

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

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-геофи-

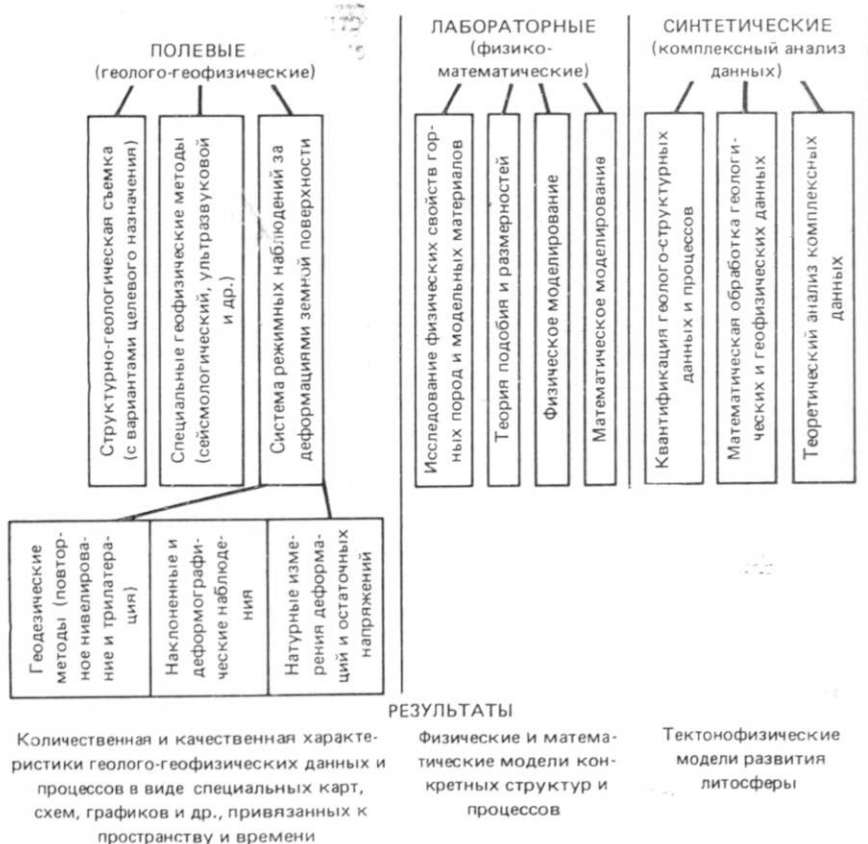


Рис. 19. Тектонофизические методы исследований литосферы

зические, 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.

СИСТЕМА РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДЕФОРМАЦИЯМИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ; ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

В тектонофизических исследованиях эта система наблюдений играет очень большую роль. В комплексной постановке подобные виды 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 наблюдений 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 преобладающего 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 груп-

пах, в свою очередь могут подразделяться на региональные 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 полей напряжений, которые имеют прямое отношение к оценке 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 натуральных измерений явились работы Н. Хаста, опубликованные в «Tectonophysics» в конце 60-х — начале 70-х гг. В нашей стране активным пропагандистом использования результатов натуральных 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 натуральных 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 скважинные и кварцевые деформографы для измерения деформаций. При ориентированной по отношению к странам света установке деформографа можно получить изменение деформаций 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 натуральных 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 является 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 напряжений 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 тектонофизических методов. Сейчас неправильно было бы рекомендовать один какой-нибудь приоритетный метод. Динамика литосферы — комплексное понятие, в которое вкладывается сложное сочетание одновременно происходящих в 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.

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 и 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 образующимися 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 условий критериев подобия.

Для моделирования кинетической энергии процессов

$$C_U = C_E \cdot C^3 L.$$

Для моделирования на упругих средах

$$C_E = C_p \cdot C_g \cdot C_L.$$

Для моделирования на пластичных средах

$$C_\eta = C_\tau \cdot C_t,$$

где C — коэффициенты подобия: E — упругих свойств материалов; ρ — плотностей; L — размеров; g — ускорения свободного падения; η — вязкостей; τ — касательных напряжений; t — времени; U — энергии 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, опережающих 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 (поддви́г 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:

$$\frac{L'_M}{L''_H} = \frac{L_M^I}{L_H''} = \dots = \frac{L'_M}{L_H^i} = C_L; \quad (8)$$

$$\frac{V'_M}{V''_H} = \frac{V_M''}{V_H''} = \dots = \frac{V'_M}{V_H^i} = C_V; \quad (9)$$

$$\frac{F'_M}{F''_H} = \frac{F_M''}{F_H''} = \dots = \frac{F'_M}{F_H^i} = C_F; \quad (10)$$

$$\frac{P'_M}{P''_H} = \frac{P_M''}{P_H''} = \dots = \frac{P'_M}{P_H^i} = C_P, \quad (11)$$

