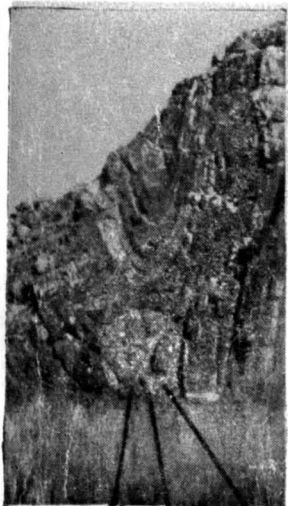


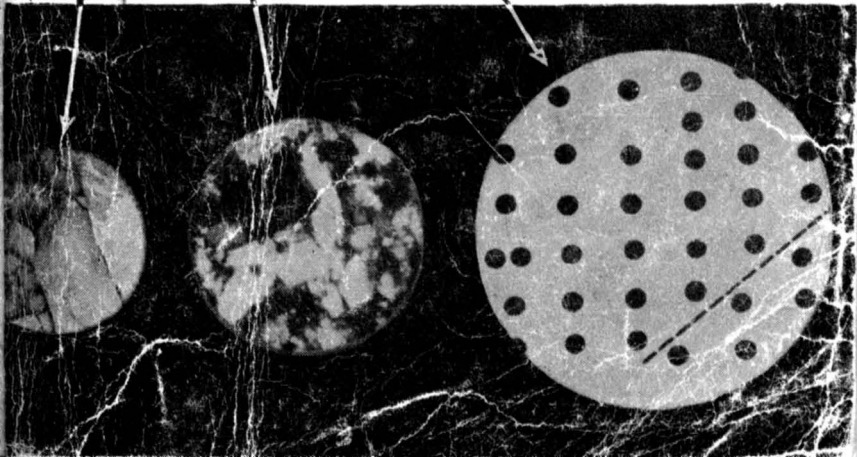
52.1
P27

М. В. Рау



Неоднородность горных пород и их физических свойств

1963



ГОССТРОЙ СССР

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ
И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ИНЖЕНЕРНЫМ ИЗЫСКАНИЯМ
В СТРОИТЕЛЬСТВЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1968

М. В. Р А Ц

НЕОДНОРОДНОСТЬ
ГОРНЫХ ПОРОД
И ИХ
ФИЗИЧЕСКИХ
СВОЙСТВ

552.1

P27

УДК 624 131.4.001.5

Неоднородность горных пород и их физических свойств. Рац М. В. Изд-во «Наука», 1968, 1—110.

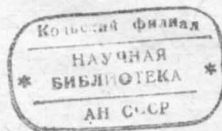
В монографии рассмотрены геологическая природа неоднородности горных пород, феноменологический и статистический аспекты неоднородности. Автор использовал единый статистический подход к проблеме влияния размеров изучаемой области (в частности, размеров проб) на параметры распределения исследуемых свойств (проблема «масштабных эффектов»). Введены понятия масштабных эффектов различного рода и показана их связь со схемой действия элементов неоднородности (аддитивность, независимость и т. д.). Дан фактический материал по мощностям слоев, трещиноватости, проницаемости, пористости, плотности, прочности и упругости горных пород, а также анализ связи и взаимообусловленности неоднородности и анизотропности горных пород.

Издание рассчитано на научных работников, геологов и геофизиков, работающих в различных областях прикладной геологии, а также на специалистов инженерной и нефтепромысловой геологии, горных инженеров всех профилей.

Таблиц 8, иллюстраций 20, библиогр. 137 назв.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геол.-мин. наук Л. Д. БЕЛЫЙ



10

119054

3-2-6; 3-7-2

358-67 (2-е полугодие)

ОТ РЕДАКТОРА

Неоднородность горных пород обуславливает две важнейшие проблемы инженерной геологии: проблему опробования и проблему перенесения данных опробования на массив. С решением этих проблем инженерная геология шагнула бы далеко вперед. Однако решение их невозможно до тех пор, пока остаются непознанными закономерности проявления неоднородности горных пород в массиве и их инженерно-геологических свойств. Предлагаемое читателям исследование является первым шагом в этом направлении.

В работе дается классификация неоднородности горных пород, рассматриваются геологические условия ее возникновения и развития. На многочисленных примерах иллюстрируются наиболее общие закономерности проявления неоднородности и анизотропности. Наибольшее внимание уделяется неоднородности, названной автором «эффективной» и проявляющейся в пределах одной пробы. Это особенно важно потому, что эффективная неоднородность имеет самое большое значение для практики инженерно-геологических исследований. Скрупулезное изучение эффективной неоднородности позволило автору выявить основные схемы действия неоднородности на самые различные свойства пород. Отсюда — четкая физическая картина условий возникновения различных законов распределения и различных форм «масштабных эффектов». Этот результат выходит далеко за рамки инженерной геологии.

В отличие от ряда опубликованных в последние годы работ автор не увлекается формально математическим описанием явлений. В этой книге за уравнениями всегда присутствует горная порода. Однако для полного понимания работы желательно знакомство с основными положениями теории вероятности и математической статистики.

М. В. Рац показал, что задачи исследования неоднородности в различных отраслях прикладной геологии весьма близки. Получаемые при этом результаты зачастую дублируют друг друга. С другой стороны, здесь наличие единства объекта исследования, единства методов, единства целей. В порядке постановки вопроса можно высказать предложение о целесообразности создания в рамках прикладной (технической, по А. В. Сидоренко) геологии самостоятельной отрасли — учения о неоднородности горных пород. Исследование неоднородности геологическими, геофизическими и геохимическими методами с целью познания основных закономерностей ее проявления могло бы составить предмет учения о неоднородности горных пород. Это позволило бы «вынести за скобки» те общие задачи, которые сейчас решаются параллельно в рамках геологического разведочного дела, нефтепромысловой и инженерной геологии, горного и маркшейдерского дела, геохимии, оставив в компетенции каждой из этих дисциплин специфические вопросы, важные для соответствующих приложений. Учение о неоднородности могло бы использовать результаты исследований в петрографии и литологии, петрофизике, геохимии, структурной геологии. Результаты учения о неоднородности использовались бы в перечисленных областях прикладной геологии, а также геохимии и петрофизике.

Л. Д. Белый

ПРЕДИСЛОВИЕ

Твердые тела в однородном состоянии обыкновенно не достигают больших объемов и в больших массах являются зернистыми, песчаными и т. п.

В. И. ВЕРНАДСКИЙ

Стремиться все малое увеличивать и наблюдать, что возникает при усилении свойств; а большие вещи, напротив, уменьшать с той же целью.

Г. К. ЛИХТЕНБЕРГ

Неоднородность горных пород — одно из практически важнейших и наиболее общих их свойств — уже давно привлекает внимание геологов. Значительная часть петрографии и литологии, занимающаяся изучением структур и текстур горных пород, а также структурная геология, по существу, изучают неоднородность горных пород и форм их залегания в массиве. Проблема неоднородности давно обсуждается в инженерной геологии, методике опробования полезных ископаемых, а в последние годы — в нефтяной геологии и геохимии.

Еще в 30-х годах Г. И. Покровский начал развивать статистическое направление в механике грунтов, указывая, что «система, совершенно устойчивая с точки зрения теории идеально однородных тел, окажется неустойчивой с точки зрения статистической теории неоднородного тела» (1937, стр. 57). Ему принадлежит также первый опыт статистического исследования движения жидкости в неоднородной горной породе (Наседкин, Покровский, 1939).

В начале 50-х годов при изучении физико-механических свойств ледниковых отложений (для инженерно-геологических целей) в работах Л. В. Иванова, Н. В. Коломенского, И. С. Комарова, Н. Н. Маслова подчеркивалось, что неоднородными по своим свойствам являются не только отложения того или иного генетического ком-

плекса, но даже одноименные породы в пределах отдельного слоя. В настоящее время выяснено, что изменчивость деформационных свойств даже «однородных» оснований столь велика, что ее необходимо учитывать при расчете сооружений на неравномерные осадки. При проходке подземных выработок в полном соответствии с мыслями Г. И. Покровского «именно неоднородностью горных пород объясняется образование местных вывалов и развитие свода обрушения в тех случаях (весьма обычных. М.Р.), когда средняя прочность пород намного выше действующих напряжений...» (Баклашов, 1965, стр. 13).

Центральная проблема инженерной геологии, связанная с неоднородностью и анизотропностью горных пород состоит в перенесении результатов исследований ограниченных объемов породы на массив основания сооружений в целом. Зависимость свойств пород (в особенности прочностных) от величины исследуемого объема в настоящее время доказана. Таким образом, задача перенесения свойств пород с образца на массив, по существу, является задачей экстраполяции и требует в первую очередь исследования физической природы и степени влияния величины исследуемого объема на свойства пород. Попытки поиска решения задачи в указанном направлении были приняты М. М. Протодьяконовым (Протодьяконов, Чирков, 1964) и К. В. Руппенейтом (Руппенейт, Долгих, Мвиенко, 1964) применительно к прочности горных пород и показали перспективность поисков в этом направлении.

Неоднородность горных пород вызывает трудности не только при проектировании и строительстве инженерных сооружений, но и в ходе проведения инженерно-геологических изысканий и исследований. Здесь до сего времени остаются открытыми такие кардинальные вопросы методики исследований, как размер образцов и плотность разведочной сети.

Во многом сходное положение существует и в геологоразведочном деле. Однако, если при геометризации мероприятий геолога и маркшейдера интересует в основном точность оценки средних содержаний, то при создании модели основания сооружений одна из основных задач — выявление зон с аномальными свойствами пород и оценка отклонений свойств в этих зонах от средних значений. Поэтому непараметрические решения, удовлетворительные в геологоразведочном деле, мало пригодны для решения инженерно-геологических задач.

В настоящее время очевидна важнейшая роль неоднородности физических свойств горных пород в процессах проходки горных выработок и разработки месторождений твердых ископаемых. В области «горно-технологического породоведения» (Барон, 1962) неоднородность горных пород должна учитываться при конструировании горных машин, установлении целесообразных режимов их работы и областей применения и т. д.

Исследование неоднородности горных пород-коллекторов в нефтяной геологии приобретает в последние годы все большее значение. Помимо вопросов методики опробования, которые в принципе ставятся здесь так же, как в инженерной геологии и разведке месторождений твердых полезных ископаемых, существенную роль приобретает влияние неоднородности пласта на ход эксплуатации месторождения. Такие важнейшие показатели, как коэффициент нефтеотдачи, извлечение попутной воды, а также картина передвижения водонефтяного контакта не могут быть оценены даже приблизительно без специального учета неоднородности пластов-коллекторов.

Таким образом, в ряде случаев, существенно разных по своему содержанию, возникают одни и те же задачи, связанные с неоднородностью горных пород:

- 1) классификация и изучение природной неоднородности массивов горных пород;
- 2) построение моделей неоднородных массивов горных пород, пригодных для различных расчетов, и задачи опробования для оценки параметров тех или иных моделей;
- 3) учет неоднородности в расчете прочности и деформируемости основания, запасов полезных ископаемых, хода разработки нефтяного месторождения и т. д.

Перечисленные задачи с теми или иными вариациями обсуждаются в литературе по нефтепромысловой и инженерной геологии, гидрогеологии, горному и геологоразведочному делу. Анализ показывает, что при этом в различ-

Т а б л и ц а 1

Породы	Однородные	Неоднородные
Изотропные	Свойства пород не зависят от направления и координат точки опробования	Свойства пород не зависят от направления, но зависят от координат точки опробования
Анизотропные	Свойства пород зависят от направления, но в любом заданном направлении остаются неизменными	Свойства пород зависят от направления и от координат точки опробования

вило фаций имело универсальный характер. Однако применимость его ограничена по крайней мере в двух отношениях. Во-первых, как писал Н. Б. Вассоевич (1948б, 1950, стр. 114), правило фаций «рассматривает процесс слоеобразования не как прерывисто-непрерывный, а как неизменный во времени и непрерывный в пространстве». В силу этого оно оказывается неприменимым к осадкам с мутационной слоистостью¹. Во-вторых, правило фаций неприменимо в тех случаях, когда имеет место коренная перестройка осадочного процесса во времени или пространстве (т. е. на границах формаций в понимании Н. С. Шатского). Иными словами, реальные осадочные толщи часто более неоднородны, чем им надлежало бы быть согласно правилу фаций. Эта большая неоднородность заключается, в частности, в прерывности осадочного процесса и возможности соседства по вертикали слоев совершенно различного состава и генезиса, непосредственные фациальные переходы между которыми невозможны (мутационная слоистость).

Автором была предпринята попытка распространить правило фаций на осадки с мутационной слоистостью таким образом, чтобы учесть прерывистый характер осадко-накопления (Рац, 1963 а). Расширенное правило фаций предъявляет к осадочным толщам меньшие требования, чем классическое: в разрезе осадочной толщи происходят лишь такие изменения внутренней структуры и состава слоев (ритмов) данного генезиса, которые наблюдаются в форме фациальной изменчивости этих слоев (ритмов). Смысл этого правила заключается в следующем. В разрезе осадочной толщи могут присутствовать слои разного состава и разного генезиса (мутационная слоистость), например пирокласты и межэксплозивные накопления в вулканогенно-осадочных толщах, грубые осадки суспензионных течений и накапливающийся в промежутках между ними более тонкий материал и т. д. Расширенное правило фаций утверждает, что если мысленно извлечь из разреза серию

¹ Согласно Н. Б. Вассоевичу, под мутационной слоистостью следует понимать тип слоистости, образующийся по схеме Головкинского-Вальтера. Этот тип слоистости возникает в результате перемещения («миграции») береговой линии бассейна и соответственно всего ряда фаций.

Мутационная слоистость характеризуется единовременной сменой режимов седиментации по всей площади бассейна (например, отложение терригенного материала сменяется садкой хомогенных карбонатов и т. д.).

слоев одинакового происхождения (только пирокласты или только осадки суспензионных течений), то изменчивость их по вертикали будет подчиняться тем же законам, что и фациальная. При этом законы изменчивости могут быть разными для осадков разного генезиса. Для ритмично построенных толщ это правило справедливо и в отношении целых ритмов: структура ритмов (мощности слоев разного состава и их соотношение) меняется в разрезе по тем же законам, как и по простиранию.

Таким образом, расширенное правило фаций описывает фациальную изменчивость широкого круга осадков в пределах той или иной формации.

Необходимо пояснить, о каких законах изменчивости говорилось выше. Как выяснено в последние годы, среди множества параметров, описывающих горную породу, далеко не все являются взаимонезависимыми. Однако взаимосвязи параметров не универсальны: их форма, теснота и даже само наличие или отсутствие зависят от того, с какой формацией имеет дело геолог. Так, например, для флиша характерны логарифмически линейная зависимость мощности песчаников или алевролитов первого элемента ритма (I э. р.) от их гранулометрического состава, установленная одновременно автором (Рац, 1962, 1963 а) и Дж. Миддлтоном (Middleton, 1962)¹, зависимость между мощностью ритма и составом входящих в него слоев (Афанасьев, 1960), средним размером песчинок и их сортировкой (Middleton, 1962), средней мощностью слоев, ритмов, пачек и изменчивостью мощностей по простиранию (Афанасьев, 1961). Связи эти отнюдь не уникальны. Так, связь мощности слоев с их гранулометрическим составом характерна и для ряда других осадочных образований (Вистелиус, 1961; Рац, 1963 а). То же относится и к связи сортировки с размером зерен (Рухин, 1947; Inman, 1949). Дж. Аллен (Allen, 1962) приводит ряд подобных взаимосвязей (между размером зерен, окатанностью, содержанием обломков пород, глинистого материала и т. д.) для красных песчаников Шропшира (Англия). Связь изменчивости мощностей со средними мощностями будет рассмотрена на ряде примеров в главе III.

¹ Миддлтон приводит зависимости для формаций Чарни и Норманскилл, причем уравнения явно различаются по величине свободного члена.

Параметры a_v , перечисленных (и им подобных) связей могут рассматриваться как случайные функции координат X , Y точки в плоскости одного слоя и t —положения точки в разрезе серии слоев. Если указанные функции стационарны, то расширенное правило фаций утверждает, что средние значения функций $a_v = a_v(t)$ при фиксированных X и Y сходятся по вероятности к средним значениям функций $a_v = a_v(X, Y)$ при фиксированном t для серии слоев данного генезиса, при неограниченном увеличении исследуемого объема пород v . Иными словами, правило фаций есть не что иное, как геологическое выражение эргодического свойства случайных стационарных функций.

Учет макроскопических флуктуаций условий осадко-накопления и свойств осадка внутри той или иной фации еще не исчерпывает всех проявлений неоднородности осадка. Одна и та же порода, даже макроскопически однородная, оказывается неоднородной при более детальном (микроскопическом) исследовании. На микроскопическом уровне особенно отчетливо проявляется статистическая природа процессов седиментогенеза, частично рассмотренная в работе А. И. Животовской и др. (1964). Процесс осадко-накопления начинается в тот момент, когда «сумма живых сил» (по выражению В. П. Батурина) транспортирующего агента, постепенно уменьшаясь, становится меньше критической величины, необходимой для перенесения частиц данного размера. Частицы оседают на дно бассейна по криволинейной траектории, длина которой S определяется уравнением (Животовская и др., 1964)

$$S = \frac{HV}{\omega}, \quad (1)$$

где H — глубина бассейна, V — скорость движения воды, ω — гидравлическая крупность зерна.

