С. И. Шерман

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ[[1]](#footnote-1)\***

М.В. Гзовским и его учениками показано, что тектонофизика при­звана устанавливать закономерности количественных соотношений между различными физическими характеристиками геологических структур и объектов, выявлять связь между структурами и процес­сами, внутри первых и вторых и между собой. Иными словами, тектонофизика должна дать физическую теорию тектонических процессов.

**Полевые тектонофизические методы**

Исходя из общих задач тектонофизики, ее основные методы груп­пируются по трем направлениям (видам); полевые, эксперимен­тальные и синтетические (рис. 19). Полевые, или геолого-геофизические, включают в себя следующие типы работ: структурно-геологическую съемку с вариантами целевого назначения; специальные геофизические работы с конкретным целевым назначением; режимные наблюдения за деформациями земной поверхности; изу­чение напряженного состояния земной коры.

**Структурно-геологическая съемка.** Этот вид съемки ставит своей задачей выявить и закартировать главные геологические структуры, оценить их иерархическую по­следовательность и значимость в контролировании геотектонической ситуации соответствующего масштаба (уровня). Основными критериями при выделении и показе структур на геологических, тектонических и других специальных картах и схемах должны быть количественные показатели (размеры структур, соотношения между главными элементами структур и др.). На картах и схемах должны выделяться области с определенным преобладающим ти­пом движения коры (вертикальные, горизонтальные, сложные) и вектором их направленности. Объединяющим мотивом геолого-структурных карт является требование, что результаты структур­но-геологических съемок и их изображения на планах должны быть пригодны и удовлетворять последующим требованиям квантификации и тектонофизического анализа.

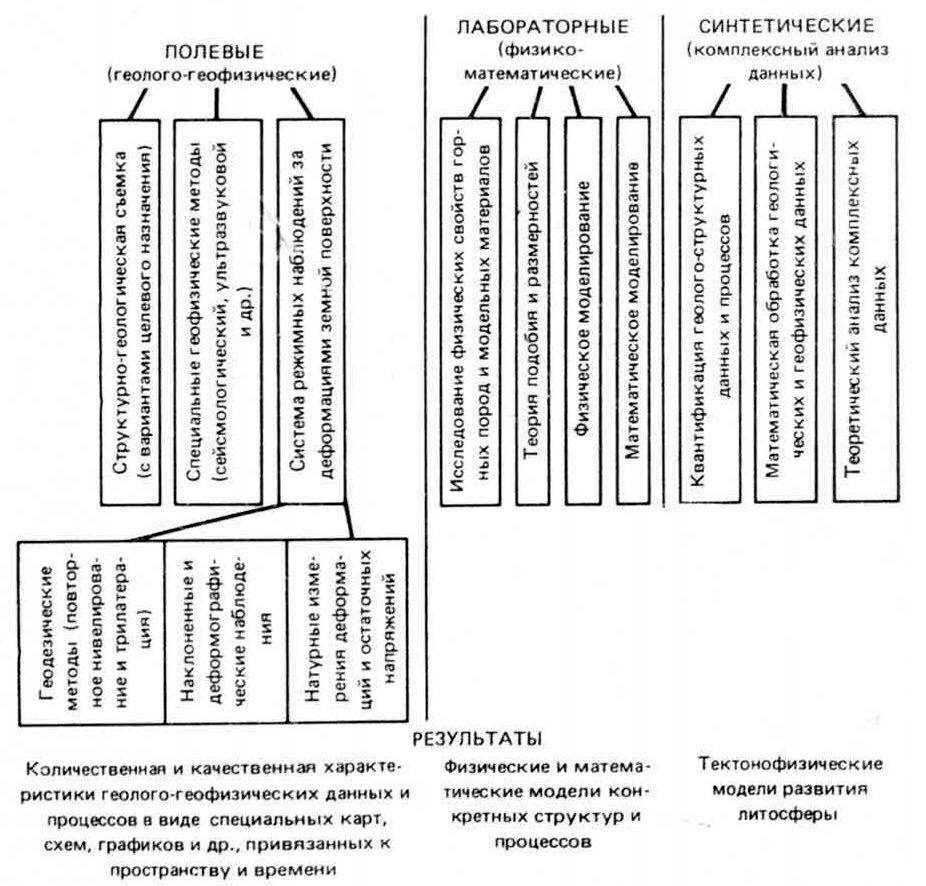


Рис. 19. Teктонофизические методы исследований литосферы.