где L — линейные размеры сходственных величин модели и объектов; V — скорости движения в сходственных точках в модели и объекте; F и P — сила и вес (давление) в сходственных точках модели и объекте; C — множители подобия; C_L , C_V , C_E , C_P — 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:

$$\frac{t'_M}{t'_H} = \frac{t''_M}{t''_H} = \dots = \frac{t^i_M}{t^i_H} = C_t. \quad (12)$$

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

$$F = ma; \quad (13)$$

$$P = mg; \quad (14)$$

$$U = mV^2/2, \quad (15)$$

где F — сила; P — вес; a — 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

$$\epsilon = \sigma/E \quad (16)$$

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

$$\epsilon = \frac{l}{L}, \quad (17)$$

где ϵ — деформация; σ — напряжение; E — модуль Юнга; l — перемещение; 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

$$\tau = \eta \dot{\epsilon}, \quad (18)$$

связывающее касательные напряжения τ со скоростью относительной деформации $\dot{\epsilon}$ и вязкостью материала η .

Уравнения (13) — (18) практически охватывают все случаи моделирования методом динамического нагружения в тектонофизике. 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; E — 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 будет уравнения:

$$\sigma/E = \text{const},$$
$$E/\rho gL = \text{const}, \quad (19)$$

$$E/\gamma L = \text{const},$$
$$F/EL^2 = \text{const},$$
$$L/Vt = \text{const}, \quad (20)$$

$$V^2/gL = \text{const}. \quad (21)$$

Уравнения (20) и (21) — соответственно критерии Струхалея 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 $C_L = C_t \cdot C_V$, связывающий линейные размеры со скоростью и временем течения процесса (деформированием и т. п.). Это преобразование критерия Струхалея, который чаще используют для связи частоты ω , линейной скорости V и пути L :

$$\omega L/V = \text{const}.$$

Л. Б. Розовский в 1969 г. рекомендовал применять критерий Стру-

Основные уравнения и критерии подобия при физическом моделировании в геотектонике

Методы	Основные свойства эквивалентных материалов	Определяющие параметры	Основные физические уравнения и критерии — комплексы	Критерии — комплексы по анализу размерностей	Основные уравнения коэффициентов подобия
Динамическое нагружение	Хрупкие и упругие	$E; \sigma; \rho; L; F; g; t; V$	$F = ma; P = mg$ $\tilde{U} = mV^2/2;$ $\tilde{\varepsilon} = \sigma/E; \varepsilon = l/L;$	$E/\rho gL = \text{idem};$ $E/\gamma L = \text{idem};$ $F/EL^2 = \text{idem};$ $L/Vt = \text{idem};$ $V^2/gL = \text{idem};$	$C_0 = C_E; C_E = C_\rho C_g C_L;$ $C_E = C_\rho C_L; C_E = C_\gamma C_L;$ $C_F = C_E C_L; C_L = C_V C_t;$ $C_V = \sqrt{C_L C_g}; C_L = C_t^2 C_g;$ $C_L = C_t^2;$
	Пластинные	$\tau; t; L; \rho; \varepsilon; g; \tau; V$	$\tau = \tau \varepsilon;$	$\tau/\eta \varepsilon = \text{idem};$ $\rho gLt/\eta = \text{idem};$ $\gamma Lt/\eta = \text{idem};$ $V \rho L/\eta = \text{Re} = \text{idem};$	$C_\tau = C_\eta C_\varepsilon; C_\eta = C_\tau C_t;$ $C_\eta = C_\rho C_L C_g;$ $C_\eta = C_\rho C_L C_t; C_\eta = C_L C_t;$ $C_\eta = C_V C_\rho C_t;$ $C_\eta = C_\gamma C_L C_t;$
Центрифугирование	Хрупкие и упругие	$a; g; F; V; \gamma$	$F = ma;$ $F = mg;$	$E/\rho gL = \text{idem};$ $L/\rho f^2 = \text{idem}; E/\gamma L = \text{idem};$ $V^2/gL = \text{idem}; L/Vt = \text{idem};$	$C_E = C_\rho C_g C_L; C_L = C_g C_t^2;$ $C_V = \sqrt{C_g C_L};$ $C_L = C_V C_t; C_E = C_\gamma C_E;$
	Пластинные	$\eta; t; L; \rho; g; a; V$	$\tau = \tau \varepsilon;$	$L/Vt = \text{idem}; V^2/gL = \text{idem};$ $\rho gL^2/\eta V = \text{idem};$ $\rho gLt/\eta = \text{idem};$ $V \rho L/\eta = \text{idem};$	$C_L = C_V C_t; C_V = \sqrt{C_g C_L};$ $C_\eta = C_g C_C C_L C_V^{-1};$ $C_\eta = C_\rho C_g C_L C_t;$ $C_\eta = C_V C_C C_L;$