Полагая, что отклонения частицы от средней траектории подчиняются нормальному закону распределения, можно оценить среднеквадратичное отклонение точки захоронения зерна от ее среднего положения

$$\sigma_S = \frac{S}{H} \sigma_Y, \quad (2)$$

где σ_Y — стандарт вертикальной составляющей траекто-

рии, определяемый из выражения

$$\sigma_Y = \frac{0,51 S}{\lg \frac{d}{d}} \left(\frac{0,7 d}{S} \right)^{1/4}, \quad (3)$$

где d — диаметр частицы.

Из формул (2) и (3) вытекает, что чем мельче частицы, тем на большей площади они рассеиваются. Так, зерна размером 0,5 мм покроют площадь 222 м в поперечнике, зерна размером 0,1 мм — 880 м, а зерна размером 0,01 мм — 26 км, причем большая часть зерен будет сосредоточиваться в средней части соответствующей площади (Животовская и др., 1964).

Если учесть непрерывность распределения частиц во взвесенушем потоке по размерам и непрерывность (в большинстве случаев) поступления терригенного материала во времени, то станет ясно, что в каждой точке дна бассейна будут накапливаться частицы разных размеров. В рассмотренном идеальном случае распределение частиц по размерам в каждой точке будет одновершинным с положительной асимметрией (что определяется большим расщеплением тонкого материала). Как показывает практика, такого вида распределения действительно часто встречаются в осадочных породах.

Таким образом, в борьбе процессов дифференциации (формула 1) и интеграции (формула 2) рождается неоднородность осадка. Приведенный механизм, конечно, примитивно груб, но даже он, как мы видим, приводит к формированию неоднородного «в точке» осадка. Понятно, что учет множества осложняющих факторов может лишь усугубить степень неоднородности.

Принципиально аналогичная ситуация имеет место и при рассмотрении химизма осадков.

2. Первичная неоднородность изверженных горных пород¹

Гетерогенность строения интрузивных тел любого масштаба связана с факторами, действующими в два этапа — магматический и постмагматический.

Чем меньше глубина застывания расплава, тем больше вероятность его быстрого охлаждения, поэтому между

¹ Данный раздел написан С. П. Кориковским (ИГЕМ).

полнокристаллическими интрузивными и стекловатыми эффузивными породами существует вся гамма промежуточных разностей. Для эффузивов (в связи с их быстрым охлаждением) характерен очень резкий контраст между зернистостью порфиробластов и зернистостью основной массы. Многие порфиробласты, представляющие собой наиболее ранние выделения из расплава (так называемые «интрателлурические вкрапленники»), начинают образовываться еще на значительной глубине, достигая при этом размеров 1—2 см. Быстрый подъем и последующее излияние эффузивов приводит к их переохлаждению, благодаря чему начинается одновременная кристаллизация остаточного расплава в виде стекловатой или частично раскристаллизованной массы, зернистость которой иногда не достигает и долей миллиметра. Часто основная масса не успевает прореагировать с порфиробластами, следствием чего является явная неравновесность порфиров и вмещающего их микрозернистого полиминерального агрегата. Благодаря перемешиванию в пределах одного эффузивного тела могут беспорядочно чередоваться порфировые и равномернозернистые разности, что значительно усиливает гетерогенность эффузивов.

Если глубина застывания расплава превышает 2—2,5 км, охлаждение идет значительно медленнее, что приводит к высокой степени раскристаллизации пород. При этом наблюдается тенденция к полнокристаллическим равномернозернистым структурам с примерно одинаковым размером зерен всех минералов и их полной взаимной равновесностью. Для интрузивов гипабиссального уровня часто характерны в пределах одного массива перепады от гипидиоморфнозернистых разностей (в глубине тела) к порфировым и даже полустекловатым (в апикальных или гипсометрически более высоких его частях).

Роль процессов фракционной и гравитационной дифференциаций в создании неоднородности изверженных пород особенно глубоко была обоснована Боуэном (1934). В настоящее время эти явления рассматриваются не как имеющие первостепенное значение, а лишь как осложняющие общий ход кристаллизации.

Разнообразные проявления взаимодействия магм с окружающими породами и друг с другом — главная причина гетерогенности интрузивов. Крайними явлениями при этом являются ассимиляция и гранитизация (ощелачивание)

магм. По современным представлениям (Коржинский, 1955; Жариков, 1960), внедрение магм есть процесс магматического замещения, в котором участвуют поднимающиеся вместе с расплавом ювенильные сквозьмагматические растворы. В зависимости от их интенсивности возможны инфильтрационный и диффузионный типы магматического замещения.

Ассимиляция (диффузионное магматическое замещение) проявляется при очень слабых потоках сквозьмагматических растворов. В этом случае поднимающаяся вверх магма (например, гранитоидная) насыщается компонентами вмещающих пород. Если боковые породы более основные, то в кровле массива образуются диориты и габбро, постепенно переходящие в обычные граниты в глубине массива. Иногда такие краевые габбро-диоритовые фации магм могут отщепляться и вести себя как самостоятельные интрузивы. При ассимиляции более кислых пород возникают аляскитовые фации.

Гранитизация, сиенитизация, диоритизация и т. д. (инфильтрационное магматическое замещение) возможны при наличии мощного потока сквозьмагматических растворов. Если они вступают в очень основные породы (доломиты, metabазальты), то вследствие повышения активности щелочей начинается их обратная диффузия в расплав с образованием щелочных краевых фаций магм—сиенитов, нефелиновых сиенитов и т. д. Именно с этим связаны обычные сиенитовые оторочки вокруг гранитов. Повышение активности калия приводит к более ранней кристаллизации ортоклаза, благодаря чему возникают крупные его порфиробласты и характерные краевые фации порфиробластических гранитов.

Из-за неравномерности потоков сквозьмагматических растворов ассимиляция и гранитизация могут проявляться одновременно в разных частях одного и того же массива. Поэтому к краям интрузива граниты могут переходить как в диориты и даже габбро, так и в сиениты. Это создает очень пеструю картину сочетания самых разных пород с широко колеблющейся зернистостью, осложняющуюся наличием ксенолитов кровли. Если учитывать возможность смешения расплавов разного состава, внедрение в полузастывшие кровельные части остаточных дифференциатов из глубинных участков массива (аплиты, пегматиты и т. д.) и прочие явления магматической стадии, стано-

вятся ясными причины исключительно пестрого состава как химически, так и текстурно кристаллизующихся интрузивов. В пределах единой магматической формации специфические проявления гибридизации и ассимиляции связаны с каждым новым циклом внедрения.

Существенные изменения зернистости, однородности и химического состава интрузивных пород связаны с наложением, обычно весьма неравномерным, постмагматических явлений. По своей сущности они подразделяются на процессы щелочной и последующей кислотной стадий (Коржинский, 1955).

Процессы щелочной стадии выражаются преимущественно в интенсивной автофельдшпатизации апикальных частей массивов, проявленной как вдоль отдельных разрывов, так и более или менее фронтально. Иногда вместо калишпатизации происходит альбитизация с образованием зон мономинеральных альбититов. Но наибольшие изменения интрузивных тел, особенно гранитоидов, связаны с явлениями кислотного выщелачивания, выражающимися в выносе сильных оснований, щелочей и сильном окварцевании. Все эти изменения приурочены исключительно к краевым частям интрузий, преимущественно к зонам вторичного рассланцевания. Наиболее обычный процесс такого рода — грейзенизация, т. е. замещение полевых шпатов мусковитом и кварцем.

Выщелачивание приводит не только к заметному укрупнению зернистости, но, как правило, и к повышению пористости пород. Различные пересекающиеся метасоматические жилы и прожилки, минералы в которых обычно более крупнозернисты, чем в самой интрузии, приводят к крайней неоднородности строения. Поскольку наиболее низкотемпературные гидротермальные явления (хлоритизация, березитизация) сопровождаются сильным дроблением и катаклизом, который залечивается далеко не полностью, ясно, что проницаемость гидротермально измененных гранитов для вадозных вод и их инженерно-геологические свойства часто не имеют ничего общего со свойствами исходных магматических пород.

Особенно важна макронеоднородность изверженных пород, возникающая в результате их растрескивания на постмагматической стадии. В разделе 3 главы II неоднородность изверженных пород, обусловленная их трещиноватостью, будет рассмотрена на конкретном примере.

3. Формирование и развитие неоднородности горных пород в ходе геологической истории

Неоднородность присуща любой горной породе с момента ее возникновения и исчезает лишь с исчезновением самой породы. Однако в процессе петрогенеза¹ характер неоднородности претерпевает существенные изменения.

Геологическая история каждого конкретного массива горных пород настолько своеобразна, а значение различных этапов этой истории в формировании физических свойств пород настолько плохо известно, что рассмотреть эту проблему «в общем» чрезвычайно трудно. Здесь неизбежна крайняя схематизация. Мы пойдем по пути В. А. Приклонского (1956) и Ф. В. Котлова (1962) и рассмотрим значение стадий петрогенеза, приведенных в некую идеальную последовательность. При этом необходимо иметь в виду, что, во-первых, эта последовательность может нарушаться как путем выпадения некоторых стадий, так и путем их перестановки, а во-вторых, стадии петрогенеза, даже в самом широком их понимании, лишь обобщенно отражают события и процессы, составляющие геологическую историю массива горных пород.

Процессы петрогенеза в целом представляют собой характерную реакцию горных пород как системы на изменение внешних условий (давления, температуры, химизма вмещающей среды). Любое изменение условий существования горных пород так или иначе сказывается на их составе и строении. Обобщая определения диагенеза, данные Л. В. Пустоваловым (1940) и Н. М. Страховым (1960), и основываясь на результатах А. В. Копелиовича (1965), Д. С. Коржинского (1953), Д. С. Соколова (1962), можно определить процессы петрогенеза как процессы физико-химического и механического уравнивания многокомпонентной системы горной породы в постоянно меняющихся внешних условиях ее существования. Тогда со всей отчетливостью выступает зависимость хода петрогенетических процессов от геологической истории массива горных пород, которую особенно подчеркивали А. В. Копе-

¹ Термином «литогенез» Н. М. Страхов (1960) объединяет седиментацию и диагенез осадочных пород. Под петрогенезом мы вслед за В. А. Приклонским будем понимать все стадии образования и преобразования горных пород, в том числе и изверженных.

лиович и Д. С. Соколов. В такой трактовке основные стадии петрогенеза (диагенез, эпигенез, метаморфизм и т. д.) выступают как обобщенные для наиболее характерных в геологической истории ситуаций комплексы процессов и явлений физико-химического уравнивания горных пород в новых условиях существования.

С точки зрения формирования неоднородности горных пород сказанное представляет особый интерес в двух отношениях: в ходе петрогенеза меняется геологическая природа неоднородности горных пород; степень неоднородности также не остается постоянной, а зависит от степени гармонии, достигнутой к данному моменту геологического (а иногда и не только геологического) времени, между породой и условиями ее существования.

Осадки, подвергающиеся в ходе геологической истории различным петрогенетическим преобразованиям, как было показано в разделе 1, изначально неоднородны. Следствием этого являются различия в ходе диагенеза в разных точках осадочной толщи. Неоднородность сформировавшихся в ходе диагенеза осадочных пород вызывает неодинаковое в разных точках породы течение процессов эпигенеза и т. д. Отсюда возникает унаследованность в развитии неоднородности горных пород, подчеркивавшаяся применительно к формированию пористости Д. С. Соколовым. Унаследованность представляет третью важную для нас особенность петрогенетических процессов.

Перейдем к краткому рассмотрению основных стадий петрогенеза. Значение основных стадий с точки зрения их роли в формировании неоднородности и анизотропности горных пород и их физических свойств схематично показано в табл. 2.

Рассмотренный в разделе 1 процесс осадконакопления завершается формированием на дне бассейна неоднородной толщи вещества, отдельные компоненты которого находятся в неравновесном состоянии. За счет исходных неравновесных компонентов осадка формируются устойчивые в новых условиях аутигенные минералы и происходит химическая дифференциация вещества. В результате «равномерное распределение аутигенных минералов постепенно сменяется резко выраженным неравномерным», возникают «неопределенных очертаний пятна, линзы, конкреции, пластообразные стяжения и т. д.» (Страхов, 1960, т. I, стр. 80). Таким образом появляются совер-

Стадии петрогенеза	Основные процессы	Роль данной стадии в формировании физических свойств пород в массиве
Осадконакопление	Напластование. Формирование состава и мощности слоев, текстуры и структуры	Возникновение первичной неоднородности и анизотропности как проявление структуры и текстуры пород в массиве
Диагенез	Частичное изменение состава, уплотнение, потеря влажности, частичная литификация, изменение мощностей слоев	Уменьшение пористости, уплотнение и спорадическая литификация. Первичное раскрекивание
Эпигенез	Дальнейшее изменение состава и мощности слоев, полная литификация, возникновение своеобразных структур растворения	Уменьшение степени неоднородности пород. Формирование «скальных» горных пород с высокой прочностью
Дислокации и динамометаморфизм	Складчатость. Разрывы. Тектоническая трещиноватость, расслаивание	Дифференциация и усложнение форм залегания пород. Резкое увеличение неоднородности и изменение характера анизотропии (вторичная неоднородность и анизотропность)
Региональный метаморфизм	Уплотнение. Изменение вещественного состава, структуры и текстуры	Уменьшение степени неоднородности. Изменение характера анизотропии
Контактный метаморфизм и гидротермальная переработка	Изменение вещественного состава, иногда структуры и текстуры	Возникновение локальных зон с резко анормальными физическими свойствами
Разгрузка	Раздвижение блоков породы, разделенных трещинами. Снятие естественного напряженного состояния. Возможно формирование новых трещин	Формирование и разрастание от дневной поверхности в глубину зоны повышенной сжимаемости и проницаемости
Выветривание	Изменение состава и всех свойств породы. Обычно разрушение структурных связей	Формирование и разрастание от дневной поверхности зоны разрушенных пород. Проницаемость сперва возрастает, затем падает. Показатели прочностных и деформационных свойств снижаются
Инженерная деятельность человека	Цементация, дробление, высушивание, обводнение, замораживание, оттаивание	Целенаправленное или побочное изменение любых свойств пород

Петрогенез

шенно новые элементы неоднородности, отсутствовавшие в «свежем» осадке. В целом в результате процессов диагенеза масса вещества остается преимущественно рыхлой. Унаследованность развития неоднородности в диагенезе наиболее ярко проявляется в различии степени и характера изменений первично разных по составу осадков: карбонатные и кремнистые осадки окаменевают; глины уплотняются, но сохраняют пластичность; пески существенно не изменяются.

В отличие от диагенеза основными факторами эпигенетических процессов являются совершенно новые термодинамические условия существования горных пород, в том числе давление вышележащих толщ и температура. В результате сложных физико-химических процессов, глубоко изученных А. В. Копелиовичем (1965 и ранее), происходят полная перестройка структуры пород и сплошное окаменение. Несмотря на это отчетливо прослеживается унаследованность в развитии неоднородности. Даже в одном и том же разрезе породы различного состава переходят от диагенеза к эпигенезу в разное время. Раньше всего эпигенетические преобразования начинаются в карбонатах, затем в глинах и лишь после этого в песках. При этом песчано-алевритовые породы преобразуются в эпигенезе значительно сильнее, чем глинистые и карбонатные, что объясняется пестротой давлений в каркасе породы (разница в давлениях на контактах зерен и на свободных поверхностях). Представление об избирательном характере эпигенеза позволяет подойти к объяснению генезиса таких «странных» толщ, как верхнемеловой флиш Новороссийского прогиба, где кварц-глауконитовые песчаники, имеющие прочность от 1600 до 3280 кг/см², переслаиваются с пластичными глинами (данные С. Л. Афанасьева и Ч. Б. Борукаева).

В целом процессы глубинного эпигенеза, протекающие в «почти закрытой» системе вода — порода, приводят все же к некоторому снижению степени неоднородности горных пород. Однако процессы регрессивного эпигенеза, обусловленные большей подвижностью подземных вод, резко нарушают эту картину, приводя к каолинитизации, карбонатизации и частичному растворению пород с возникновением вторичной пористости.