**Система режимных наблюдений за деформациями земной поверхности: изучение полей тектонических напряжений**

В тектонофизических исследованиях эта система наблюдении играет очень большую роль. В комплексной постановке подобные вилы исследований образуют самостоятельный раздел тектонофизики. В его основе лежат три независимых вида режимных на­блюдений за деформациями земной поверхности: повторное ниве­лирование, наклономерные и деформационные наблюдения. Основная задача тектонофизических наблюдении при изуче­нии современной динамики литосферы сводится к анализу напря­женного состояния земной коры. Оно определяется большой груп­пой факторов, среди которых выделяются несколько ведущих: ро­тация Земли, гравитация (литостатическое давление), тектонические и тектономагматические процессы и связанные с ними структурные формы и тела, экзогенные процессы на поверхности Земли, в том числе и антропогенные (техногенные). В зависимости от превалирующего влияния той или иной группы факторов на круп­ные регионы или Землю в целом можно выделить три генетические группы напряжений: планетарную, эндогенную и экзогенную. При изучении современной геодинамики Земли наибольшее значение имеет вторая группа. Поля напряжений во второй и третьей груп­пах. в свою очередь могут подразделяться на региональнальные и ло­кальные. Первые, как правило, больше связаны с процессами и режимами развития территорий, вторые чаще определяются кон­кретной структурной обстановкой. Время действия напряжений разных групп также различно. Естественно, отличаются и методы их изучения. Последнее обстоятельство не всегда учитывают ис­следователи и иногда преувеличивают разрешающую способность какого-либо метода, и, например, по отдельным натурным измере­ниям делают заключение о характере регионального и даже пла­нетарного (континентального) полей напряжений. Рассмотрим ме­тоды изучения нолей напряжений, которые имеют прямое отношение к сцепке региональных и локальных полей напряжений эн­догенной и экзогенной природы.

Комплекс тектонофизических методов оценки напряженного со­стояния земной коры включает: 1) теоретические (численные) рас­четные; 2) геолого-структурные; 3) сейсмологические; 4) геофизи­ческие; 5) геодезические; 6) натурные измерения; 7) эксперимен­тальные. Первая и третья разновидности методов дают общее соотношение векторов напряжений и позволяют построить эллип­соид напряжений, остальные связаны с измерением деформаций и их последующим пересчетом в напряжения. Теоретические методы расчета могут быть применимы для любых типов полей напря­жений— от локальных до планетарных. Их лучше использовать для мелкомасштабных тектонофизических построений.

Геолого-структурные методы базируются на изучении дефор­мационных структур (мелкие складки, будинаж, деформирован­ные оолиты, галька, трещины) и решении обратной задачи по ре­конструкции ориентировки векторов главных нормальных напря­жений. М.В. Гзовский, О.И. Гущенко, П.Н. Николаев, Л.Д. Пар­фенов, Ж. Анжелье и другие разработали методические приемы решения обратных задач по реконструкции поля напряжений. В целом геолого-структурные методы рекомендуется широко ис­пользовать для оценки ориентировки главных векторов тектони­ческих напряжений регионального иерархического уровня.

Наконец, в последнее десятилетие большой авторитет приобре­ли натурные измерения напряженного состояния горных пород. Толчком к активизации различных способов натурных измерений явились работы И. Хаста, опубликованные в «Tесtonophysics» в конце 60-х —начале 70-х гг. В нашей стране активным пропаган­дистом использования результатов натурных измерений в геоди­намике выступил П.Н. Кропоткин. Такое стремление понятно, так как натурные измерения являются прямыми (точнее, наиболее прямыми) методами, в результате применения которых мы получа­ем абсолютные значения деформаций горных пород в массиве.

В настоящее время наиболее распространены три метода на­турных измерений: деформографический, дискования кернов и способ разгрузки. Они разработаны для конкретных задач горной промышленности и применяются в горном деле.

В деформографическом методе, точнее способе, используются скваженные и кварцевые деформографы для измерения деформа­ций. При ориентированной по отношению к странам света уста­новке деформографа можно получить изменение деформации по трем взаимно перпендикулярным направлениям и соответственно оценить тензор напряжений в точке. С помощью деформографов можно вести постоянные наблюдения за изменением деформаций. В этом их преимущество по отношению ко всем другим методам натурных измерений.

Метод дискования керна основан на свойстве керна раскалы­ваться на дискообразные пластинки в тех местах, где порода испытывала повышенные напряжения. По серии скважин можно установить ориентацию зон повышенной концентрации напряже­ний в коре, а экспериментальным способом в аналогичном нераз­рушенном керне определить конкретные значения напряжений, вызывающих дискование. В тектонофизике метод дискования кер­на широкого распространения не получил.