Фотопластичность	Оптически изотропные и упругие	$\sigma; E;$ $F; L;$ $\eta; V$	$\sigma = \sigma/E; \varepsilon = l/L$	$\sigma/E = \text{idem};$ $F/EL^2 = \text{idem};$ $F/\sigma L^2 = \text{idem};$ $P/L\eta V = \text{idem};$	$C_s = C_E; C_F = C_E C_V^2;$ $C_F = C_s C_L^2; C_P = C_g C_L^2;$ $C_\eta = C_P C_I C_V^{-1}$
Кинетическое напряжение	Упругие и пластичные	$P^*; \rho; g$ $L; t; \sigma$ $\sigma_{\text{пр}}; \eta$	$P^* = F/S;$ $P^* = \rho g L;$	$\rho g L/P^* = \text{idem};$ $\rho g L/\sigma_{\text{пр}} = \text{idem};$ $P^* L/\eta V = \text{idem};$ $P^* t/\eta = \text{idem};$	$C_{P^*} = C_\rho C_g C_L;$ $C_{\sigma_{\text{пр}}} = C_\rho C_\sigma C_L;$ $C_{P^*} = C_\eta C_V C_L^{-1};$ $C_\eta = C_{P^*} + C_t;$

Примечание. L — линейные размеры; t — время; m — масса; F — сила; P — вес; P^* — давление; S — площадь; E — кинетическая энергия; E — модуль Юнга; σ — нормальные и τ — касательные напряжения; $\sigma_{\text{пр}}$ — предел прочности; η — вязкость; ρ — плотность; V — уд. вес; V — скорость; $V_{0.6}$ — ускорение; g — ускорение свободного падения; ε — относительная деформация; $\varepsilon =$ скорость деформации.

халю (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)*, которое после преобразований может быть записано как

$$\frac{L}{gt^2} = \text{const}$$

и преобразовано в уравнение коэффициента подобия

$$C_L = C^2 t \cdot C_g. \quad (22)$$

Для моделей в гравитационном поле Земли

$$C_L = C^2 t. \quad (23)$$

По этому критерию можно моделировать развитие структур во времени или, наоборот, оценивать длительность развития структур по их размерам. Как правило, в тектонофизических 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 малы.

Большая часть подобия при тектонических экспериментах достигается при моделировании на пластичных материалах. Физи-

* В гидродинамике число Фруда используют в виде $F_r = \frac{V}{\sqrt{gL}}$ [28].

ческий процесс описывается уравнением (18), из которого после преобразований 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 относиться вязкость (η), время (t), размеры объекта (L), ускорение свободного падения (g), плотность ρ , скорость деформации (ϵ), напряжения (σ) и скорость потока (V).