Совершенно новые формы неоднородности и анизотропности возникают в ходе тектонических деформаций. Ха-

рактальной особенностью тектонических деформаций является их неравномерное распределение в пространстве. Эта неравномерность для складок (собственно деформации в механическом смысле) и разрывов (разрушения в механическом смысле) имеет разную природу. Неравномерность пространственного распределения складчатости определяется прежде всего неоднородностью строения земной коры, неоднородностью тектонических полей напряжений¹ и различиями в свойствах деформируемых пород. Иными словами, неравномерность пространственного распределения складчатости зависит от геологических причин. Что же касается разрывов, то неравномерность их пространственного распределения, зависящая от тех же факторов, что и складчатость, в первую очередь определяется также неоднородностью самого процесса разрушения. Неоднородность разрушения, выражающаяся в его локальном характере, приводит к дискретному распределению в массиве горных пород разрывов и трещин. При этом распределение этих локальных зон разрушения даже в однородной среде оказывается существенно неоднородным. Следовательно, разрывы и трещины вносят в массив горных пород дополнительную неоднородность двояким образом: а) самим фактом существования (в одном месте есть трещина, в другом ее нет), б) неравномерным распределением в пространстве.

Избирательный характер тектонических деформаций, который можно рассматривать как своеобразную унаследованность, проявляется в специфической взаимосвязи тектонических форм с составом и строением деформируемых массивов. Этот вопрос обсуждается многими геологами в работах описательного, экспериментального и теоретического характера, достаточно широко известен и будет иллюстрирован конкретными примерами в разделе 2 главы II.

Таким образом, тектонические дислокации являются, наряду со слоистостью, вторым важнейшим фактором, обуславливающим макронеоднородность горных пород. В ходе тектонических деформаций существенные изменения претерпевает микроструктура горных пород. Эти изменения отчетливо прослеживаются в двух уровнях: микроскопи-

¹ Неоднородность тектонических полей напряжений анализировалась П. Н. Паниковым (1959).

ческом (например, возникновение структур дифференциального скольжения, описанных А. В. Копелиовичем и И. М. Симановичем, и развитие микротрещиноватости) и субмикроскопическом (генерация, перемещение и накопление дислокаций в кристаллах, формирование зародышей микротрещин). В результате этих процессов даже и однородная первоначально горная порода стала бы неоднородной. Преобразование микронеоднородности в ходе тектонических дислокаций тесно связано с явлениями метаморфизма.

Процессы регионального метаморфизма, протекающие длительное время в постоянных условиях, в целом приводят к выравниванию свойств пород в больших объемах (толща переслаивающихся кварцитов и кристаллических сланцев, несомненно, однороднее, нежели переслаивание глин с песчаниками). Однако эти процессы, так же как и процессы глубинного эпигенеза, носят избирательный характер. Дж. Дж. Рид (Reed, 1962) на примере вулканогенно-осадочных толщ Новой Зеландии показал, что при региональном метаморфизме степень измененности макроструктуры пород убывает от вулканических аргиллитов к осадочным аргиллитам, грауваккам и яшмам. По степени вещественных преобразований породы выстраиваются в другой ряд: вулканогенные аргиллиты, яшмы и роговики, аргиллиты, лавы и граувакки. Также избирательно развиваются в породах и складки волочения. Прослеживание характера измененности пород от зоны незначительного метаморфизма (район Веллингтона) к зоне кристаллических сланцев Отаго показывает, что степень избирательности регионального метаморфизма падает с ростом его интенсивности.

Избирательность регионального метаморфизма на примере флишевых отложений Нуратинского хребта была показана ранее А. А. Арустамовым (1952), указавшим, что измерения аргиллитов интенсивнее, чем изменения алевролитов, причем метаморфизация последних состоит главным образом в изменении их глинистой составляющей. А. П. Феофилова (1952), изучая влияние метаморфизма на пористость угленосных пород среднего карбона Донбасса, пришла к выводу, что несмотря на общее уменьшение пористости метаморфизм не затушевывает дифференциации по пористости, обусловленной первичными факторами, а в ряде случаев даже подчеркивает ее.

Существенно иную роль в рассматриваемом аспекте играют локальные процессы метаморфизма (контактовый, гидротермальный), которые приводят к формированию в массивах горных пород локальных зон сильно измененных пород, свойства которых зачастую ничем не напоминают материнской породы. Эти процессы носят избирательный характер, так что зоны локального метаморфизма внутри себя также неоднородны. И. А. Кензин отмечает, что гидротермальные изменения известняков затухают вблизи контактов с глинистыми прослоями. А. А. Арустамов в упоминавшейся работе указывает, что в противоположность процессам регионального метаморфизма, при контактовом метаморфизме наибольшие изменения претерпевают алевриты и песчаники, наименьшие — сланцы, что объясняется большей проницаемостью первых для гидротермальных растворов.

В ходе процессов петрогенеза большую роль играют метасоматические процессы. Конечным продуктом метасоматоза должны быть мономинеральные породы, т. е. процесс этот, казалось бы, должен приводить к снижению степени неоднородности горных пород. Однако в действительности в разных точках пространства процесс доходит до разных стадий и возникает метасоматическая зональность (Коржинский, 1953). Помимо этого существует целый ряд факторов, вызывающих отклонения процессов метасоматоза от идеальной схемы и приводящих к возникновению новой и преобразованию существующей неоднородности. К числу таких факторов относятся (Коржинский, 1953; Соколов, 1962):

1) изменение температуры и давления раствора по направлению его движения, приводящее к изменению интенсивности и характера метасоматических процессов;

2) неравномерность распределения в пространстве пор и трещин, обуславливающая неравномерную проницаемость горных пород;

3) локальная изменчивость растворимости горных пород, связанная с влиянием на растворимость размера частиц, наличия химически активных примесей, разницы давлений в различных точках породы (Копелиович), ориентировки граней кристаллов;

4) фильтрационный эффект в растворах (Коржинский, 1947), выражающийся в отстаивании растворенного вещества от растворителя при фильтрации в слабопроницаемой среде.

С последними тремя факторами связаны явления унаследованности в процессах растворения, кристаллизации, метасоматоза. Поскольку крупные кристаллы растворяются хуже мелких, то в одно и то же время может происходить рост крупных кристаллов за счет растворения мелких (Коржинский, 1953), усугубляющий ранее существовавшую неоднородность в их размере. Фильтрационный эффект, проявляющийся тем лучше, чем слабее проницаема среда, усугубляет первичную неоднородность в распределении пор, «так как узкие поры отложением вещества будут еще более сужаться, а растворение вещества в грубопористых участках приведет к еще большему расширению здесь пор» (Коржинский, 1947, стр. 47).

Существенно важную роль для инженерной геологии играет неоднородность, формирующаяся в массивах горных пород в ходе процессов гипергенеза. Эти явления будут рассмотрены в главе II на конкретных примерах.

Резюмируя изложенное, подчеркнем, что точно так же, как и формирование свойств породы (материала), формирование структуры массива горных пород является результатом сложных и разнообразных процессов, составляющих геологическую историю массива. Поэтому изучение неоднородности горных пород как оснований или среды инженерных сооружений, объектов разработки и т. д. должно выполняться на базе историко-геологического естественно-исторического подхода к явлениям, что находится в полном соответствии с традициями советской прикладной геологии.

Глава II

КЛАССИФИКАЦИЯ НЕОДНОРОДНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НЕОДНОРОДНОСТЬ НИЗШИХ ПОРЯДКОВ

1. Классификация неоднородности горных пород

В главе I показано, что неоднородность горных пород проявляется при любых масштабах исследования — от формации до образца горной породы или даже кристалла. Следовательно, как с естественно-исторической точки зрения, так и исходя из потребностей практики, классификацию неоднородности горных пород необходимо строить прежде всего на основании масштабов ее проявления. Так, в петрографии осадочных пород выделяют макро-, мезо- и микротекстуру горных пород (Швецов, 1958, 1961). Нефтяники (Семин, 1962; Дементьев, 1965, и др.) различают микро- и макронеоднородность пород и т. д.

При специальном изучении неоднородности такое деление, однако, является недостаточным. Более детальное рассмотрение требует определения понятия «элемента неоднородности». Под элементом неоднородности подразумевается наибольший объем горной породы, который на данном уровне¹ может рассматриваться как внутренне однородный в интересующем нас отношении и отличающийся в этом отношении от смежных с ним объемов. По аналогии с классификацией внутренних (собственных) остаточных напряжений в механике (Давиденков, 1936; Морозов и Фридман, 1962) будем различать по размеру элементов неоднородность четырех порядков (уровней).

Неоднородность порядка IV — это установленная в физике твердого тела неоднородность реальных кристаллов: наличие дефектов кристаллической решетки, дислокаций, вакансий, межзурельных атомов и т. п.

¹ Строгое определение понятия «уровень» увело бы нас слишком далеко. Апеллируя к здравому смыслу, скажем, что в отличие от статистической физики, где известны макро- и микроскопический уровни, здесь рассматривается ряд промежуточных уровней, а также уровни «сверхмакроскопические».

Неоднородность порядка III — это установленная в геохимии и петрографии неоднородность состава и структуры горной породы: различие в химическом и минеральном составе, форме и размере зерен (кристаллов), неоднородность распределения цемента и пор, различный характер контактов между зернами, наличие микротрещин и т. п.

Неоднородность порядка II — хорошо известная в геологии неоднородность структуры и состава горных пород в пределах одной пачки, ритма, слоя: переслаивание пород разного состава, наличие макротрещиноватости, мелких тектонических и нетектонических дислокаций и т. п.

Наконец, неоднородность порядка I — известная в геологии неоднородность массива горных пород в пределах одной формации: наличие различных по составу, структуре, текстуре горизонтов, фациальная изменчивость, различная степень литификации, тектонические разрывы, зоны гидротермальной проработки, выветривания, разгрузки и т. п. Комплекс неоднородности порядка I есть не что иное, как геологическое строение массива. Обычно цель всей геологической разведки — выявление и изучение неоднородности порядка I.

Приведенная схема охватывает диапазон линейных размеров от 10^{-6} до 10^6 см, что позволяет считать ее достаточной для анализа всех структурных особенностей, представляющих интерес в задачах прикладной геологии. Относительно этой схемы нужно сделать два замечания: 1) выделение дискретных порядков неоднородности является несколько условным и преследует в основном конструктивные цели; 2) в зависимости от изучаемых свойств пород или особенностей решаемой задачи количество порядков неоднородности может быть изменено.

Необходимо подчеркнуть относительный характер структурной неоднородности. Действительно, принятие однородной или неоднородной модели зависит от масштаба рассмотрения (Ясинский, 1897; Матвеев, 1955; Фридман, 1956; Руппнейт, 1956; Müller, 1963). Идея относительности неоднородности была наиболее четко разработана Я. Б. Фридманом и иллюстрирована применительно к процессу разрушения металлов диаграммой структурной неоднородности. Автором (Рац, 1966 б) было предложено обобщение, позволяющее рассматривать эту диаграмму применительно к массивам горных пород и с равным успехом при анализе любых свойств (прочности, проницае-

мости, деформируемости и т. п.). По оси абсцисс диаграммы (рис. 1) откладывается линейный размер элементов неоднородности L_c , по оси ординат — линейный размер исследуемой области или области воздействия эксперимента, L_g — размер образца, размер зоны гидродинамического воздействия при опробовании скважин и т. п.

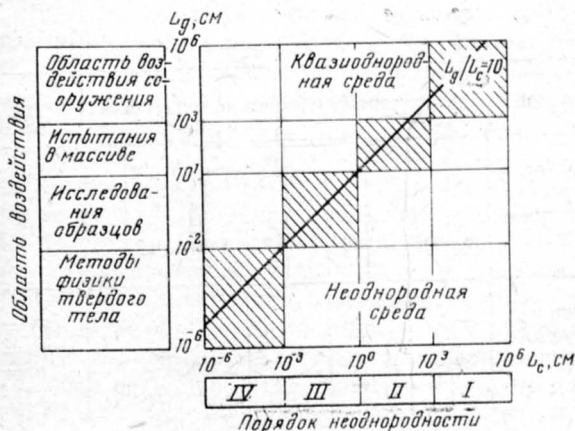


Рис. 1. Диаграмма структурной неоднородности горных пород в массиве

Диагональ на диаграмме разграничивает в первом приближении область, отвечающую однородной структуре (сверху) и неоднородной (снизу). Диагональ в первом приближении условно проводится по отношению $L_g/L_c = 10$. В верхней области ($L_g/L_c > 10$) неоднородность статистически осредняется и проявляется как свойство среды. Иными словами, для этой области можно предложить некую эквивалентную однородную среду, обладающую в среднем теми же свойствами, что и реальная среда, имеющая неоднородности $L_c < 0,1 L_g$. В нижней области ($L_g/L_c < 10$) структура оказывается неоднородной.

Из диаграммы следует, что одна и та же структура может оказаться неоднородной или квазиоднородной в зависимости от размеров области воздействия. Проверка гипотезы об однородности или неоднородности массива может быть сделана с помощью критерия χ^2 Пирсона. Для примера был выбран вполне однородный по геолого-петрографичес-

ким признакам участок Толстомысовской трапной интрузии (р. Ангара) со сплошным картированием трещин в масштабе 1 : 50 на площади в 40 м². Участок был разделен случайным образом сначала на 10 прямоугольных площадок, а затем на 5. Результаты проверки гипотезы о равномерном распределении средин следов трещин по площади представлены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

	Число средин трещин по площадкам										Результаты расчетов
Фактическое число трещин на площадках по 4 м ²	8	20	10	6	15	2	6	11	12	18	$\chi^2 = 22,3;$ $P = 0,01;$ $n = 108$
Фактическое число трещин на площадках по 8 м ²	28		16		17		17		30		$\chi^2 = 8,5;$ $P = 0,07;$ $n = 108$

Примечание. Число трещин на площадках по 4 м², вычисленное на основании гипотезы о равномерном распределении, составляет 10,8; а на площадках по 8 м² — 21,6.

Данные таблицы показывают, что при делении участка на 10 площадок гипотеза о равномерном распределении отвергается. При увеличении размера площадок вдвое фактический материал уже не противоречит гипотезе о равномерном распределении.

Из этого вытекает, что деление неоднородности по абсолютным размерам элементов неоднородности недостаточно. Необходимо, кроме этого, различать виды неоднородности по отношению размеров элементов неоднородности к размерам области воздействия в каждой конкретной задаче. При этом выделяются три типа неоднородностей.

1. Неоднородность высшего порядка, выступающая в форме свойств эквивалентной однородной среды. Например, неоднородность порядка IV (дефекты кристаллической решетки) при испытаниях образцов на прочность; неоднородность порядка III при испытаниях в массиве: при

нагрузках на штампы, гидродинамическом опробовании скважин и т. д.

2. Эффективная неоднородность, обуславливающая разброс значений результатов испытаний (заштрихованные области на диаграмме, см. рис. 1). Размер элементов этой неоднородности примерно на порядок выше размера области воздействия ($L_c \sim 0,1 L_g$). Это, например, неоднородность порядка III (петрографическая, микротрещиноватость) при исследовании образцов породы, неоднородности порядка II (макротрещиноватость) при испытаниях в массиве. Наличие эффективной неоднородности практически при любых видах испытаний делает неизбежным применение методов математической статистики и теории вероятностей.

3. Неоднородность низшего порядка, размер элементов которой больше размеров области воздействия или примерно равен ему. Статистическая природа этой неоднородности часто вуалируется: она выступает как макроскопическая, феноменологическая особенность структуры. Такова, например, неоднородность порядка II при исследовании образцов горных пород (наличие «слабых прослоев»); неоднородность порядка I (геологическое строение массива и его элементы) при производстве специальных исследований в массиве: опытно-фильтрационных работ, исследования горного давления и т. п.¹

Таким образом, неоднородность высшего порядка не препятствует рассмотрению горных пород как однородной среды, эффективная неоднородность осложняет это рассмотрение, вводя в него элемент случайности и оставляя возможность лишь статистического анализа. Наконец, неоднородность низшего порядка заставляет учитывать структуру массива при расчете оснований сооружений запасов полезного ископаемого, эксплуатации нефтяной залежи и т. д.

Проблема различия свойств в «образце» и в «массиве» (см. Введение) в ядре своем имеет задачу учета эффективной неоднородности и неоднородности низшего порядка

¹ Видно, что понятие «элемент неоднородности» является обобщением введенного ранее Коломенским и Комаровым (Коломенский, 1956) понятия «инженерно-геологический элемент». Действительно инженерно-геологический элемент есть не что иное, как элемент неоднородности низшего порядка. Введенные в последнее время Коломенским понятия «региональный» и «локальный» инженерно-геологические элементы примерно соответствуют элементам неоднородности первого и «нулевого» порядка в принятой здесь терминологии.

(хотя и не сводится к ней полностью). Отсюда понятна тенденция к увеличению размеров области воздействия при инженерно-геологических испытаниях и исследованиях: чем больше область воздействия, тем большая часть неоднородности переходит через разряд эффективной в разряд неоднородности высшего порядка. Вместе с тем, как подчеркивалось на VIII Международном конгрессе по большим плотинам в Эдинбурге, особенно в докладе Ж. Талобра, тенденция к увеличению размеров опробуемой области не эффективна, так как исключает возможность массовых испытаний и их статистической обработки¹.