Способ разгрузки для оценки напряжений в горном массиве используют давно. Это времяемкий и дорогой способ, но разра­ботан он в совершенстве. Метод разгрузки дает возможность уста­навливать остаточные упругие деформации в породе после ее разгрузки и тем самым оценивать избыточные напряжения. Они выявляются преимущественно по двум направлениям. Для опре­деления тензора напряжений объем технических работ существен­но возрастает.

Считается, что в ближайшие годы перспективным для оценки напряженного состояния явится метод гидроразрыва, предложен­ный В.И. Ивановым в 1982 г. По мнению С.И. Шермана и других этот метод позволит прежде всего оценить прочностные характеристики горных пород в массиве, что само по себе чрезвычайно важно, однако поле напряжении по ориентировкам его трех глав­ных векторов можно оценить весьма приближенно.

Все методы, связанные с натурными измерениями, оценивают только локальное поле напряжений для конкретного времени. В этом их большое достоинство, используемое в горном деле, прежде всего для прогноза горных ударов и ослабленных зон.

В заключение необходимо обратить внимание на комплекс­ность и дополняемость полевых тсктонофизических методов. Сей­час неправильно было бы рекомендовать один какой-нибудь прио­ритетный метод. Динамика литосферы — комплексное понятие, в которое вкладывается сложное сочетание одновременно происхо­дящих и литосфере механических движений и физико-химических преобразований вещества. Изучить их можно только комплексным сочетанием разных методов, каждый из которых имеет свою чув­ствительность и разрешающую способность, а все вместе — до­полняют друг друга для получения интегральной картины. К со­жалению, необходимо отметить, что методология комплексирования различных методов для оценки региональных и локальных полей напряжений в настоящее время только разрабатывается.

**Моделирование в тектонофизике и теория подобия**

Тектонофизические методы при изучении современной динамики литосферы широко используют математическое и физическое мо­делирование. Первое не требует пояснений и имеет неплохую предысторию. Интересные геодинамические расчеты приведены в работе [2], Отношение к физическому эксперименту сложное. Мы либо очень верим эксперименту к считаем, например, эксперимен­тальные данные по механизму развития структур окончательным доказательством наших гипотетических построений, либо, наобо­рот, совершенно пренебрегаем результатами исследований в этом разделе тектонофизики. Крайние точки зрения, естественно, не вер­ны, но они складывались исторически и иногда продолжают по­являться в современных публикациях из-за недооценки теории по­добия и размерностей, лежащей в основе всех физических экспериментов.

**Теория подобия и размерностей.** Теоретической основой любого моделирования является теория по­добия и размерностей. Она призвана устанавливать и аргументи­ровать соответствие между результатами эксперимента и изучае­мыми явлениями, например, тектоническими деформациями и обра­зуемыми при этом структурами. Без доказательства соответствия не может быть и речи о переносе результатов лабораторного опы­та на природу. Вчера еще можно было (в геологии, но не в физи­ке) ограничиваться внешним сходством (геометрическим подо­бием) модели и объекта. Сегодня этого недостаточно.

М.В. Гзовский при выборе критериев подобия исходил прежде всего из анализа дифференциальных или интегральных уравне­ний, описывающих изучаемый процесс, т.е. характеризующих об­щие свойства тектонических явлений. Такими основными уравнениями являлись уравнения теории упругости, пластичности и дви­жения вязкой жидкости. На базе этих уравнений им получен ряд множителей подобия, которые в конце концов свертываются до трех основных условии критериев подобия.

Для моделирования кинетической энергии процессов

.

Для моделирования на упругих средах

.

Для моделирования на пластичных средах

,

где *С* — коэффициенты подобия: *Е* —упругих свойств материалов; *ρ* — плотностей; *L* — размеров; *g* —ускорения свободного падения; *η* — вязкостей; *τ* — касательных напряжений; *t* — времени; *U* —энергия процессов.

М.В. Гзовский разработал более тонкие детали обсуждаемого вопроса. Тем не менее многие эксперименты в тектонике проводят­ся без анализа критериев подобия. Это сильно обедняет содержа­ние экспериментов.

В современных научных исследованиях применяют три вида моделирования: физическое, математическое и функциональное. Наиболее широкое использование в тектонофизике получило физи­ческое моделирование. По сравнению с другими видами оно обла­дает рядом преимуществ, основными из которых являются нагляд­ность, отсутствие необходимости точного знания всех параметров и уравнений, описывающих процесс, возможность исследования краевых эффектов и активного учета параметра времени и др.

