должна быть выше, чем сбросов. Сдвиги занимают промежуточное положение и приближаются либо к надвигам, либо к сбросам в зависимости от конкретной ориентации по отношению к горизонту тензора напряжений.

Теперь несложно перейти к анализу наиболее важной для нас величины — распределению и затратам энергии деформации на единицу объема горной массы при формировании надвигов, сбросов и сдвигов. Распределение энергии  $E$  упругих деформаций непосредственно перед началом движений по разрывам можно оценить из выражения

$$E = [(\sigma_3 - \sigma_1)^2/6G][1 - (\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1) + ((\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1))^2],$$

где  $G$  — модуль жесткости.

При прочих равных условиях объемная плотность энергии, накопленная перед началом движений, будет пропорциональна квадрату разности максимальных напряжений сжатия и растяжения, т.е.  $(\sigma_3 - \sigma_1)^2$ . Отсюда соотношение объемной плотности энергии, накопленной на одинаковых глубинах у надвигов, сдвигов и сбросов, будет 16:2, 6:1 (рис. 3).

Заметим, что расчеты приведены для идентичных на глубинах условий при средних для каждой группы разломов углах наклона и одинаковых коэффициентах статического трения. В действительности же формирование надвигов происходит при больших значениях коэффициента статического трения и непостоянном угле наклона. В то же время сбросы часто имеют вертикальное падение сместителя, и трение практически равно нулю. Поэтому реальные цифры соотношения накопленной энергии напряжений будут



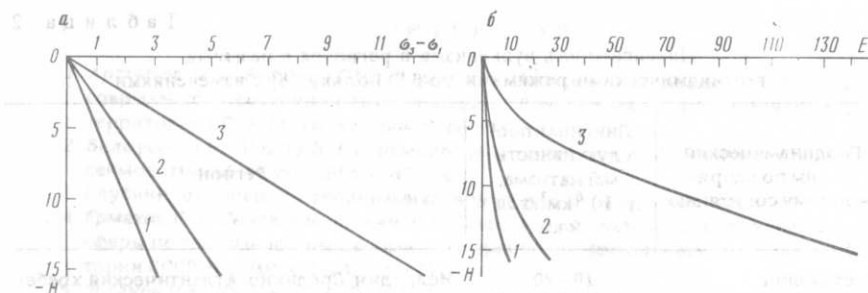


Рис. 3. Теоретические условия начала движений по сбросам, сдвигам и надвигам в верхней части земной коры

а — минимальная разница максимальных напряжений сжатия и растяжения ( $\sigma_3 - \sigma_1$ ), необходимая для начала движений по сбросам (1), сдвигам (2) и надвигам (3) на различных глубинах  $H$  при коэффициенте трения  $\mu = 0,75$  [10]; б — затраты энергии  $E$  (в относительных величинах), необходимые для движения по сбросам (1), сдвигам (2) и надвигам (3) на различных глубинах

отличаться у надвигов и сбросов более чем в 16 раз. Таким образом, в зонах коллизии, где преобладают надвиги и взбросы, затраты энергии только на движения по разломам будут в 10—20 раз выше аналогичных затрат в зонах спрединга.

То же самое можно сказать и о собственно процессе начала разрушения. Хорошо известно, что при прочих равных условиях прочность горных пород на сжатие в 8—10 раз выше, чем при растяжении. И здесь на первичное разрушение в случаях сжатия затрачивается в десятки раз больше энергии. В действительности эта величина будет еще больше, если учесть, что плотность разломов в зонах горошения литосферы примерно в 1,5 раза выше, чем в рифтовых зонах.

Для сравнения вспомним, что с разломообразованием тесно связана сейсмическая активность. Известно, что в зонах коллизии выделяется более 90% всей сейсмической энергии, а в зонах рифтогенеза — не более 5—6%. Различие по общему энергетическому балансу в этих зонах с разными геодинамическими режимами достигает 16 крат. Цифры эти хорошо коррелируют с полученными выше соотношениями плотностей энергий деформаций, накапливаемых перед началом подвижек у надвигов и сбросов. Энергетические затраты, связанные с движениями блоков, специально не оценивались. В принципе они будут пропорциональны амплитудам перемещения и скоростям движений.