Базой для динамических подобных состояний будут уравнения

$$\frac{\tau}{\eta \epsilon} = \text{const},$$

$$\rho g L t / \eta = \text{const}, \quad (24)$$

$$\gamma L t / \eta = \text{const}, \quad (25)$$

$$\frac{V \rho L}{\eta} = \text{const} = Re. \quad (26)$$

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

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_g \cdot C_L \cdot C_t. \quad (27)$$

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 $C_g = 1$, уравнение (27) упрощается:

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_L \cdot C_t. \quad (28)$$

Если учесть, что при моделировании геотектонических процессов и структур C_{η} и C_t оцениваются числами 6—12 порядка, то C_{ρ} можно пренебречь, поскольку плотность эквивалентных материалов изменяется в тех же порядках, что и горных пород, или, в крайнем случае, на 1 порядок ниже. Тогда

$$C_{\eta} = C_L \cdot C_t. \quad (29)$$

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 турбулентности 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, Х. 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. Х. 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

$$C_{\sigma} = C_{\rho} \cdot C_g \cdot C_L.$$

Х. Рамберг в своих опытах отказывался от условия уравнения (23), описывающего зависимость между размерами моделируемых объектов и временем деформирования при $C_g = 1$, 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 и следовать рекомендациям Х. 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

$$P = mg = \rho V_{об} g. \quad (30)$$

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

$$F = ma = \rho a V_{об}. \quad (31)$$

Подобие процессов будет соблюдено, если

$$F_m/F_n = \rho_m \cdot a_m \cdot V_{об. м} / \rho_n \cdot a_n \cdot V_{об. н}. \quad (32)$$

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:

$$C_E = C_\rho \cdot C_g \cdot C_L. \quad (33)$$

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 соотношений размеров модели и натуры можно использовать критерий, предложенный И. Д. Насоновым в 1969 г.:

$$a = gC_L, \quad (34)$$

где a — полное ускорение какой-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 натурального объекта близки.

Метод фотоупругости

В тектонических экспериментах этот метод имеет узко целевую задачу по изучению напряжений в складчатых и разрывных структурах и в окружающих их зонах. Физической основой метода яв-

ляется 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

$$\tau_{\max} = (\sigma_1 - \sigma_2)/2.$$

Изотропные тела под нагрузкой обнаруживают и 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 σ_1 и σ_2 , что вызывает оптический сдвиг фаз и линейную разность хода. Разность хода в любой точке пропорциональна разности главных напряжений:

$$\Gamma = cd(\sigma_1 - \sigma_2)$$

или

$$\Gamma = 2cd\tau_{\max},$$

где c — постоянная материала или оптический коэффициент напряжений; d — толщина пластинки.

Зная толщину исследуемой пластинки — среза, оптическую постоянную c и оценив разность хода Γ по различию цветовой окраски и таблице соотношений цвета и длины волн, можно найти τ_{\max} . 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, вообще заключение не может быть сделано по одному методу. Наиболее важными синтетическими методами при тектонофизических исследованиях литосферы следует считать квантификацию геолого-структурных 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 и выйти на тектонофизические модели развития литосферы. Такой путь представляется наиболее оптимальным — от структурной геологии и геотектоники к тектонофизике и от нее к геодинамическим построениям.

Глава 7

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для решения задач геодинамики исходные сейсмологические данные о параметрах очагов землетрясений и их совокупностей имеют важное значение. Изучение единичного землетрясения начинается с установления координат гипоцентра. Несмотря на нередко огромные размеры зон разрушения, инструментальные записи ясно свидетельствуют, что основная доля энергии землетрясения, как правило, выделяется в пределах ограниченных участков меньших размеров. Эту область, под которой обычно понимают область необратимых деформаций в глубине Земли, называют гипоцентральной. Принимая во внимание обстоятельство, что интерпретацию инструментальных данных сопровождает некоторая неопределенность, связанная со спектральным искажением, зависящим от типа аппаратуры, еще преждевременно решать вопрос о том, как точно описать гипоцентральной область.

В связи с тем, что основными исходными данными в этой задаче служат времена первых вступлений объемных волн от землетря-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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. Эндегенные 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., Христовск Л. Магнитуда землетрясений в сейсмологической практике. Волны PV и PV_S . 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 сеймотектоника 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 Монголии/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 магматических пород/Ф. А. Летников, Г. Д. Феоктистов, И. М. Остафийчук и др. Новосибирск, Наука, 1980.
40. Хашин 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 кайнозой древних платформ и молодых складчатых поясов Евразийского континента.— В кн.: Основные вопросы сеймотектоники. 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 K., 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 Cartography, 1984, 73 p.
50. Proceedings of Symposium N 5. „Geodetic Application of Radio Interferometry“. Tokyo, 1982.