Физическое моделирование в тектонофизике состоит из несколь­ких методов. Среди них наиболее распространены методы дина­мического нагружения, центробежного моделирования или центрифугирования, фотоупругости, статического нагружения, а также различные вспомогательные методы. Все они в той или иной сте­пени могут быть полезны при геодинамическом синтезе знаний.

**Метод динамического нагружения.** Этот метод применяют при изучении механизма образования структур, оперяющих трещин, трубок взрыва, а также эффектов и явлений, сопровождающих формирование структур (акустический, магнитный и др.), при анализе полей напряжений и моделирова­нии более сложных геодинамических процессов (поддвиг литосферных плит и т. д.). Большинство геотектонических процессов, для изучения которых привлекают метод динамического нагруже­ния, описываются уравнениями динамического (механического) подобия. Для их сохранения необходимо соблюсти прежде всего геометрическое подобие, что служит обязательной предпосылкой подобия всех физических явлений:

; (8)

; (9)

; (10)

; (11)

где *L* — линейные размеры сходственных величин модели и объ­ектов; *V* —скорости движения в сходственных точках в модели и объекте; *F* и *Р* — сила и вес (давление) в сходственных точках модели и объекте; *С* — множители подобия; *СL*, *CV*, *СE*, *СP* — главные критерии — симплексы, определяющие подобие при динамическом нагружении.

Поскольку в кинематике рассматриваются процессы движения, то обязательно необходима и единица времени *t*, которая в сход­ственных точках также должна быть пропорциональна:

. (12)

Уравнения (8) — (12) образуют основные критерии — симплек­сы. Они соблюдаются практически в экспериментах в тектонике. Но этого явно недостаточно. Более полное подобие достигается при соблюдении комплекса физически взаимосвязанных парамет­ров.

Критерии — комплексы можно оценить только после анализа моделируемого физического процесса. В наиболее общем виде мо­делируемый физический процесс при динамическом нагружении будет описываться основными уравнениями механики или вторым законом Ньютона

; (13)

; (14)

; (15)

где *F* —сила; *P* —вес; *а* — ускорение; *g* — ускорение, свободного падения; *U* — кинетическая энергия; *m* — масса; *V* — скорость.

Поскольку силы и энергия часто не учитываются в эксперимен­тах, а в анализе используют только результаты их действия безот­носительно к способу приложения сил и их величинам, то физи­ческий процесс может быть описан и законом Гука, выражающим зависимость между деформацией и приложенным напряжением при использовании упругих материалов

 (16)

или уравнениями Коши, выражающими зависимость между дефор­мациями и малыми перемещениями:

, (17)

где *ɛ* — деформация; *σ* — напряжение; *Е*—модуль Юнга; *l* — пере­мещения; *L* — длина.

Уравнения (13) — (15) характеризуют физический процесс в на­иболее общем виде и не учитывают свойств материалов, линейные размеры моделируемого объекта и время деформирования или действия силы. Уравнение (16) включает упругие свойства среды, но не учитывает линейные размеры объекта и длительность про­цесса, а уравнение (17) используется при очень малых деформа­циях.

Физический процесс при пластической деформации описывает равенство

****, (18)

связывающее касательные напряжения *τ* со скоростью относитель­ной деформации  и вязкостью материала *η*.

Уравнения (13) —(18) практически охватывают все случаи мо­делирования методом динамического нагружения в тектоиофизике. Но только на их базе нельзя вывести основные критерии подобия, так как ни в одно из них совместно не входят характерные размеры модели и время длительности эксперимента, что особенно важно при практическом использовании результатов моделирования и экстраполяции выводов на натурные условия. Поэтому при моде­лировании с применением хрупких и упругих материалов для вы­водов критериев подобия необходимо воспользоваться теорией раз­мерностей.

Систему определяющих параметров при моделировании мето­дом динамического нагружения образуют: *σ* — прочность на сдвиг; *Е* — модуль Юнга; *ρ* — плотность; *L* — линейный размер тела или расстояние; *g* — ускорение свободного падения; *F* — сила; *t* — вре­мя; *V* — скорость. Названные параметры будем считать главными и будем полагать наличие между ними функциональной связи. Базой для динамических подобных состояний будут уравнения:

,

, (19)

,

,

, (20)

. (21)

Уравнения (20) и (21) — соответственно критерии Струхаля и Фруда, хорошо известные в физике.