Основное внимание при исследовании неоднородности горных пород уделяется неоднородности низшего порядка. При этом принято (Зенков, 1955; Каллистов, 1955; Грудев 1961; Марголин, 1965, и др.) различать случайную, хаотическую неоднородность (содержаний, свойств пород и т. д.) и закономерную или пространственно коррелированную изменчивость.

Еще С. И. Иванов (1936) и В. Г. Соловьев (1939) подчеркивали применительно к пространственному распределению полезных компонентов рудных месторождений, что содержания полезных компонентов в близлежащих точках рудного тела оказываются взаимосвязанными, т. е. в рудном теле имеются участки повышенных и пониженных содержаний. В таких случаях говорят о пространственно коррелированной изменчивости или о наличии тренда. Эта ситуация весьма точно охарактеризована С. И. Ивановым (1936, стр. 30): «Нельзя сказать, что результаты каждой отдельной проблемы полностью случайны, они определенно связаны с численными значениями анализов соседних проб. Конечно, некоторый элемент случайности здесь имеется и притом тем больший, чем больше расстояние между пробами и меньше равномерность оруденения». В последние годы совершенно аналогичная ситуация выяснилась и при изучении физических свойств горных пород (см. раздел 5 главы III).

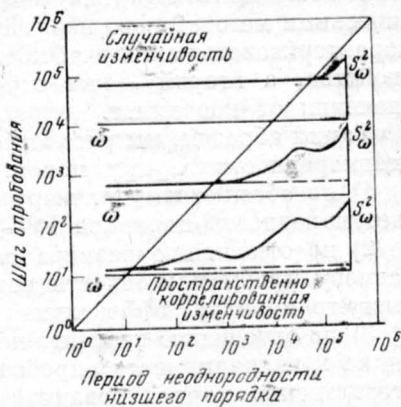
Развивая мысль С. И. Иванова, П. Л. Каллистов (1956) показал, что при фиксированном размере элементов неоднородности закономерность в их размещении выявляется

¹ В связи с этим хотелось бы подчеркнуть значение геофизических исследований горных пород. В настоящее время лишь это направление позволяет исследовать изменение свойств горных пород при широкой гамме изменений размера области воздействия от образца до целого массива включительно.

лишь в тех случаях, когда шаг опробования (среднее расстояние между пробами) меньше размеров элементов неоднородности (или полупериода неоднородности). Это положение можно иллюстрировать диаграммой неоднородности низшего порядка (рис. 2), позволяющей рассматривать неоднородность низшего порядка с принятых нами позиций.

Рис. 2. Диаграмма структурной неоднородности низших порядков

Пояснения к графикам, помещенным внутри диаграммы см. в главе III, раздел 4



По горизонтальной оси диаграммы отложен период неоднородности низшего порядка, по вертикальной — расстояние между точками опробования (скважинами, точками отбора образцов и т. д.). Диагональ на диаграмме разграничивает две области. В верхней области, где шаг опробования больше полупериода структурной неоднородности, неоднородность представляется случайной, хаотической. В нижней, где шаг опробования меньше полупериода неоднородности, неоднородность проявляется как закономерная. Таким образом, принятие закономерной или «случайной» модели неоднородности также зависит от масштаба исследования.

При фиксированной величине шага опробования, очевидно, можно выделить все те элементы неоднородности низшего порядка, полупериод которых больше принятого шага. Эти неоднородности низшего порядка могут быть, таким образом, разделены по величине периода (элемента неоднородности) или обратной ему величине — частоте. Понятно, что выделенные по частоте различные неоднородности низшего порядка будут совпадать с теми порядками неоднородности (IV—I), которыми начата классификация.

По характеру изменения свойств пород в пространстве выделяют скачкообразную и систематическую изменчивости. Такое разделение выполнено Д. А. Зенковым (1955) применительно к содержаниям полезных компонентов и Н. В. Коломенским (Коломенский, Иванова, 1966) применительно к инженерно-геологическим свойствам пород. Если пользоваться для изучения неоднородности статистическими методами, то первый вид изменчивости следует характеризовать как случай постоянства среднего значения свойства, а второй — как случай зависимости среднего значения от координат.

Таким образом, мы рассмотрели четыре классификации неоднородности горных пород:

1) по абсолютному размеру элементов неоднородности (неоднородность порядков IV—I);

2) по отношению размера элемента неоднородности к размеру пробы или области воздействия (неоднородность высшего порядка, эффективная и низшего порядка);

3) по отношению элемента неоднородности низшего порядка к величине шага опробования (хаотическая и пространственно коррелированная неоднородности);

4) по характеру изменения среднего значения свойств в пространстве (скачкообразная и систематическая изменчивости).

Эти классификации либо условны (как первая), либо относительны (как вторая и третья). Однако они достаточно просты и, как мы увидим ниже, удобны для практических целей. Рассчитывать же на разработку достаточно строгой для практического употребления геолого-генетической классификации неоднородности пока, по-видимому, преждевременно.

Далее в настоящей главе будут рассмотрены некоторые характерные примеры систематической изменчивости свойств пород, представляющей наиболее яркий пример проявления неоднородности низшего порядка. При этом мы будем пользоваться простейшими «моделями-откликами», рассматривая регрессии свойств пород в массиве по координатам пространства. Такой подход (при условии, что система координат выбирается из геологических соображений) позволяет наиболее отчетливо проследить геологический смысл изучаемых закономерностей (Чернышев, 1965а).

2. Неоднородность инженерно-геологических свойств пород формаций терригенного флиша

При крупномасштабных исследованиях в бассейне р. Селеты (Центральный Казахстан), проводившихся автором в 1958—1961 гг., была получена инженерно-геологическая характеристика селетинской терригенно-флишевой формации ордовика (Рац, 1963 б, в и др.). Сравнение инженерно-геологических условий строительства на р. Селете с условиями строительства ряда плотин на флише (Теребля-Рикская ГЭС в СССР, гидроузел им. В. И. Ленина в Румынии, плотина Бен-Метир в Тунисе) показывает, что флишевые формации характеризуются рядом общих закономерностей в пространственном распределении свойств пород. Эти общие закономерности хорошо иллюстрируют соображения, приведенные в главе I.

Общность инженерно-геологических свойств различных флишевых формаций объясняется прежде всего тем, что в силу различий первоначального состава осадков во флишевых ритмах (пески, алевриты, глины) процессы петрогенеза носят избирательный характер (раздел 3 главы I), чем обусловлено резкое различие свойств пород 1 и 2-го элементов флишевых ритмов (1 и 2 э. р.).

Различие свойств 1 и 2 э. р. является главной особенностью флиша, характерной для всех флишевых формаций. При этом первые элементы ритмов терригенного флиша всегда представлены прочными «скальными» песчаниками с временным сопротивлением раздавливанию от нескольких сотен до 3 тыс. кг/см^2 . Высокая прочность флишевых песчаников в большинстве случаев обусловлена своеобразными эпигенетическими структурами растворения и взаимопроникновения обломочных частиц. В алевропелитолах 2 э. р. эти структуры не отмечались.

Свойства алевропелитовых слоев 2 э. р. варьируют в широких пределах в зависимости от возраста флиша. Так, для большинства альпийских флишей характерны 2 э. р., сложенные «полускальными» и даже пластичными алевропелитами и глинами (Карпаты, Кавказ). При этом степень литификации пород 2 э. р. определяется их первоначальным составом, причем пластичными оказываются, как правило, чистые пелиты, а добавки алевритового, примеси кремнистого и карбонатного материала резко повы-

шают степень окаменения породы (устное сообщение С. Л. Афанасьева). Для герцинских и более древних флишей более характерны «скальные» 2 э. р., причем слои их, как правило, рассланцованы. В песчаниках 1 э. р. сланцеватость не встречается, а, наоборот, преобладают «общие» (В. В. Белоусов) трещины, перпендикулярные слоистости.

Процессы выветривания (Рац, 1963 в) также различным образом влияют на породы 1 и 2 э. р. В Казахстане, в частности, это проявляется в том, что алевропелитолитах 2 э. р. механическое разрушение опережает химическое выветривание, в песчаниках же 1 э. р. наблюдается обратная картина. В результате физико-механические свойства песчаников в зоне выветривания варьируются значительно сильнее, чем свойства алевропелитолитов. Причем это соотношение отмечается не только во флише, но во многих терригенных толщах палеозоя Центрального Казахстана.

Для флиша характерна сложная дислоцированность отложений независимо от их возраста, что связано с приуроченностью флишевых формаций к предороговой стадии развития геосинклиналей. Наконец, имеющиеся материалы позволяют предполагать, что для большинства флишевых формаций характерна незначительная, но крайняя неравномерная водопроницаемость.

Охарактеризованные породы 1 и 2 э. р. образуют закономерные сочетания — парагенезы — ритмы флиша. По разрезу и по простиранию отмечаются значительные изменения состава и строения ритмов. Именно благодаря этой изменчивости наблюдаются отчетливые корреляционные связи строения и состава флишевых ритмов со степенью дислоцированности толщи, со степенью анизотропности, с характером рельефа местности, с характером выветривания, с характером и интенсивностью трещиноватости, с водопроницаемостью. Рассмотрим эти связи подробнее.

Известно, что тонкослоистые толщи легче поддаются изгибу, чем толстослоистые; глины деформируются легче, чем твердые песчаники. Совместное действие этих двух факторов особенно ярко проявляется в районах, сложенных флишем. Так, наблюдения, проведенные в Казахстане, показали, что мощные пачки «дикого» флиша (мощность слоев песчаника более 1 м, общая мощность пачек порядка нескольких сотен метров) смяты в крупные, сравнительно пологие складки (углы падения до 40–55°) с длиной полуволны порядка 3–5 км; пачки грубо-

флиша, включающие слои песчаников мощностью до 1 м, образуют складки с длиной полуволны 200—500 м и углами падения на крыльях до 70°, пачки типичного флиша со слоями песчаников порядка 10 см и примерно равным содержанием в разрезе песчаников и аргиллитов образуют складки с длиной полуволны 3—20 м, часто опрокинутые; наконец, пачки субфлиша, в разрезе которых резко доминируют аргиллиты, а мощности прослоев песчаника не превосходят 3—7 см, смяты в мелкие (часто меньше 1 м в поперечнике) сложных очертаний складки. Только складки первых двух порядков выдерживают общее простирание и, как правило, линейны. Более мелкие складки имеют самые различные формы и простирание и часто беспорядочно нагромождены друг на друга. В качественном согласии с этими наблюдениями находятся результаты экспериментов Карри, Рэтнуда и Грампа (Carrigie и др., 1962). На опытах с резиновыми пластинками в желатине эти авторы показали, что между длиной полуволны складки и мощностью «жесткого» слоя имеется линейная связь в интервале длин волн $\lambda = 1$ фут $\div n$ миль и мощностей от долей дюйма до 1500 футов.

Связь строения и состава флишевых ритмов с характером складчатости определяет и степень анизотропности толщи. Почти во всех отношениях очень сложно дислоцированная тонкослоистая толща «работает» как неслоистая. В то же время недислоцированная флишевая толща характеризуется очень высокой анизотропностью. Таким образом, степень анизотропности флишевой толщи посредством складчатости оказывается связанной с составом и строением флишевых ритмов. А именно, массивы грубого флиша более анизотропны, чем массивы тонкого флиша. Причем это относится в равной мере как к первичной анизотропности, обусловленной слоистой текстурой, так и к вторичной, связанной с трещиноватостью пород: с усложнением складчатых структур резко возрастает изменчивость ориентировки и густоты трещин внутри массива, что не может не уменьшить его анизотропность (см. главу IV).

В связи с изложенными выше данными о характере анизотропности флиша обращает на себя внимание связь между степенью выраженности структур в рельефе, их размером и «грубостью» слагающих их пачек флиша. Для краткости назовем степень выраженности структур в рельефе «структурностью» рельефа. Можно считать, что структур-

ность рельефа выше для грубого флиша, смятого в относительно крупные складки. Чем тоньше флиш, чем мельче и сложнее складки, тем хуже выражаются они в рельефе. Для очень тонкого флиша, смятого в мелкие дисгармоничные складки, структурность рельефа падает до нуля (чем более изотропен массив, тем ниже структурность рельефа).

В свете указанных выше особенностей выветривания флиша очевидна связь характера выветривания с составом и строением флишевых ритмов: в более грубом флише будет прежде проявляться химическое выветривание, постепенно приводящее к разрушению массива, а в более тонком — непосредственное механическое разрушение с последующим химическим выветриванием обломочного материала.

Связи строения и состава флишевых ритмов с трещиноватостью и водопроницаемостью рассматривались автором в специальных работах (1963б и др.), где было показано, что более грубый флиш характеризуется более редкой сетью общих трещин, обладающих при этом большей шириной и более значительной водопроницаемостью¹.

Перечисленные выше связи выявлены в основном при анализе разреза флишевой толщи, в котором чередуются пачки тонкого и грубого флиша. С другой стороны, фундаментальными исследованиями Н. Б. Вассоевича (1948а) установлены закономерности изменения флишевой толщи вкрест простирания флишевого трога.

Основываясь на расширенном правиле фаций, можно «развернуть» выявленные закономерности на площадь развития флишевой формации.

Согласно представлениям Н. Б. Вассоевича и ряда других исследователей от древней береговой линии в глубь флишевого трога происходят утоньшение материала и уменьшение мощности слоев 1 э. р. и в связи с этим увеличение относительной роли 2 э. р. В этом направлении соответственно будут происходить: уменьшение размеров и усложнение формы складок, а поэтому и снижение степени анизотропности флишевой толщи и уменьшение «структурности» рельефа; изменение характера выветривания; увеличение густоты и уменьшение ширины трещин; изменение водопроницаемости.

¹ По данным Л. А. Молокова, в Карпатском флише наблюдается обратное соотношение: большей проницаемостью обладает более тонкий флиш. Однако изменение (то или иное) водопроницаемости в зависимости от строения ритма свойственно, по-видимому, всем флишевым формациям.

3. Неоднородность трещиноватости и проницаемости траппов

Первичную неоднородность изверженных горных пород в массиве можно иллюстрировать на основе анализа трещиноватости и водопроницаемости Толстомысовской трапповой интрузии в среднем течении р. Ангары. Ниже излагаются результаты, полученные С. Н. Чернышевым при исследованиях участка строительства Усть-Илимской ГЭС (Чернышев, 1963; Rats, Chernyashov, 1967).

Толстомысовская трапповая интрузия представляет собой гипабиссальное пластовое тело, залегающее в толще перемежающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов континентальной угленосной формации карбона. Осадочные породы лежат почти горизонтально. Интрузия вскрыта и частично срезана эрозией в долине Ангары. Дифференциация траппов в теле интрузии незначительна и не оказывает существенного влияния на свойства пород в массиве. Зато характер и интенсивность контракционной трещиноватости претерпевают значительные изменения в пространстве, что заметно сказывается и на проницаемости траппов.

Пространственная изменчивость параметров контракционных трещин определяется условиями застывания магмы при активном механическом взаимодействии ее с вмещающими породами («рамой», по А. А. Полканову). Если бы растрескивание происходило под действием одних внутренних сил растяжения, возникающих в раскристаллизованной интрузии по мере ее остывания вне каких-либо внешних силовых полей, возникли бы более или менее изометричные блоки, разделенные трещинами. Наложение на этот процесс силы тяжести приводит к возникновению шестигранной столбчатой отдельности (изометричной в плане), свойственной эффузивам. В рассматриваемом случае действуют еще и горизонтальные силы от давления вмещающих пород (рамы). Возникают четырехгранные в плане, близкие к параллелепипедальной форме отдельности, расчлененные сетью из трех ортогональных систем трещин. Такая картина наблюдается в центральной части тела интрузии. Ближе к контактам, где остывание идет быстрее и неравномернее (образуются микрокристаллические долериты с порфировой структурой и тонкокристаллические долериты с офитовой структурой) и сопровождается

ся динамическим воздействием со стороны еще подвижной массы внутренней части интрузии, ортогональность системы нарушается, трещины располагаются гуще и беспорядочнее (рис. 3). Сходным образом характер трещиноватости меняется при переходе от участка с повышенной мощностью интрузии к местам выклинивания силла, где мощность его снижается.