Основную идею подтверждает и оценка интенсивности вулканизма. Обзор имеющейся информации показывает несопоставимость характера проявления вулканизма в зонах рифтогенеза, субдукции и коллизии. Б.Г. Поляк [8] обобщил данные по интенсивности вулканизма Исландии, Камчатки, Курильских, Японских и Марианских островов, Охотско-Чукотского вулканического пояса, Новой Зеландии, Центральных Анд, ряда сегментов Альпийско-Гималайского пояса и Восточно-Африканской рифтовой системы. Эти данные отражают

Интенсивность вулканизма в регионах с разными геодинамическими режимами по Б.Г. Поляку [8] с изменениями

Геодинамический режим по напряженному состоянию	Линейная продуктивность магматизма, $\text{п} \cdot 10^{-6} \text{ км}^3/\text{год} \times \text{км}$	Регион
Растяжение	10—40	Исландия, Срединно-Атлантический хребет
Растяжение	10—15	Кенийско-Эфиопская ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы
Сжатие, сжатие со сдвиговой компонентой	10—20	Курилы, Марнаны, Малые Антилы
Сжатие со сдвиговой компонентой	2—7	Охотско-Чукотский пояс
Сжатие	2—7	Япония, Новая Зеландия
	2—7	Центральные Анды
	2—3	Центральный Иран, Эльбурс

осредненную линейную продуктивность вулканизма, отнесенную главным образом к неоген-четвертичному этапу их развития (табл. 2). Систематизированные по величине и регионам, они показывают относительную энергетическую специфику подвижных вулканических поясов, расположенных в регионах с разными режимами геодинамического развития. Характерно, что в межконтинентальных (внутриконтинентальных) поясах, возникающих при тектоническом сближении соседних плит, вулканическая активность снижается до минимума и, как отмечает Б.Г. Поляк [8], прекращается вовсе.

Разная интенсивность магматизма наводит на мысль о его балансирующей роли в реализации примерно равных порций энергии, поступающих в литосферу в результате конвекции. Такое заключение основано на представлениях о примерном равенстве подлитосферного энергетического потенциала конвекционных потоков, обеспечивающих различные энергетические режимы. Отсюда равные энергетические возможности регионов с различными геодинамическими режимами отражаются равными интегральными показателями геодинамической активности.

Таким образом, геодинамическая активность, выраженная через интегральный показатель, позволяет районировать литосферу в соответствии с распределением энергетических затрат, а геодинамические режимы определяют формы реализации энергии тектонических процессов. Авторам представляется, что комплексный анализ широкого круга геолого-геофизических данных, подобный проведенному выше, открывает пути нового понимания взаимосвязей геологических процессов и структур и расширяет возможности геотектонической картографии.

1. Артемьев М.Е., Рейснер Г.И., Шолло В.Н. Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 80—93.
2. Белоусов В.В., Шолло В.Н. Сейсмология и геотектоника // Проблемы современной сейсмологии. М.: Наука, 1985. С. 47—56.
3. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983. 276 с.
4. Ермаков Б.В., Семов В.Н., Шукин Ю.К. Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 8—23.
5. Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы Сибири в кайнозойе // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 3—10.
6. Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 97—108.
7. Лучицкий И.В. Некоторые общие вопросы глобальных палеовулканологических реконструкций // Глобальные палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 4—14.
8. Поляк Б.Г. Различия вулканической активности в современных подвижных поясах // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 206—217.
9. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 531 с.
10. Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. Vol. 249, N 5457. P. 542—544.

М.Л. Сомин

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМИРОВАНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Данные о строении метаморфического слоя земной коры альпино-типных (линейных складчато-шарьяжных) систем фанерозоя привлекают внимание в связи с тем, что позволяют судить о глубокой структуре этих систем и о том, как она формировалась: при большом горизонтальном сокращении пространства с вовлечением в латеральные перемещения больших масс литосферы или, альтернативно, при неизменной ширине подвижного пояса и ведущей структурообразующей роли адвекционного механизма. Кроме того, молодые складчатые системы предоставляют наиболее благоприятный материал для обсуждения проблемы соотношения тектонических движений и регионального метаморфизма.

Попытки решать эти сложные вопросы, базируясь только на общих подходах и умозрительных тектонических и петрологических моделях, малоперспективны, так как обычно они дают многовариантные решения. В любом случае эти модели должны поверяться конкретными региональными детально изученными материалами. Обратимся к некоторым из них.