Критерии подобия заключаются в равенстве соотношений этих параметров на модели и в натуре. При выполнении этих условий все деформации будут подобными. Несложные преобразования позволяют получить группу уравнений коэффициентов подобия (табл. 2), рекомендуемых для использования при моделировании методом динамического нагружения.

Наибольший практический интерес представляет критерий — комплекс *CL=Ct ·CV*, связывающий линейные размеры со скоро­стью и временем течения процесса (деформированием и т.п.). Это преобразование критерия Струхаля, который чаще используют для связи частоты *ω*, линейной скорости *V* и пути *L*:

.

Л.Б. Розовский в 1969 г. рекомендовал применить критерий Струхаля (или критерий гомохронности) для моделиро­вания подобия времени про­текания геологических движений. Последнее справед­ливо, если геологические процессы связаны с враща­тельными или колебатель­ными движениями. Более удобно использовать число Фруда (21)[[2]](#footnote-2)1, которое после преобразований может быть записано как



и преобразовано в уравне­ние коэффициента подобия

. (22)

Для моделей в гравита­ционном поле Земли

. (23)

По этому критерию можно моделировать развитие структур во времени или, наоборот, оценивать дли­тельность развития струк­тур по их размерам. Как правило, в тектонофизиче ских экспериментах число Фруда невелико и означает, что сила инерции незначи­тельна по сравнению с си­лой тяжести. Это очень важ­но, так как в моделях силы инерции должны быть чрез­вычайно малыми.

Большая часть подобия при тектонических экспе­риментах достигается при моделировании на пла­стичных материалах. Физический процесс описывается уравнением (18), из которого после преобразовании можно получить группу уравнений коэффициентов подобия (см. табл. 2). В основное уравнение (18) не входят харак­терные размеры моделируемых объектов.

Воспользуемся теорией подобия и размерностей и определим систему главных параметров, отражающих основные свойства пластичных материалов. К ним прежде всего будут относится вяз­кость (*η*), время (*t*), размеры объекта (*L*), ускорение свободного падения (*g*), плотность (*ρ*), скорость деформации (*ɛ*), напряжения (*σ*) и скорость потока (*V*).

Базой для динамических подобных состояний будут уравнения

,

, (24)

, (25)

. (26)

Наиболее емким является уравнение (24), которое охватывает главные определяющие параметры, характеризующие моделируе­мый процесс. Преобразования уравнения (24) приводят к следую­щему соотношению коэффициентов подобия:

. (27)

Таблица 2

Основные уравнения и критерии подобия при физическом моделировании в геотектонике

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Методы | Основные свойства эквивалентных материалов | Определяю-щие параметры | Основные физические уравнения и критерии - комплексы | Критерии – комплексы по анализу размерностей | Основные уравнения коэффициентов подобия |
| Динамическое нагружение | Хрупки и упругие | *E*; *σ*; *ρ*; *L*; *F*; *g*; *t*; *V* | ; ;  ;  ; ; | ;  ;  ;  ;  ; | ; ;  ; ;  ; ;  ; ;  ; |
| Пластичные | *η*; *t*; *L*; *ρ*; *ɛ*; *g*; *τ*; *V* | ; | ;  ;  ;  ; | ; ;  ;  ; ;  ;  ; |
| Центрифугирование | Хрупкие и упругие | *a*; *g*; *F*; *V*; *γ* | ;  ; | ;  ; ;  ; ; | ; ;  ;  ; ; |
| Пластичные | *η*; *t*; *L*; *ρ*; *g*; *a*; *V* | ; | ; ;  ;  ;  ; | ; ;  ;  ;  ; |
| Фотоупругости | Оптические изотропные и упругие | *σ*; *E*; *F*; *L*; *η*; *V* | ; ; | ;  ;  ;  ; | ; ;  ; ; |
| Статическое нагружение | Упругие и пластичные | *P*\*; *ρ*; *g*; *L*; *t*; *σ*пр; *η* | ;  ; | ;  ;  ;  ; | ;  ;  ;  ; |

Примечание. *L* – линейные размеры; *l* – перемещения; *t* – время; *m* – масса; *F* – сила; *P* – вес; *P*\* - давление; *S* – площадь; *U* – кинетическая энергия; *E* – Модуль Юнга; *σ* – нормальные и *τ* – касательные напряжения; *σ*пр – предел прочности; *η* – вязкость; *ρ* – плотность; *γ* – уд. вес; *V* – скорость; *V*об – объем; а – ускорение; g – ускорение свободного падения; *ɛ* - относительная деформация;  - скорость деформации.