Логично предположить, что в этих же направлениях будет меняться и трещинная проницаемость трапфов. Эта гипотеза была проверена путем обработки материалов опытно-фильтрационных работ (на участке створа ГЭС было опробовано откачками и нагнетаниями в скважины более 500 десятиметровых интервалов). Результаты приведены на рис. 4. На рисунке по вертикальной оси отложено расстояние от контакта интрузии (внизу) с вмещающими осадочными породами (вверху), а по горизонтальной оси — логарифм коэффициента фильтрации. Как видно из графика

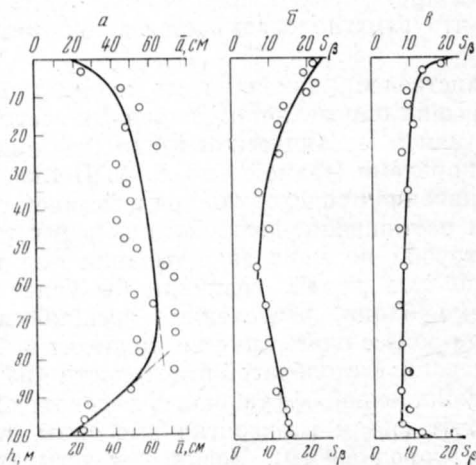


Рис. 3. Изменение параметров contractionной трещиноватости трапфов пластовой части Толстомысовской интрузии в зависимости от расстояния до контактов с вмещающими породами (по С. Н. Чернышеву)

a — средние расстояния между субгоризонтальными трещинами \bar{a} ; b — среднеквадратичное отклонение углов падения S_{β} субгоризонтальных трещин
 v — то же, для субвертикальных трещин

фика, водопроницаемость имеет максимальное значение у контакта и постепенно снижается в обе стороны от него до значений, свойственных неизменным приконтактовыми процессами осадочным и изверженным породам. В приконтактовой части водопроницаемость характеризуется средним арифметическим значением $K = 0,8 \text{ м/сут}$. В сторону осадочных пород она снижается на протяжении 20 м до значения порядка $K = 0,1 \text{ м/сут}$ и далее остается постоянной. В сторону изверженных пород водопроницаемость снижается на протяжении 15–20 м почти до нуля.

Таким образом, как показывает опыт анализа инженерно-геологических свойств терригенного флиша и траппов, целесообразно совместно с принятым в региональной инженерной геологии формационным подходом развивать внутриформационный анализ неоднородности горных пород и их парагенезов в пределах конкретных формаций. Если региональный подход опирается на внутреннее единство («однородность неоднородности») формаций, то внутриформационный анализ основывается на закономерной изменчивости свойств пород в теле формации. Такой подход позволяет ввести единую основу для инженерно-геологических исследований разных масштабов (Белый, 1964)

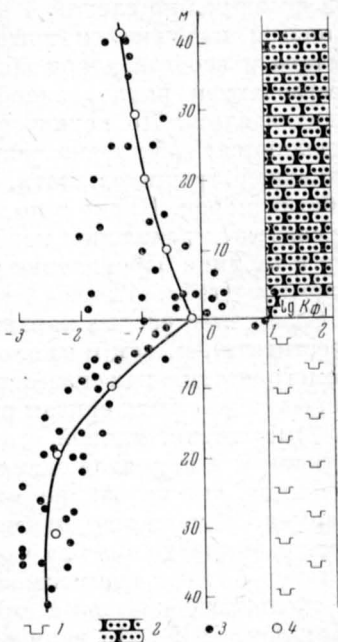


Рис. 4. Изменение водопроницаемости траппов и вмещающих пород в зависимости от расстояния до контакта (по С. Н. Чернышеву)

- 1 — траппы; 2 — осадочные породы;
3 — результаты опробования; 4 —
поинтервальные средние

4. Неоднородность, обусловленная тектоническими разрывами

Зона разрыва в общем случае представляет собой чрезвычайно сложную и часто изменчивую по простиранию и падению сместителя структуру. Изменчивость состава и свойств пород вблизи разрыва обусловлена существованием ряда разнообразных процессов, локализуемых здесь. По характеру проявления этих процессов выделяются: собственно разрыв, зона дробления, зона повышенной трещиноватости, зона гидротермальной переработки пород. Кроме того, с крупными разрывами бывают связаны проявления магматизма, не нашедшие отражения в таблице. Проявления указанных зон зависят от типа разрывов (табл. 4).

Собственно разрыв характеризуется наличием трещины (сместителя), и, как правило, каким-то смещением по ней. Геометрически, как известно из структурной геологии, разрыв может быть описан рядом параметров: ориентировкой сместителя, длиной его следа на поверхности земли, величиной и направлением смещения (амплитудой) и т. д. Величина амплитуды не остается постоянной по длине разрыва, а меняется от максимума (обычно в средней части разрыва) до нуля на его концах. Параметры разрывов зачастую бывают взаимосвязаны. Так, выявлена связь длины сколовых разрывов с амплитудой смещения (Cailleux, 1958; Рац, 1965). По данным А. Т. Упира (1958), существует также связь между амплитудой смещения и величиной раскрытия главной трещины сколовых разрывов. Для Челябинского угольного бассейна, согласно Упиру, раскрытие трещины в аргиллитах, алевролитах и углях составляет в среднем $1/100$ величины амплитуды. В песчаниках эта зависимость не прослеживается.

Характер зоны дробления определяется типом разрыва, величиной разрыва, типом вмещающих пород, характером проявления гидротермальной и магматической деятельности, геологической историей разрыва. Для заданного типа разрывов в пределах развития той или иной формации существует отчетливая корреляционная связь мощности зоны дробления с амплитудой смещения и длиной разрывов (рис. 5).

Деятельность гидротермальных вод, циркулирующих в зоне дробления, может коренным образом изменить ее

Элементы структуры зоны разрыва	Особенности данного элемента в зависимости от характера смещения по разрыву			
	Влияние на свойства пород	сброс	сдвиг	надвиг, взброс
Собственно разрыв	Поверхность ослабления, резкая неоднородность массива в результате сопряжения различных ком-плексов пород	Сместитель волнистый в плане и ровный по падению. Приспособлен для движения по падению	Сместитель ровный по простиранию. При-способлен для горизонтальных движе-ний по простиранию	Сместитель волни-стый в плане и ров-ный по падению. При-способлен для дви-жений по восстанию
Зона дробле-ния, милонити-зации	Локальная зона по-ниженной прочности, повышенной дефор-мируемости, аномаль-ной проницаемости	Тектоническая брек-чия, зияющие трещи-ны, крупные полости	Милонит, глинка тре-ния, перемятые по-роды, трещины сомк-нуты	Тектоническая брек-чия, глинка трения, трещины сомкнуты
Зона повышен-ной трещинова-тости (зона влияния раз-рыва)	Сгущение трещин, часто возникновение нескольких новых ст-ем трещин	Оперяющие трещины имеют то же прости-рание, что и разрыв	Оперяющие трещины субвертикальны с различным простира-нием	Оперяющие трещины имеют то же прости-рание, что и разрыв
Зона гидротер-мальной пере-работки пород	Резкие аномалии фи-зико-механических свойств пород, обыч-но снижение прони-цаемости	—	—	—

инженерно-геологическое значение, приводя к залечиванию зоны дробления (это наблюдается, например, в ряде древних зон дробления на створе Токтогульской ГЭС, которые полностью залечены кальцитом) либо, наоборот, к усугублению ее аномальных свойств при каолинизации тектонической брекчии и вмещающих пород. Такая картина,

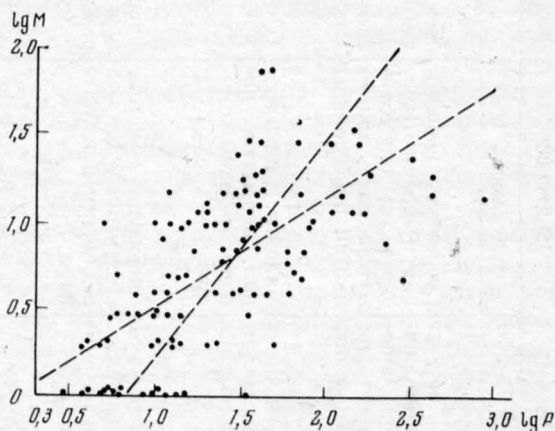


Рис. 5. Зависимость мощности $\lg M$ зон дробления сбросов от амплитуды смещения $\lg A$ в известняках Ларошели (по Кайе, с дополнениями и изменениями)

по данным Д. П. Прочухана, наблюдается в зонах разрывов на створах Усть-Каменогорской ГЭС на р. Иртыше, плотины Абитибби (Канада) и др.

Проявления магматизма также существенно меняют характер зоны дробления, причем могут приводить к полному ее залечиванию. Вместе с тем внедрение интрузий существенно усложняет свойства пород в массиве, увеличивает его неоднородность¹.

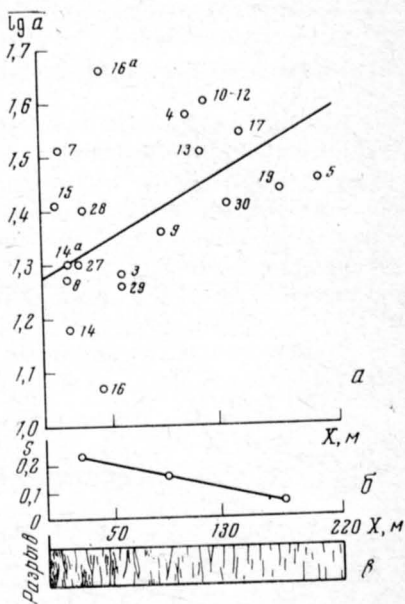
По предложению А. В. Количко мы называем зону аномального развития трещин, опережающих и оперяющих разрыв, зоной влияния разрыва. Для зоны влияния характерно закономерное изменение параметров трещиноватости в зависимости от расстояния до разлома (рис. 6), при-

¹ Здесь речь идет, разумеется, лишь о проявлениях магматизма вдоль мелких разрывов и не обсуждаются явления типа излияния базальтов по крупным расколам коры.

чем влияние разлома затухает по экспоненциальному закону. Мощность зоны влияния также зависит от величины разрыва. Зона влияния и зона дробления разрывов обычно затухают вместе с амплитудой смещения от средней части разрыва к его концам.

Рис. 6. Изменение густоты опережающих трещин в нижнемеловых песчаниках в зоне влияния разлома на участке створа Нурекской ГЭС (примерно по 1000 замеров)

a — зависимость средних логарифмов расстояний между трещинами $\overline{\lg a}$ от расстояния до разлома x ; b — зависимость среднеквадратичного отклонения $S \overline{\lg a}$ от расстояния до разлома x ; β — схема расположения трещин



Таким образом, в целом для зон разрывов характерно направленное изменение свойств пород от сместителя к периферии зоны разлома, а также от средней части разрыва к его краям по простиранию и падению сместителя.

5. Неоднородность горных пород в зоне гипергенеза

Большинство задач прикладной геологии связано с исследованиями свойств пород на относительно небольших глубинах. В особенности это характерно для инженерной геологии, где изучаются свойства пород на глубинах, не превышающих нескольких сотен, а чаще даже нескольких десятков метров. На таких глубинах особое значение приобретает неоднородность свойств пород, обу-

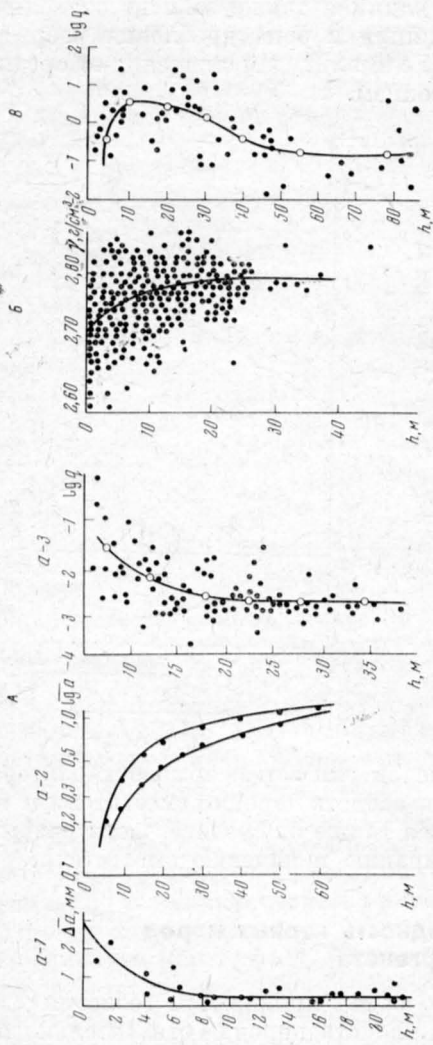


Рис. 7. Изменение свойств пород в зоне гипергенеза в зависимости от глубины h

А — преимущественное действие процессов разгрузки и механического выветривания; а-1 — изменение средней ширины трещин Δa в песчанках и алевролитах ордовика по глубине штотлен (среднее течение р. Селеты, Центральный Казахстан), данные автора; а-2 — изменение густоты $lg q$ а трещин с глубиной в основании Братской ГЭС, по Д. П. Прочухану; а-3 — изменение водопроницаемости $lg q$ с глубиной в основании гранитов Печарского гидроузла (данные Гидропроекта в обработке С. Н. Чернышева); Б — преимущественное действие процессов выветривания; изменение среднего объема веса γ песчанков и алевролитов ордовика Селеты по глубине (данные автора); В — совместное действие процессов разгрузки и выветривания; изменение водопроницаемости $lg q$ песчанков и алевролитов карбона по глубине в основании Усть-Илимской ГЭС (данные Гидропроекта в обработке С. Н. Чернышева)

словленная процессами выветривания и разгрузки (в результате эрозии и денудации) от веса залегающих гипсометрически выше масс горных пород (Чернышев, 1965 б).

Процессы разгрузки проявляются в трех основных формах: изменении компонентов тензора поля естественных напряжений в массиве; приоткрывании ранее существовавших в породе трещин; возникновении новых трещин, частично объединяющих ранее существовавшие (трещины разгрузки). Процесс разгрузки массива затухает с глубиной, затухают и указанные его проявления. Это естественно приводит к закономерной смене свойств пород по глубине (рис. 7, а-1, а-2, а-3).

Геометрически аналогично проявляются и процессы выветривания, выражающиеся в растрескивании и разрушении породы с резким возрастанием ее удельной поверхности, а также в комплексе физико-химических процессов, преобразующих вещественный состав породы и ее свойства как материала (рис. 7, б). Выветривание обладает резко выраженной избирательностью, поэтому названная схема проявляется по-разному в различных условиях (в зависимости от состава и структуры исходных пород, их первичной трещиноватости и т. д.). Совместное действие

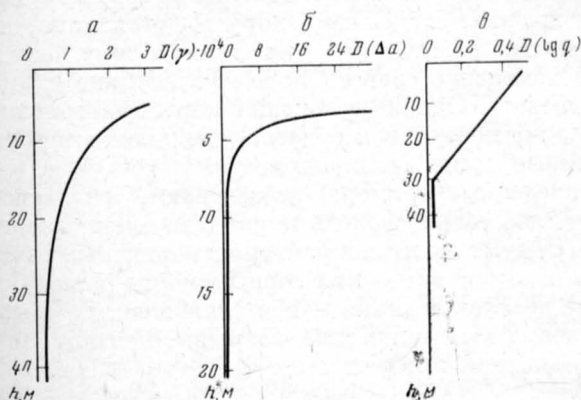


Рис. 8. Зависимость дисперсии свойств пород от глубины залегания в зоне гипергенеза

а — изменение дисперсии объемного веса $D(\gamma)$ песчаников и алевролитов ордовика (данные автора); б — изменение дисперсии ширины трещин $D(\Delta a)$ в траппах по глубине штольни, по С. Н. Чернышеву; в — изменение дисперсии водопроницаемости $D(\lg q)$ гнейсов по глубине в основании Печарского гидроузла (Украинский кристаллический массив); материал Гидропроекта в обработке С. Н. Чернышева

процессов разгрузки и выветривания может приводить к более сложному распределению свойств пород по глубине (рис. 7, в).

Процессы разгрузки и выветривания действуют на данном гипсометрическом уровне лишь до тех пор, пока не устанавливается гармония между свойствами залегающих здесь пород и условиями их существования вблизи поверхности Земли. Поверхность Земли служит здесь «плоским источником» возмущений: с глубиной вызванные этим источником процессы затухают. Действительно, все кривые на рис. 7 уже на сравнительно небольших глубинах H выходят на асимптоты.

В зоне гипергенеза ярко проявляется отмечавшаяся особенность развития неоднородности: степень неоднородности зависит здесь от степени гармонии, достигнутой к данному моменту между породой и условиями ее существования. Как материнская порода, так и элювий относительно однородны. Наибольшая неоднородность свойственна переходным разностям. В большинстве случаев это выражается в росте дисперсии свойств с уменьшением глубины залегания (рис. 8).

Иная картина складывается в областях развития мощных древних кор выветривания (например, в Казахстане). Толща элювия, слагающего кору выветривания, находится во вполне равновесном состоянии; в силу чего направленное изменение свойств пород по глубине здесь может отсутствовать. Однако в подошве коры выветривания имеется все же переходная область, где должны проявляться намеченные выше закономерности.

Приведенные примеры показывают, что «систематическое» изменение свойств пород в массиве связано в основном с двумя группами факторов: первичным изменением состава и структуры самих горных пород (флиш, траппы) и (или) действием каких-либо наложенных источников возмущения (тектонические разрывы, контакты с интрузиями, дневная поверхность).

НЕОДНОРОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И МАСШТАБНЫЕ ЭФФЕКТЫ

1. Эффективная неоднородность и масштабный эффект II рода¹

Степень неоднородности горных пород и их свойств принято характеризовать величиной коэффициента вариации. Однако коэффициент вариации и предлагаемые его заменители не полностью характеризуют степень неоднородности по следующей причине: их величина меняется с изменением объема проб (размеров области воздействия эксперимента).

С изменением размера области воздействия эксперимента может меняться не только коэффициент вариации, но (в общем случае) и все моменты распределения. Назовем масштабным эффектом I рода изменение среднего значения исследуемого признака, масштабным эффектом II рода — изменение дисперсии (стандарта), масштабным эффектом III рода — изменение степени асимметрии распределения и т. д. в соответствии с изменением i -тых моментов распределения ($i = 1, 2, 3...$).

Проявления тех или иных масштабных эффектов управляются механизмом действия элементов эффективной неоднородности на исследуемое свойство породы. Обратимся к широкому классу свойств горных пород, относительно которых (свойств) справедливы два допущения: изучаемое свойство является аддитивной функцией множества элементов эффективной неоднородности; вклады, вносимые в дисперсию изучаемого свойства каждым из элементов эффективной неоднородности, примерно одинаковы. (К этому классу относятся, по-видимому, все важнейшие свойства пород за исключением прочности, которую мы рассмотрим отдельно в разделе 4 этой главы.)

¹ Последовательность описания масштабных эффектов продиктована соображениями удобства.

Иными словами, мы полагаем, что каждый i -тый из n элементов эффективной неоднородности, составляющих данную пробу, характеризуется величиной ξ_i данного свойства ($i = 1, 2, \dots, n$), т. е. ξ_i есть, например, или пористость, или плотность, или проницаемость и т. д. данного элемента эффективной неоднородности. ξ есть случайная величина. Тогда свойство пробы в целом есть не что иное, как математическое ожидание случайной величины ξ , оцениваемое ее средним значением

$$\bar{\xi} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \xi_i. \quad (4)$$

На модели изменение исследуемого свойства горных пород в объеме массива трактуется как реализация некоей случайной функции, а процесс опробования состоит в осреднении значений этой реализации по некоторым произвольно выбранным конечным интервалам. Величина пробы (области воздействия эксперимента) выражается длиной интервала осреднения, число проб — числом этих интервалов.

Рассмотрим на модели масштабный эффект II рода. Подсчитаем дисперсию $\bar{\xi}$. Как известно, дисперсия суммы случайных величин равна сумме их дисперсий плюс удвоенная сумма корреляционных моментов по всем возможным парам i и j

$$D \left(\sum_{i=1}^n \xi_i \right) = D\xi_1 + D\xi_2 + \dots + D\xi_n + 2\Sigma K_{ij}. \quad (5)$$

В силу предположения о примерном равенстве дисперсий ξ_i можем записать

$$D \left(\sum_{i=1}^n \xi_i \right) \simeq n \cdot D\xi_1 + 2\Sigma K_{ij}. \quad (6)$$

Дисперсия среднего значения $\bar{\xi}$ будет

$$D(\bar{\xi}) \simeq \frac{D\xi_1}{n} + \frac{2}{n^2} \Sigma K_{ij}. \quad (7)$$

Соотношение (7) описывает зависимость дисперсии D от размеров области воздействия n для условий аддитивности, взаимозависимости и равноправности действия эле-

ментов неоднородности. Эту схему мы будем для краткости называть далее схемой А-В-Р (аддитивности — взаимозависимости-равноправности).

Представляет интерес часто встречающийся случай независимости ξ_i в смежных элементах неоднородности. Рассмотрим следующую модель пласта осадочной породы. Пласт состоит из множества n тонких «элементарных» слоев (например, песчинок, уложенных в один слой), лежащих друг на друге. Каждый «элементарный» слой претерпевает случайные колебания мощности (M_i) по площади. При этом колебания мощностей разных «элементарных» слоев взаимонезависимы. Будем исследовать изменчивость мощности (M) построенного таким образом пласта.

Поскольку $M = \sum_{i=1}^n M_i$, а все M_i равноправны и независимы (схема аддитивности — независимости — равноправности действия элементов неоднородности — схема А-Н-Р), дисперсия мощности пласта в отличие от (6)

$$D(M) \simeq n \cdot D(M_i), \quad (8)$$

т. е. дисперсия мощности пласта пропорциональна числу «элементарных» слоев. Из (8) непосредственно вытекает, что среднеквадратичное отклонение мощности пласта пропорционально корню квадратному из числа «элементарных» слоев

$$\sigma(M) = \sqrt{D(M)} \propto \sqrt{n}, \quad (9)$$

а коэффициент вариации мощности

$$V = \frac{\sigma(M)}{M} \propto \frac{\sqrt{n}}{M}.$$

Легко видеть, что средняя мощность пласта \bar{M} пропорциональна числу элементарных слоев

$$\bar{M} \propto n.$$

Окончательно имеем

$$V \propto \frac{\sqrt{n}}{n} = \frac{1}{\sqrt{n}} \quad (10)$$

или

$$V \propto \frac{1}{\sqrt{\bar{M}}}. \quad (11)$$

Соотношение (10) представляет собой одно из фундаментальных соотношений статистической физики, известное под названием «правила \sqrt{n} ». В нашем случае его можно сформулировать так: при соблюдении аддитивности, независимости и равноправности действия элементов неоднородности на изучаемое свойство породы, коэффициент вариации показателя этого свойства обратно пропорционален корню квадратному из количества элементов неоднородности, попадающих в сферу действия эксперимента.

Соотношение (11) является выражением этого правила применительно к рассмотренной модели пласта осадочной породы.

Обратимся к фактам. Вариация мощности пластов представляет значительный интерес как при корреляции разрезов осадочных толщ, так и при решении ряда задач прикладной геологии (особенно для характеристики неоднородности пластов-коллекторов нефти).

С. Л. Афанасьев (1961) изучил изменчивость мощностей слоев, ритмов и целых пачек флишевых отложений верхнего мела Новороссийского прогиба по направлению вдоль флишевого прогиба. Не задаваясь какой-либо теоретической моделью, С. Л. Афанасьев методом наименьших квадратов нашел зависимость среднеквадратичного отклонения мощности слоев и пачек от их средней мощности в виде

$$\lg S = 0,507 \lg \bar{M} - 0,204,$$

причем точность оценки коэффициента при $\lg \bar{M}$ составляет $\pm 0,011$. Из приведенного выражения легко получить

$$V = \frac{6,25}{\sqrt{\bar{M}}}, \quad (12)$$

что с точностью до постоянного коэффициента отвечает теоретически выведенному соотношению (11).

В работе З. И. Мурадинова (1965) приводятся данные о вариации суммарных эффективных мощностей (т. е. мощностей пластов-коллекторов) ряда нефтяных месторождений Куйбышевской области, где продуктивной является терригенная пачка нижнего карбона от подошвы репера N до кровли турне. Проведенная автором простая обработка указанных данных показала, что изменчивость

суммарных эффективных мощностей может быть аппроксимирована выражением

$$V = \frac{136,4}{\sqrt{M}}, \quad (13)$$

также отвечающим формуле (11).

Аналогичным образом были обработаны данные об эффективных мощностях горизонта D_1 (фактический материал заимствован из работ М. И. Максимова, 1965 и Л. Ф. Дементьева и др., 1965) и пластов B_1 , B_2 и B_3 Пермской области (материалы Л. Ф. Дементьева, 1965)¹. Изменчивость их мощностей может быть соответственно выражена формулами

$$V = \frac{156,8}{\sqrt{M}}, \quad (14)$$

$$V = \frac{213}{\sqrt{M}}. \quad (15)$$

Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемая закономерность отнюдь не является универсальной и действует в том и только в том случае, когда мощности слоев формируются в соответствии с условиями А-Н-Р и приведенной выше моделью. На рис. 9 даны графики зависимостей (12), (13), (14), (15), наглядно показывающие различие изменчивости мощностей флишевых отложений (вдоль прогиба) и терригенных коллекторов Поволжья, обусловленные особенностями их генезиса. В случае существенных отклонений от условий А-Н-Р, изменчивость мощностей не подчиняется соотношению (11). Примером могут служить данные по терригенной пачке C_1 Куйбышевских месторождений в целом (Мурадимов, 1965).

Приведенный фактический материал позволяет считать, что мощности пластов флиша и терригенных пластов-коллекторов нефтяных месторождений формируются в соответствии с условиями А-Н-Р, причем изменчивость мощностей пластов-коллекторов в 20—30 раз превосходит изменчивость мощностей во флише (вдоль прогиба). Это отражает различия в условиях седиментации терригенных коллекторов, формировавшихся в мелководном бассейне с

¹ Данные по пласту B_0 , приводимые в работе Л. Ф. Дементьева, были исключены из рассмотрения, так как пласт B_0 имеет ограниченное распространение на юге области.

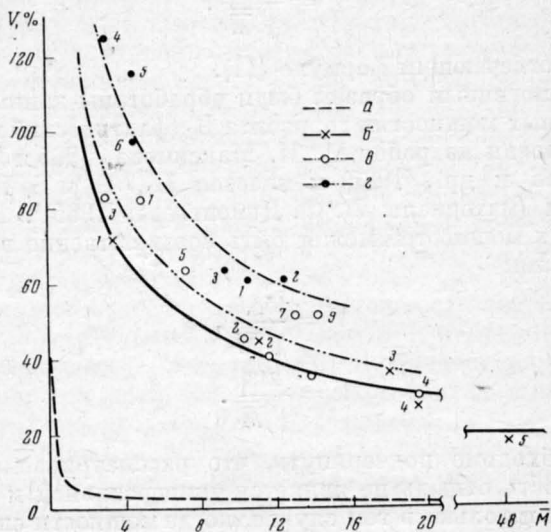


Рис. 9. Зависимость коэффициента вариации V мощностей пластов от их средней мощности \bar{M}

a_2 — флишевые отложения верхнего мела Новороссийского прогиба (вдоль прогиба), по С. Л. Афанасьеву (1961); б — суммарные эффективные мощности терригенной пачки нижнего карбона (от подошвы репера N до кровли турна) нефтяных месторождений Куйбышевской области, по данным З. И. Мурадинова (1965): 1 — Заборовское месторождение (по 48 скважинам), 2 — Карлово-Сытовское (по 61 скважине), 3 — Красноярское (по 62 скважинам), 4 — Белозерско-Чубовское (по 52 скважинам), 5 — Мухановское (по 261 скважине); а — эффективные мощности пласта D_1 , по данным М. И. Максимова (1965, табл. 28): 1 — Туймазинское месторождение, отдельные прослои пласта D_1 (по 829 скважинам), 2 — Туймазинское месторождение, пласт D_1 в целом (по 384 скважинам), 3 — Абдрахмановская площадь, отдельные прослои (по 2557 скважинам), 4 — Абдрахмановская площадь, пласт D_1 в целом (по 388 скважинам); по данным Л. Ф. Дементьева и др. (1965) для пласта D_1 в целом по месторождениям и площадям: 5 — Серафимовскому, 6 — Бавлинскому, 7 — Миннибаевской, 8 — Павловской, 9 — В.-Сулеевской; z — эффективные мощности пластов B_1 , B_2 и B_3 Пермской области, по данным Л. Ф. Дементьева и др. (1965): 1, 2, 3 — эффективные мощности пластов B_1 , B_2 и B_3 в целом соответственно; 4, 5, 6 — эффективные мощности отдельных проницаемых прослоев тех же пластов

крайне непостоянным режимом осадконакопления, и флишевых отложений, накапливавшихся в глубоком (свыше 200 м), узком прогибе при господстве продольных течений, разносивших материал вдоль прогиба (Афанасьев, 1961).

Обратимся к физическим свойствам горных пород. Рассмотрим такую важную характеристику, как распределение размеров пор. Исследование передвижения в пористой среде радиоактивного индикатора позволяет установить распределение эквивалентных размеров водопроводящих путей трубчатой модели среды (Чураев, Ильин, 1961). Один водопроводящий канал модели при этом соответствует некоторому множеству реальных пор. Понятно, что в этом случае размер водопроводящих путей модели связан с размером пор реальной среды условиями А-Н-Р, и, следовательно, изменчивость размеров водопроводящих путей модели должна подчиняться правилу \sqrt{n} .

В работе Чураева и Ильина приведены графики распределения размеров водопроводящих каналов, полученные в опытах с песком фракции 0,10—0,25 мм на образцах разной величины. Понятно, что количество пор песка (количество элементов неоднородности — n) пропорционально размеру образцов. Проведенная автором обработка результатов Чураева и Ильина, показала, что изменчивость размеров водопроводящих путей модели в зависимости от величины образцов может быть аппроксимирована формулой (16) (рис. 10)

$$V = \frac{22,8}{\sqrt{l}}, \quad (16)$$

где l — размер образцов (см).

Полученный результат представляет тем больший интерес, что при рассмотрении фильтрации как конвективной диффузии коэффициент конвективной диффузии D_k интерпретируется как дисперсия размеров водопроводящих путей трубчатой модели среды (Чураев, Гамаюнов, 1961).

Нетрудно установить, что условиям А-Н-Р будут удовлетворять такие свойства горных пород, как пористость, плотность, объемный вес и др. в тех случаях, когда в породе не содержится какого-либо компонента, резко аномального по указанным свойствам (например, очень тяжелый минерал).

На рис. 11 приведена для примера зависимость коэффициента вариации объемного веса моренных суглинков от объема образцов (экспериментальные данные С. П. Абрамова). Расположение экспериментальных точек на правой, пологой, ветви кривой свидетельствует, что образцы

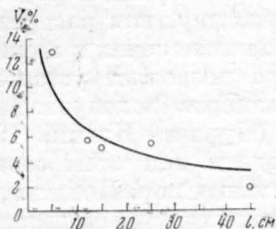


Рис. 10. Зависимость коэффициента вариации V , размеров пор от величины исследуемого образца l

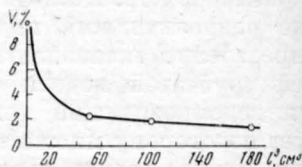


Рис. 11. Зависимость коэффициента вариации V объемного веса моренных суглинков от объема образцов l^3

данных размеров содержат большое количество (n) разнородных по плотности компонентов, в силу чего вариация объемного веса мала. Действительно, исследованные суглинки однородны, а содержащиеся в них включения малы по размерам (не крупнее гравия).

В практике распределение показателей свойств пород обычно изучается по результатам определений, сделанных на целой серии образцов. Возникает вопрос, не выгоднее ли (с точки зрения точности оценки среднего значения) заменить крупные пробы большим числом мелких проб. Тогда целесообразно говорить о компактной пробе и рассеянной пробе, подразумевая под второй серию мелких проб, суммарный объем которых сопоставляется с объемом компактной пробы. Для серии независимых определений коэффициент вариации оценки среднего арифметического

$$V_x = \frac{V_{x_i}}{\sqrt{n_1}}, \quad (17)$$

где n_1 — число проб;

V_{x_i} — коэффициент вариации индивидуальных значений.

Подставляя в (17) значение V_{x_1} из (10), получим

$$V_x \approx \frac{1}{\sqrt{n \cdot n_1}}, \quad (18)$$

где n — число элементов неоднородности в каждой пробе.

Произведение $n \cdot n_1$ есть общее число элементов неоднородности во всех пробах. Следовательно, в условиях А-Н-Р точность оценки среднего арифметического зависит только от суммарного объема пробы и не зависит от того, пользуемся ли мы компактной или рассеянной пробой. Таким образом, выбор размера проб в условиях А-Н-Р диктуется потребностью изучения степени неоднородности массива и экономическими соображениями.

Заметим, что условия А-Н-Р близки к условиям центральной предельной теоремы (Ван дер Варден, 1960; Вентцель, 1962). При $n \rightarrow \infty$ утверждения правила \sqrt{n} и центральной предельной теоремы, по-видимому, эквивалентны. Иными словами при достаточно больших n и фиксированном среднем значении правило \sqrt{n} описывает масштабный эффект II рода для свойств горных пород, подчиняющихся нормальному закону распределения, т. е. суммарные эффективные мощности слоев, размер пор трубчатой модели грунта, объемный вес и т. д., поскольку они подчиняются правилу \sqrt{n} , должны (при фиксированном n) подчиняться нормальному закону распределения¹. Фактический материал не противоречит этому выводу. Кривые распределения суммарных эффективных мощностей (Максимов, 1965, рис. 152, стр. 169), размеров пор (Чураев, Ильин, 1961) близки к нормальным. Непротиворечивость нормальной модели фактическому материалу для объемного веса проверена автором с помощью критерия χ^2 и подтвердилась.

Таким образом, изменчивость свойств горных пород, зависящих от элементов эффективной неоднородности по схеме А-Н-Р при достаточно больших n , подчиняется следующим правилам: 1) изменчивость этих свойств описывается нормальным законом распределения вероятностей;

.....
¹ При достаточно малых n правилу \sqrt{n} будут подчиняться свойства, распределенные, например, по биномиальному и гипергеометрическому закону распределения, однако с ростом n эти распределения, как известно, сходятся к нормальному.