Уравнение (27) является основным критерием — комплексом подо­бия при моделировании тектонических процессов. На этот крите­рий—комплекс обращали внимание Е. Н. Люстих и М.В. Гзов­ский. При моделировании без применения ускоряющих устройств, когда *Cg* = 1, уравнение (27) упрощается:

. (28)

Если учесть, что при моделировании геотектонических процессов и структур *Сη* и *Сt* оцениваются числами 6-12 порядка, то *Сρ* можно пренебречь, поскольку плотность эквивалентных материалов изменяктся в тех же порядках, что и горных пород, или, в крайнем случае на 1 порядок ниже. Тогда

. (29)

Критерий — комплекс уравнение (29) необходимо соблюдать. Из этого уравнения следует, что при моделировании на пластич­ных материалах нельзя произвольно выбирать масштабы модели и время длительности эксперимента.

Уравнение (24) является одной из форм представления числа Рейнольдса (26). При моделировании движения тела в несжимае­мой вязкой жидкости число *Re* отражает ламинарный или турбулентный характер потока. Высокое значение *Re* свидетельствует о турбулентностн потока. В экспериментах на вязких материалах число *Re* получается очень низким (от 10-9 до 10-12), что свиде­тельствует об исключительно ламинарном спокойном течении ма­териала и малой инерции по сравнению с силой вязкого трения.

**Метод центрифугирования.** Этот метод очень широко распространен в геотектонике. Он при­меняется для моделирования прежде всего тектонических явлений, вызываемых силой тяжести. В основе метода центрифугирования динамических моделей лежит принцип, согласно которому в моде­лях центробежная сила играет ту же роль, что и сила тяжести в геологии. Но поскольку ускорение можно увеличивать в несколько тысяч раз, то и модельные материалы можно использовать менее прочные и менее вязкие, сократив время длительности процесса. Наиболее серьезные исследования по применению центрифуги для моделирования провели Г.И. Покровский, И.С. Федоров, X. Рамберг и другие. Для геотектонических построений опыты с приме­нением центрифуги проводят В.Г. Гутерман и др. Методические основы применения метода центрифугирования для геотектониче­ских построений разработал в 1970 г. X. Рамберг. Им предложе­ны коэффициенты подобия для центрифугируемых моделей. В ос­новном это критерии — симплексы. В экспериментах достигалось подобие линейных и прочностных характеристик, связанных чаще всего уравнением

.

X. Рамберг в своих опытах отказывался от условия уравнения (23), описывающего зависимость между размерами моделируемых объектов и временем деформирования при *Сg* = 1, и считал, что поскольку ускорение в тектонических процессах пренебрежимо ма­ло (кроме землетрясений), то не будет никакой ошибки, если счи­тать величины *L* и *t* в экспериментах независимыми.

Однако это не совсем корректно. Время в геотектонике тесно связано с развитием геологических структур и их размерами. Если пренебречь этим ц следовать рекомендациям X. Рамберга, то из эксперимента можно извлечь только качественную картину, что не соответствует требованиям сегодняшнего дня.

Метод центробежного моделирования основывается на динами­ческом подобии Ньютона и, по существу, является разновидно­стью метода динамического нагружения.

В основе физических процессов лежит уравнение (13). Причем в условиях земных недр *F* = *P* — весу толщи горных пород. Сила тяжести играет роль деформирующей силы. Отсюда

. (30)

В центрифуге сила давления *F* определяется из развиваемого уско­рения *а* и равна центробежной силе

. (31)

Подобие процессов будет соблюдено, если

. (32)

Кроме того, могут быть использованы общие критерии — комплек­сы метода динамического нагружения (см. табл. 2).

Если при моделировании используются хрупкие материалы, де­формация которых подчиняется закону Гука, то основным уравне­нием подобия явится уравнение (19), из преобразований которого следует основное соотношение коэффициентов подобия:

. (33)

Из уравнения (33) видно, что размеры структур, образуемые при моделировании, можно оценивать и прогнозировать их на при­родную ситуацию.

Однако хрупкие материалы редко используют при моделировании, а при методе центрифугирования вообще практически не при­меняют. Поскольку динамический процесс при центрифугировании тот же, что и при динамическом нагружении, используем соотно­шение критериев из уравнения (25). Оно по нескольким парамет­рам характеризует физический процесс при центрифугировании. Из критериев —комплексов следует группа основных уравнений ко­эффициентов подобия, рекомендуемых для использования при мо­делировании на центрифуге (см. табл. 2). На центрифуге хорошо моделируются процессы гравитационного тектоногенеза. Здесь, если строго соблюдать критерии подобия, можно добиться и коли­чественной оценки структурных параметров. Некоторые процессы, связанные с всплыванием соляных куполов или гранитных масси­вов, часто обсуждаемые в геотектонике, можно оценивать через уравнение Навье—Стокса и моделировать на центрифуге. Без уче­та параметра времени для оценки соотношении размеров модели и натуры можно использовать критерий, предложенный И.Д. На­соновым в 1969 г.:

, (34)

где *а* — полное ускорение какои-либо точки модели на центрифуге.

Из уравнения (34) следует, что на модель должны действовать центробежные силы, превосходящие силы тяжести во столько раз, во сколько раз модель меньше исследуемой области в натуре.

Уравнение (22), если его удастся выполнить при моделирова­нии на центрифуге, позволяет оценивать одновременное соотноше­ние масштабов моделируемого объекта и времени моделирования. Но оно не учитывает свойств материала и может быть использовано в тех случаях, когда физико-механические свойства модельного материала и натурного объекта близки.

**Метод фотоупругости.** В тектонических экспериментах этот метод имеет узкоцелевую задачу по изучению напряжений в складчатых и разрывных струк­турах и в окружающих их зонах. Физической основой метода яв­ляется эффект появления оптической анизотропии в изотропных телах, пропорциональной внутренним напряжениям, возникающим под действием внешних сил. Такая пропорция возможна в изо­тропных телах, при деформации которых фиксируется пропорцио­нальность между напряжением и деформацией, т.е. деформируе­мые тела описываются законом Гука или уравнениями Коши, опре­деляющими связь между малыми деформациями и перемещения­ми. Уже этот факт накладывает определенные ограничения на воз­можность распространения результатов моделирования на геоло­гические процессы и медленные тектонические деформации, от­вечающие пластическому или квазипластическому течению.

Оптический метод не фиксирует непосредственно главные нор­мальные напряжения. В оптическом эффекте проявляется раз­ность между главными напряжениями, т. е, максимальные каса­тельные напряжения

.

Изотропные тела под нагрузкой обнаруживают н свойства двойного лучепреломления. Под действием напряжений создаются деформации, которые приводят материал к оптической анизотро­пии. При этом распространение лучей в напряженной пластинке- происходит с различными скоростями в соответствии с величинами *σ1* и *σ2*, что вызывает оптический сдвиг фаз и линейную разность хода. Разность хода в любой точке пропорциональна разности, главных напряжений:



или

,

где *с* — постоянная материала или оптическии коэффициент на­пряжений; *d* —толщина пластинки.

Зная толщину исследуемой пластинки — среза, оптическую по­стоянную *с* и оценив разность хода *Г* по различию цветовой окрас­ки и таблице соотношений цвета и длины волн, можно найти *τmax*. Поскольку напряжения моделируются в упругом теле и они (на­пряжения) исчезают со снятием нагрузки, оптическое моделиро­вание может быть применено для оценки напряжений, связанных с упругой стадией деформации. Это инициальные стадии развития геотектонических процессов.

Моделирование динамических процессов на оптически актив­ных моделях связано с большими трудностями, а если деформация носит упруго-пластический или пластический характер, оно прак­тически невозможно. Поэтому большинство экспериментов в геотектонике с использованием метода фотоупругости, вероятно, но­сят качественный характер.

**Метод статического нагружения.** Этот метод редко применяется в геотектоническом моделировании. Скорее всего, это связано с тем, что до настоящего времени серьез­но еще не ставились задачи выяснения соответствия между давле­нием, вязкостью, напряжением и линейными размерами структур (см. табл. 2).

В такой комплексной дисциплине, как геодинамика, общее за­ключение не может быть сделано по одному методу. Наиболее важными синтетическими методами при тектонофизических иссле­дованиях литосферы следует считать квантификацию геолого- стрктурных данных, математическую обработку и интегральный анализ результатов.

Квантификация геолого-структурных данных заключается в чис­ленной (количественной) характеристике структур или их пара­метров и даже процессов (например, через объемы излившихся магм и т. п.). Это дает возможность установления закономерностей во взаимосвязи между параметрами структур, самими структура­ми, а также между ними и другими геолого-геофизическими про­цессами. Подобные данные можно согласовать с эксперименталь­ными результатами и математическим моделированием н выйти на тектонофизические модели развития литосферы. Такой путь пред­ставляется наиболее оптимальным — от структурной геологии и геотектоники к тектонофизике и от нее к геодинамическим пост­роениям.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Курочкина Р. И. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М., Наука, 1978.

2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979.

3. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.