Месторождения	СО	$\sqrt{\bar{V}_p}$ для указанной площади измерений F (мм ²)			
		160	320	480	960
Уэстерли	87,8	0,283	0,299	0,158	0,176
Маунт-Дезерт	46,0	0,553	0,418	0,530	0,380
Кэрменеллис	20,8	1,003	0,693	0,710	0,619

2) при изменении размеров области воздействия отсутствуют масштабные эффекты I и III рода; 3) масштабный эффект II рода описывается правилом \sqrt{n} .

Более общий характер, как было показано, имеет схема А-В-Р. Рассмотрим зависимость оценки изменчивости минералогического состава гранитов от площади изученного в шлифе участка и зернистости породы (Чейз, 1963). В работе Чейза (стр. 97, табл. 9) приводятся данные о средней изменчивости содержаний основных породообразующих минералов (кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз) в трех образцах гранитов месторождений Уэстерли, Маунт-Дезерт и Кэрменеллис по результатам количественно-минералогического анализа различных по величине участков шлифов. Мерой изменчивости содержаний у Чейза принят корень квадратный из средней дисперсии процентных содержаний каждого из породообразующих минералов, обозначаемый $\sqrt{\bar{V}_p}$. В качестве меры грубости гранитной структуры Чейз использует количество контактов между зернами породообразующих минералов на 25 мм произвольного сечения шлифа, обозначаемое им СО (число смен однородности). Исходные данные приводятся в табл. 5 (с округлением).

Количество элементов неоднородности в каждом анализе может быть грубо оценено как

$$n = (\text{СО}_{1 \text{ мм}})^2 \cdot F, \quad (19)$$

где $\text{СО}_{1 \text{ мм}}$ — количество смен однородности на 1 мм сечения; F — площадь участка шлифа, где проводились измерения.

Более ясную картину дает изменчивость «натурально-го» содержания породообразующих минералов, а не процентного содержания, изменчивость которого охарактеризована в таблице числами $\sqrt{\bar{V}_p}$. В данном случае мерой «натурального» содержания является площадь, занимаемая минералом в шлифе.

Оценка среднеквадратичного отклонения натуральных содержаний

$$S_{\text{мл}} = \frac{S_{\%} \cdot F}{100} \quad (20)$$

Данные табл. 5, пересчитанные по формулам (19) и (20), дают необходимый материал для изучения масштабного эффекта II рода. Как естественно предположить и как показал А. Б. Вистелиус (1966), нахождение того или иного минерала в граните рядом с заданным не является полностью случайным. Иными словами, существует некая взаимосвязь содержаний минералов в соседних точках породы. В этом случае естественно ожидать зависимость дисперсии натуральных содержаний от числа элементов неоднородности, соответствующую соотношению (6). Действительно, оценка дисперсии (S^2) натуральных содержаний растет для гранитов Уэстерли и Маунт-Дезерт не пропорционально n , а ускоренно (рис. 12, а). Для гранитов Кэрри-

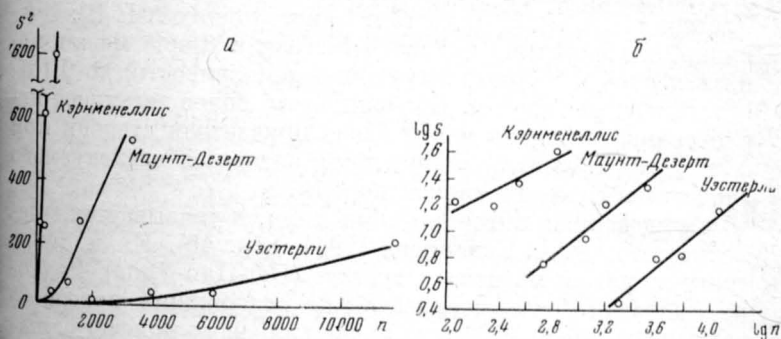


Рис. 12. Зависимость дисперсии S^2 содержаний породообразующих минералов в гранитах от числа элементов неоднородности n (кривые нанесены для наглядности) (а) и зависимость логарифма среднеквадратичного отклонения S содержания породообразующих минералов от логарифма числа n элементов неоднородности (б)

менеллис заметных отклонений от линейности нет. К сожалению, в этом примере мы вынуждены удовлетвориться качественным соответствием опытных данных с моделью: аппроксимировать зависимость $S^2 = f(n)$ уравнением вида (6) невозможно, так как входящая в соотношение (6) сумма корреляционных моментов сама зависит от n .

Для количественного описания масштабного эффекта II рода можно воспользоваться аппроксимацией Чейза и искать линейную связь между логарифмами среднеквадратичного отклонения и логарифмами числа элементов неоднородности. В этом случае легко получить зависимости (рис. 12, б).

$$\text{Уэстерли: } \lg S = 0,832 \lg n - 2,240, \quad (21)$$

$$\text{Маунт-Дезерт: } \lg S = 0,811 \lg n - 1,460, \quad (22)$$

$$\text{Кэрменеллис: } \lg S = 0,534 \lg n + 0,053. \quad (23)$$

Таким образом, для гранитов Кэрменеллис не наблюдается существенного отклонения от правила \sqrt{n} . Для гранитов Уэстерли и Маунт-Дезерт среднеквадратичное отклонение растет быстрее, чем ему следовало бы по правилу \sqrt{n} , и почти «догоняет» по темпам своего роста среднее содержание (которое пропорционально n). Вследствие этого коэффициент вариации содержаний уменьшается с ростом n медленнее, чем в условиях А-Н-Р. Так, для гранитов Уэстерли $V \propto n^{-0,168}$ (вместо $n^{-0,5}$ в условиях А-Н-Р). Очевидно, что величина показателя степени при n может меняться от $-0,5$ (чисто случайная изменчивость) до 0 (отсутствие случайности). Возможно, что более детальное исследование позволит найти связь показателя степени при n с коэффициентом корреляции значений исследуемого свойства в соседних точках породы.

Приведенная интерпретация хорошо увязывается с результатами Д. А. Родионова (1964, стр. 46). На примере гранодиоритов массива Огузтау (Бет-Пак-Дала) Родионов показал, что распределение содержаний породообразующих минералов (в том числе калиевого полевого шпата и плагиоклаза), представленных одной генерацией в пределах штуфа породы хорошо согласуется с логнормальной моделью (т. е. не выполняются условия А-Н-Р). Вместе с тем, по мнению Н. К. Разумовского (1940), причиной возникновения логарифмически нормального распределения

ния является пространственная взаимосвязь содержаний компонентов в породе¹.

Таким образом, в отличие от схемы А-Н-Р, в условиях А-В-Р масштабный эффект второго рода проявляется слабее и не подчиняется правилу \sqrt{n} . Слабое влияние размера проб на коэффициент вариации содержаний одним из первых отмечал К. Л. Пожарицкий (1931). Дальнейшие исследования содержаний полезных компонентов на рудных месторождениях подтвердили предположение Р. Рикарда (Rickard, 1907) о том, что большое количество мелких проб дает большую точность, чем малое количество больших. Однако результаты опробования месторождений дают настолько слабую зависимость коэффициента вариации содержаний от объема начальной пробы, что объяснить ее только взаимосвязью содержаний компонентов в соседних точках породы вряд ли возможно². Вторая возможная причина этого явления будет указана ниже.

Таким образом, в условиях А-В-Р распределение свойств пород, по-видимому, не противоречит логнормальной модели. При изменении размеров области воздействия коэффициент вариации меняется медленнее, чем по правилу \sqrt{n} . Кроме того, в условиях А-В-Р проявляется масштабный эффект III рода (изменение асимметрии), подробно рассматриваемый в разделе 3 настоящей главы. В связи с этим форма кривой распределения зависит от размера проб.

2. Неоднородность низшего порядка и обобщенный масштабный эффект II рода

В практических задачах геологу обычно приходится иметь дело с суммарным эффектом действия неоднородности разного порядка на исследуемые свойства горных пород. В частности, отбирая пробы из разных точек массива, обладающего неоднородностью низшего порядка, приходится сталкиваться с влиянием этой неоднородности на распределение исследуемого свойства и масштабные

.....
¹ Это утверждение основано на экспериментальных данных и математически строго не доказано.

² Исключение представляют результаты Л. И. Четверикова (1965), получившего при опробовании месторождения серебра, находящегося в мелко- и микрорекристаллической форме в микрокварците, зависимость вариации содержаний от веса пробы, близкую к правилу \sqrt{n} . Скорее всего в силу рассеянности серебра здесь имеют место условия А-Н-Р, что для металлов в рудах не характерно.

эффекты. При исследовании законов распределения тех или иных свойств обычно стараются отбирать пробы в пределах квазиоднородных участков, получивших в инженерной геологии наименование «инженерно-геологических элементов» (Коломенский, 1956), избегая явной нестационарности в пространственном распределении исследуемого свойства. Однако выделение стационарных участков (инженерно-геологических элементов) само по себе требует весьма детальных исследований¹. Возникает задача исследования влияния неоднородности низшего порядка на масштабные эффекты и законы распределения свойств горных пород. Здесь мы ограничимся исследованием масштабного эффекта II рода.

Рассмотрим примеры, связанные с изучением трещиноватости горных пород. В качестве меры частоты трещин можно использовать расстояние между соседними трещинами в системе a , как это было предложено автором (Рац, 1963). При изучении трещинных коллекторов нефти во ВНИГРИ пользуются обратной величиной — густотой трещин Γ , выражаемой числом трещин на один погонный метр нормали к их плоскостям.

Изменчивость величины Γ зависит от длины интервалов, на которых подсчитываются трещины или, точнее, от числа трещин, использованных при расчете каждого индивидуального значения Γ . Зависимость коэффициента вариации густоты трещин Γ от количества используемых в расчете трещин была изучена на примере системы субгоризонтальных контракционных трещин в средней, однородной части Толстомысовской трапной интрузии на р. Ангаре. Результаты исследования густоты 185 трещин со средним числом трещин в интервале подсчета от 2,3 до 37 хорошо ложатся на кривую (рис. 13, кривая 2)

$$S^2 = \frac{1,25}{n}, \quad (24)$$

где n — число трещин в интервале, для которого рассчитывается Γ .

S^2 — дисперсия оценки Γ .

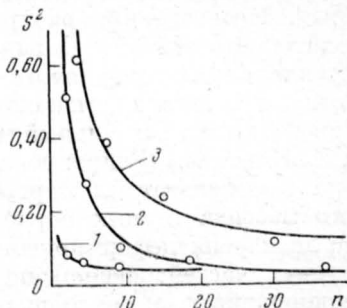
¹ Задача выделения частей массива с постоянным математическим ожиданием исследуемых свойств решена Д. А. Родионовым (1965) при условиях нормального распределения свойств и взаимонезависимости результатов определений.

Таким образом, при отсутствии неоднородности низшего порядка масштабный эффект II рода для густоты трещин удовлетворительно описывается правилом \sqrt{n} .

Во многих случаях для трещин характерно систематическое изменение средней густоты от точки к точке (неоднородность низшего порядка). Пример такого изменения был приведен в разделе 4 главы II. В нижеследующих примерах систематически меняется лишь средняя густота трещин, дисперсия же густоты остается примерно постоянной.

Рис. 13. Зависимость дисперсии S^2 густоты трещин Γ от числа трещин n в интервале подсчета Γ

1 — «систематические» трещины Ходжсона; 2 — контракционные трещины в трапхах; 3 — приравненные трещины



В этих условиях естественно предположить, что дисперсия густоты состоит из двух слагаемых: дисперсии, обусловленной эффективной неоднородностью и зависящей от длины интервала подсчета Γ , и дисперсии, обусловленной неоднородностью низшего порядка, не зависящей от длины интервала. Подобная ситуация была детально исследована Дж. Висманом (Wisman, 1962) в экспериментах с опробованием дроби, более или менее равномерно рассыпанной по специальной сетке. Согласно Висману, в первом приближении общая дисперсия

$$S^2 \approx \frac{A}{W} + B, \quad (25)$$

где W — размер пробы (в нашем случае длина интервала подсчета Γ); A и B — константы опробования. Первое слагаемое в (25) определяется эффективной неоднородностью, и его величина зависит от размера пробы по правилу \sqrt{n} . Второе слагаемое отражает вариацию, обусловленную неоднородностью низшего порядка («вариация сегрегации», по Висману), и от размера пробы не зависит.

Разложение дисперсии густоты трещин по формуле (25) приведено для замеров густоты приразрывных трещин на северном крыле разрыва Калудалкал (участок створа Чиркейской ГЭС на р. Сулак в известняковом Дагестане) и «систематических» трещин в песчаниках плато Колорадо по данным Ходжсона (Hodgson, 1961). Результаты представлены на рис. 13 (кривые 1 и 3). Для приразрывных трещин $A \approx 2,2$, $B \approx 0,07$. Для «систематических» трещин Ходжсона $A \approx 0,11$, $B \approx 0,04$.

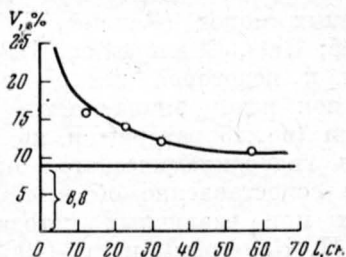
Обратимся к исследованиям деформируемости горных пород. Исследование распределения деформируемости масштабного эффекта II рода было проведено автором в материале ультразвукового просвечивания образцов известняка со створа Папанской ГЭС на р. Ак-Бура в Тянь-Шане. Экспериментальный материал предоставлен автором В. И. Коптевым (Гидропроект). В данном случае мы имеем дело с результатами опробования крупного неоднородного массива горных пород. Естественно предположить, что дисперсия деформируемости состоит в этих условиях из двух частей: дисперсии, обусловленной эффективной неоднородностью, и дисперсии, обусловленной неоднородностью низшего порядка.

Деформируемость образца мы по-прежнему считаем средней из величин деформируемости множества элементов неоднородности, составляющих образец. Допускаем, что схема действия элементов эффективной неоднородности в данном случае будет схемой А-Н-Р, мы снова приходим к необходимости разложения дисперсии по формуле (25). Аппроксимация экспериментальных данных (определения деформируемости 299 образцов известняка размером от 7,5 до 80,0 см) соотношением (25) дает значение констант $A \approx 4,11 \cdot 10^{-13}$ и $B \approx 0,133 \cdot 10^{-13}$. Соответствующий график в пересчете на коэффициент вариации приведен на рис. 14. Как видно из графика, опытные данные хорошо ложатся на кривую, соответствующую формуле (25).

Приведенные примеры показывают, что неоднородность низшего порядка существенно влияет на проявления масштабного эффекта II рода. Расчленение общей дисперсии по формуле (25) позволяет оценить степень этого влияния. Сложнее обстоит дело с влиянием неоднородности низшего порядка на форму кривой распределения. Если распределение, обусловленное эффективной

ной неоднородностью, устойчиво для данного свойства пород и обладает ясным физическим смыслом, то искажения формы распределения, вносимые неоднородностью низшего порядка, могут быть, вообще говоря, какими угодно и определяются структурой исследуемого массива горных пород. В связи с аналогичной ситуацией в геохимии А. Б. Вистелиус (Vistelius, 1960) предложил различать «локальное» (в небольшом объеме породы) и «обобщенное» (в целом массиве) распределения содержаний.

Рис. 14. Зависимость коэффициента вариации V деформируемости от размера l образцов известняка



По-видимому, в эти термины будет вложен более определенный смысл, если подразумевать под «локальным» распределение, обусловленное эффективной неоднородностью, а под «обобщенным» — распределение, искаженное неоднородностью низшего порядка. Точно так же целесообразно различать масштабные эффекты в чистом виде (обусловленные эффективной неоднородностью) и «обобщенные» масштабные эффекты (в частности, рассмотренный выше на примерах обобщенный масштабный эффект II рода), обусловленные суммарным действием неоднородностей эффективной и низшего порядка.

С феноменологической точки зрения роль неоднородности низшего порядка в проявлении масштабного эффекта II рода сходна с ролью взаимосвязи свойств, определенных на смежных элементах эффективной неоднородности (схема А-В-Р): и в том, и в другом случае масштабный эффект проявляется слабее, чем по правилу \sqrt{n} . Однако природа этих явлений различна [это проявляется, в частности, в асимптотических свойствах уравнений (7) и (25) при $n \rightarrow \infty$], и они могут накладываться друг на друга. Это положение, вероятно, может привести к

очень сильному ослаблению масштабного эффекта I рода вплоть до почти полного его исчезновения. Такая ситуация, по-видимому, характерна для рудных месторождений.

3. Эффективная неоднородность и масштабный эффект III рода

Характерное изменение асимметрии и дисперсии распределения с ростом величины области воздействия наблюдается при исследовании проницаемости горных пород (Баишев, 1960; Лейбин, 1962; Гудков, 1965; Rats, Chernyashov, 1967; Семин, 1965). Это приводит к некоторой неопределенности при сопоставлении оценок водопроницаемости, полученных разными методами (в лаборатории и по результатам геофизического или гидродинамического опробования). Ориентировочное сопоставление объемов частей пласта, захватываемых при различных методах опробования, проведенное М. Н. Кочетовым и др. (1962) и показано в табл. 6.