4. Бородзич Э. В., Еремеев А. Н., Яницкий И. Н. Механизм формирования избыточного давления в литосфере,—Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1199—1202.

5. Будущее геологической науки. М., Наука, 1985.

6. Ванек И., Кондорская Н. В., Христосков Л. Магнитуда землетрясений в сейсмологической практике. Волны PV и PVs. София, БАН, 1980, с. 263.

7. Геологический словарь. Т. 1, М., Недра, 1978.

8. Глубинные электромагнитные зондирования с применением импульсных МГД-генераторов. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1982.

9. Горшков Г. П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. М., Наука, 1984.

10. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири. — В кн.: Геофизика. М., 1984, с. 130—139 (27-й Междунар. геол. конгр. Секция 08).

11. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголни / Под ред. В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсова. М., Наука, 1985.

12. Касахара К. Механика землетрясений. М., Мир, 1985.

13. Кольская сверхглубокая. М., Недра, 1984.

14. Космическая информация в геологии. М., Наука, 1983.

15. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, Наука, 1981.

16. Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений в практике сейсмических наблюдений / Под ред. Н. В. Кондорской и др. М., изд. ИФЗ АН СССР, т. 1, 1974.

17. Мещеряков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика. Избранные труды. М., Наука, 1981.

18. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М., Недра, 1985.

19. Неоднородности тектоносферы и развитие земной коры. М., Недра, 1986.

20. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., Наука, 1979.

21. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. М., Наука, 1977.

22. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск, Наука, 1980.

23. Основы гидрогеологии. Методы гидрогеологических исследований. Новосибирск, Наука, 1984.

24. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М., Наука, 1979.

25. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., Недра, 1977.

26. Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М., Наука, 1985.

27. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М., Наука, 1985.

28. Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике. М., Наука, 1981.

29. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/ Под ред. С. М. Зверева, И. П. Косминской. М., Наука, 1980.

30. Современные проблемы геодинамики. М., Мир, 1984.

31. Солоненко В. П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск, 1977, с. 5—47.

32. Солоненко А. В., Солоненко В. П., Солоненко Н. В. Механизм разрывов в гипоцентрах и его сейсмологические следствия. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 602—606.

33. Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1965 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 343).

34. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М., Наука, 1982.

35. Тектоносфера Земли. Отв. ред. В. В. Белоусов. М., Наука, 1978.

36. Унксов В. А. Тектоника плит. Л., Недра, 1981.

37. Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., Наука, 1978.

38. Флюидный режим метаморфизма / Ф. А. Летников, В. А. Глебовицкий, И. С. Седова и др. Новосибирск, Наука, 1980.

39. Флюидный режим формирования мантийных пород / Ф. А. Летников,. Г. Д. Феоктистов, И. М. Остафийчук и др. Новосибирск, Наука, 1980.

40. Хаин В. Е. Теоретическая геология в перспективе ближайшего десятилетия. — В кн.: Будущее геологической науки. М., 1985, с. 154—159.

41. Хромовских В. С. Каменный дракон. М., Мысль, 1984.

42. Хромовских В. С., Никонов А. А. По следам сильных землетрясений. М., Наука, 1984.

43. Хромовских В. С. Сравнительная сейсмогеология активизированных в кайнозое древних платформ и молодых складчатых поясов Евразиатского континента. — В кн.: Основные вопросы сейсмотектоники. М., 1986, с. 178—182.

44. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., Наука, 1974.

45. Яницкий И. Н. Гелиевая съемка. М., Недра, 1979.

46. Aki К., Richards P. G. Quantitative seismology. Theory and methods, v. 1, San Francisco, 1980, 873 p.

47. Dynamics of the Lithosphere: the framework for Earth resources and reduction of hazards (Interunion commission of the Lithosphere report. I International Lithosphere Program, c/o Geodynamics Program Office, Mail Code ERG-2, National Aeronautics and Space Administration), Washington, D. C., 1981.

48. Oliver V., Cook F., Brown L. COCORP and the continental crust. Journ. Geoph. Res., 1983, v. 88, N B4, p. 3329—3347.

49. Procedures for monitoring crustal movements. Praha, Research Institute of Geodesy, Topography and Cartograhy, 1984, 73 p.

50. Proceedings of Symposium N 5. „Geodetic Application of Radio Interferometry". Tokyo, 1982.

1. \* Современная динамика литосферы. Т. 1. – М., 1989. – С. 112–126. [↑](#footnote-ref-1)
2. 1 В гидродинамике число Фруда используют в виде  [28]. [↑](#footnote-ref-2)