Указанная неопределенность приводит к необходимости отдельного рассмотрения «локальной» и «интегральной» информации о водопроницаемости (Kollis, 1961; Швидлер, 1963) и создает значительные неудобства.

Как впервые показал Лоу (Low, 1944), а затем Янс (Jahns, 1961) и др., распределение поровой проницаемости кернов подчиняется логарифмически нормальному закону распределения. Баишев, а вслед за ним Лейбин и Семин на большом фактическом материале показали, что с ростом фильтрующих объемов (с ростом размеров области воздействия) дисперсия и асимметрия распреде-

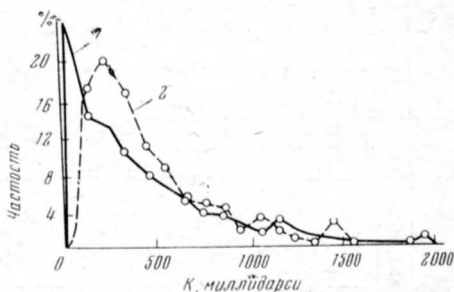
Таблица 6

Метод	Диаметр исследованной зоны пласта (м)	Объем исследованной части пласта при эффективной мощности 1 м (м ³)
Лабораторный анализ образцов керна	0,1	0,008
Электрокаротаж скважин	7,5	44,2
Гидродинамическое исследование скважин	300	70650,0

ления проницаемости уменьшаются таким образом, что результаты гидродинамического и геофизического опробования скважин можно описать уже не логнормальным распределением, а более симметричным распределением Максвелла (рис. 15).

С другой стороны, при гидродинамическом исследовании проницаемости трещиноватых пород Валтон и Нейл (Walton, Neill, 1963), а затем С. Н. Чернышев и автор (Чернышев, 1965; Ratz, Chernyashov, 1967) получили такое же резко асимметричное распределение,

Рис. 15. Кривые распределения проницаемости K пласта D_1 Туймазинского месторождения по керну (1) и по геофизическим данным (2), по Е. И. Семину (1965)



какое было ранее получено Лоу, Янсом и другими исследователями для поровой проницаемости кернов. Оказалось, что распределение трещинной проницаемости также не противоречит логнормальной модели. Результаты проверки гипотезы о логарифмически-нормальном распределении величины удельного водопоглощения в трещиноватых породах (по материалам Гидропроекта) приведены в табл. 7.

Все эти факты приводят к мысли, что зависимость дисперсии и асимметрии распределения водопроницаемости от величины фильтрующего объема является лишь косвенным выражением какой-то более глубокой связи. Действительно, в работах Лоу и Янса на кернах и в работах Валтона — Нейла, Чернышева — Раца при гидродинамическом опробовании скважин получены одинаковые логнормальные распределения, хотя объемы опробования отличаются при этом в 10^8 раз (см. табл. 6). Заметим, что во столько же раз отличается средний объем песчинки (10^{-3} см³) от объема блока трещиноватой породы (10^3 — 10^6 см³). Следовательно, фильтрующие объе-

Таблица 7

Опробованные породы	Интервал опробова- ния, h (м)	Выборочные данные		Общее чис- ло опреде- лений, n	Число разря- дов, K	Критерий согласия К. Пирсо- на, χ^2	Число степе- ней свобод- ды, ν	Р*
		Среднее значение, $\lg q$ (л/мин)	Диспер- сия, $D \lg q$					
Гранит в русле р. Днепра (Кременчугская ГЭС)	10—30	-2,47	0,67	33	4	0,10	1	0,85
Траппы на правом берегу Ангары (Братская ГЭС)	20—90	-3,14	0,28	82	4	0,62	1	0,43
Тонкое переслаивание алевроли- тов, аргиллитов, песчаников (ин- тейский горизонт ордовика) на левом берегу Ангары (Братская ГЭС)	25—55	0,49	1,14	109	8	1,05	5	0,96
	5—25	Условно 1,66	0,85	105	8	4,84	5	0,44
Граниты в русле р. Селенги (Хилокская ГЭС)	5**—60	-0,39	0,32**	45**	4**	0,14**	1**	0,70**
	5—60	-1,10**	0,53	53	6	2,01	3	0,56

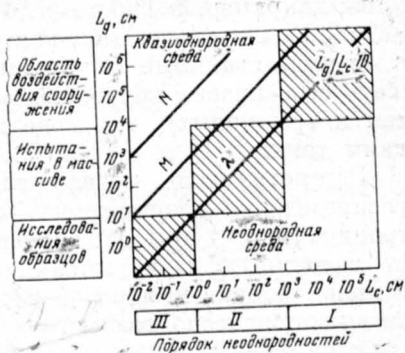
* Р — вероятность того, что при согласии теоретического и эмпирического распределений за счет чисто случайных при-
чин расхождение между теоретическим и статистическим распределениями может при данном n превосходить фактически
полученное расхождение.

** Данные по коэффициенту фильтрации K_f .

мы содержали в обоих случаях примерно одинаковое количество каналов фильтрации. Мы приходим, таким образом, к мысли, сформулированной ранее автором и С. Н. Чернышевым (Ratz, Chernyashov, 1967): форма распределения проницаемости зависит от количества каналов фильтрации, пронизывающих фильтрующий объем. Чем больше каналов фильтрации захвачено в опыте, тем

Рис. 16. Области действия различных законов распределения проницаемости в зависимости от соотношения размеров элементов фильтрационной неоднородности L_c и размеров области воздействия L_g

λ — логарифмически нормальное распределение; M — распределение Максвелла; N — нормальное распределение



меньше дисперсия и асимметрия распределения проницаемости. При очень большом количестве каналов фильтрации закон распределения проницаемости будет близок к нормальному закону с небольшой дисперсией. Однако реализация нормального распределения на опыте сталкивается с некоторыми трудностями: сильное увеличение числа каналов фильтрации сопряжено с увеличением объема опробуемой породы. При этом в исследуемый объем попадают фильтрационные неоднородности более низкого порядка, осложняющие картину. На рис. 16 ориентировочно показаны границы действия названных законов распределения.

При анализе неоднородности горных пород по проницаемости применяются трубчатые модели коллекторов, описанные в работе А. Е. Шейдеггера (1960, глава 6). В модели Ю. П. Борисова (1959) коллектор заменяется серией параллельных трубок различной проницаемости как по длине каждой трубки, так и по множеству трубок в сечении. Фактическое распределение проницаемости соответствует распределению проницаемости трубок модели, разрезанных на короткие отрезки. Задавая проницаемость трубок модели, в целом соответствующей

распределению проницаемости реального коллектора, тем самым увеличиваем неоднородность, создав своеобразный «запас прочности».

Для выяснения физического смысла масштабных эффектов проницаемости II и III рода удобно несколько видоизменить эту модель, введя в нее гидравлические связи между отдельными трубками тока так, как это сделано, например, в работе Н. В. Чураева и Н. И. Ильина (1961) для объяснения капиллярных явлений. Модель с взаимосвязанными трубками тока будет лучше отражать особенности природных коллекторов (как поровых так и трещинных), чем модель с изолированными трубками тока.

Рассмотрим на модели зависимость формы кривой распределения проницаемости от количества путей фильтрации (или — при фиксированной густоте каналов — от величины фильтрующего объема). При фильтрации в малом объеме небольшое число водопроводящих путей оказывается тесно взаимосвязанным: количество жидкости, протекшей через одну трубку, зависит от количества жидкости, протекшей через соседние. По мере увеличения фильтрующего объема и количества заключенных в нем водопроводящих путей, связь между удаленными друг от друга трубками тока ослабевает и в предельном количестве жидкости, протекшей через какую-нибудь трубку, уже не зависит от расхода в другой, весьма удаленной трубке.

Легко видеть, что при фильтрации через очень большие объемы, содержащие множество каналов фильтрации, будут приближенно удовлетворяться условия А-Н-Р: распределение проницаемости будет нормальным. По мере уменьшения количества трубок тока, участвующих в процессе, связь между трубками в любой произвольно выбранной паре будет возрастать и условия А-Н-Р будут вырождаться в условия А-В-Р: нормальное распределение проницаемости приобретет асимметрию и превратится в логарифмически нормальное.

На основании изложенного в качестве математической модели распределения проницаемости (и вообще свойств, соответствующих схеме А-В-Р) используем распределение суммы m -зависимых случайных величин. Последовательность случайных величин $x_1, x_2 \dots$ называется последовательностью m -зависимых случайных величин

если величины $(x_1, x_2 \dots x_r)$ и $(x_s, x_{s+1} \dots x_n)$ независимы при всех целых r, s, n , таких, что $1 \leq r < s \leq n$ и $s - r > m(m - \text{целое неотрицательное число})^1$. В частном случае при $m = 0$ случайные величины становятся независимыми (Петров 1960). При некоторых несущественных для нас ограничениях распределение суммы m -зависимых случайных величин сходится к нормальному распределению. В. В. Петров получил верхнюю оценку для скорости сходимости к нормальному закону при условиях:

$$A) E (x_j)^{2+\delta} \leq M < \infty \quad (j = 1, 2, \dots),$$

$$\text{где } 0 < \delta \leq 1,$$

E — обозначение математического ожидания;

$$B) \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{D_n}{n} > 0,$$

где D_n — дисперсия,

\lim — обозначение нижнего предела.

Скорость сходимости для всех x ($-\infty < x < \infty$) оказалась равной

$$|F_n(x) - \Phi(x)| \leq C \cdot n^{-\frac{\delta}{2(3\delta+4)}},$$

где $\Phi(x)$ — плотность вероятности нормального распределения, C — положительная константа, не зависящая от n и x . При этом, согласно Петрову, $C \leq R \cdot m^2$, где R не зависит от m . Таким образом, скорость сходимости к нормальному закону тем больше, чем меньше радиус корреляции m .

Если с ростом величины области воздействия (с ростом n) схема А-В-Р становится неотличимой от схемы А-Н-Р в смысле сходимости к нормальному закону, естественно ожидать, что масштабный эффект II рода будет при этом также меняться, сводясь к правилу \sqrt{n} . Результаты В. В. Петрова позволяют оценить скорость этого процесса. Действительно, из условия «Б» Петрова следует, что сумма корреляционных моментов $(\sum K_{ij})$ растет не

¹ На модели величина x_i соответствует, таким образом, фильтрационному расходу через единичную пору (трещину) в породе.

быстрее n . Тогда величина $\frac{2\sum K_{ij}}{n^2}$, отличающая соотношение (7) от (8), стремится к нулю не быстрее, чем $C_1 \cdot n^{-\alpha}$, где $\alpha \geq 1$. Таким образом, в условиях А-В-Р с ростом величины области воздействия (с ростом n) масштабный эффект II рода сводится к правилу \sqrt{n} даже быстрее, чем распределение свойства к нормальному закону. Возвратившись к рис. 12, а, легко убедиться в том, что наибольшее отклонение от линейности (т. е. от правила \sqrt{n}) действительно наблюдается в области малых значений n .

В условиях А-В-Р, в отличие от условий А-Н-Р, не безразлично, происходит ли увеличение объема опробования за счет непосредственного увеличения размеров пробы (размеров области воздействия) или за счет увеличения числа проб. А именно в рассеянной пробе искусственно нарушается взаимодействие элементов неоднородности, прилегающих к поверхности отдельных проб. В компактной же пробе эта взаимосвязь не нарушена. Поэтому в данном случае при осреднении результатов по рассеянным пробам асимметрия распределения и коэффициент вариации будут уменьшаться быстрее, чем при адекватном увеличении объема компактной пробы.

Обратимся к фактам. Е. И. Семиным (1965) построены кривые распределения проницаемости для Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения по числу опробованных (геофизическими методами) интервалов и по числу скважин (рис. 17). Несмотря на то, что степень осреднения здесь гораздо меньше, чем при сопоставлении керновых и геофизических определений, на рисунке видно резкое уменьшение асимметрии распределения, построенного по числу скважин.

Рассмотрим с этой точки зрения результаты, полученные Д. А. Зенковым (1961, 1962) и З. Д. Низгурецким (1963) при опробовании месторождений металлов. Зенков условно выделяет 3 вида опробования: 1) точечное, 2) сквозных содержаний или линейное (прокол рудного тела насквозь), 3) сечений (плоскостей). Результаты второго и третьего видов опробования получают осреднением точечных данных (осреднение рассеянной пробы). Сопоставление кривых распределения содержаний, построенных по результатам точечных, линейных и плоских проб, показывает, что резко асимметричные кривые точечного опробования становятся при переходе к ли-

нейным и, особенно, плоскостным пробам значительно более симметричными. При этом уменьшается и коэффициент вариации (рис. 17, б). Низгурецкий приводит аналогичные графики, построенные для некоторых Уральских месторождений по единичным пробам и с осреднением по парам и четверкам проб. Уменьшение коэффициента вариации, как показал Низгурецкий, происходит при этом по правилу \sqrt{n}^1 .

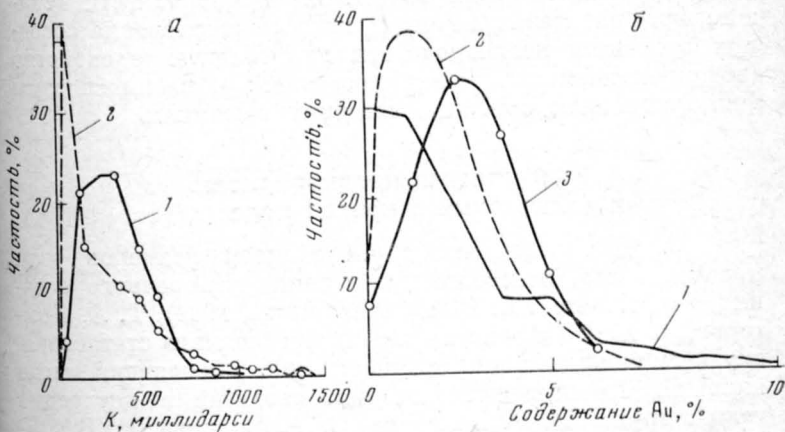


Рис. 17. Зависимость формы распределения свойства в условиях А-В-Р от способа осреднения

а — распределение проницаемости K по числу скважин (1) и по числу интервалов (2), по Е. И. Семину (1962); б — распределение содержания золота по индивидуальным (1), линейным (2) и плоскостным (3) пробам, по Д. А. Зенкову (1962)

Н. К. Разумовский (1940) отметил, что распределение металлов в рудах хорошо совпадает с логнормальным распределением. Д. А. Родионов (1964) уточнил этот результат, показав, что логнормально распределены элементы, содержащиеся в каком-либо одном из минералов породы (но не рассеянные).

Эти факты позволяют предположить, что содержания элементов (и в том числе полезных компонентов руд) в породе, если эти элементы содержатся в одном минерале, подчиняются условиям А-В-Р, что вполне согла-

¹ Заметим, что Низгурецкий аппроксимирует распределение содержаний e логнормальным распределением, а гамма-распределением.

суется с выводами раздела 1 о содержании в породе породообразующих минералов¹. Подчеркнем еще раз, что физический смысл пространственной взаимосвязи в случае водопроницаемости и содержания тех или иных компонентов в породе существенно различен. Действительно, во втором случае имеет место пространственная корреляция элементов неоднородности (в данном примере содержания компонентов), в первом же случае пространственной корреляции самих элементов неоднородности (скажем, трещин) может не быть, но зато воздействие соседних элементов неоднородности на исследуемое свойство (водопроницаемость) взаимосвязано: взаимосвязаны фильтрационные потоки в соседних трещинах.

4. Эффективная неоднородность и масштабный эффект I рода

Известно, что с увеличением размеров тела прочность его, отнесенная к единице поперечного сечения, уменьшается. В. Вейбулл (Weibull, 1939), Т. А. Конторова и Я. И. Френкель (1941) предложили статистическую теорию хрупкой прочности для объяснения этого явления. Статистическая теория, развитая в последние годы в трудах В. В. Болотина, С. Д. Волкова, Б. Б. Чечулина, Л. Г. Седракияна, удовлетворительно объясняет масштабный эффект I рода при хрупком разрушении. Теория основывается на следующих предположениях. В реальных твердых телах всегда имеется множество дефектов, начиная от дефектов кристаллической решетки до микротрещин (Griffith, 1921). Дефекты предполагаются равномерно распределенными в объеме тела, т. е. количество дефектов в некотором малом объеме пропорционально величине объема и не зависит от его положения в пределах тела. Предполагается далее, что разрушение тела наступает путем разрастания трещины от наиболее опасного дефекта, независимо от остальных. Таким образом, прочность образца определяется наличием одного (наиболее опасного) дефекта и не зависит от всех остальных дефектов. А priori решающую роль наиболее опас-

¹ В этом случае дискуссии о законах распределения содержания элементов в породах в значительной мере теряют смысл: закон распределения зависит не только от условий нахождения элемента в породе, как это показал Д. А. Родионов, но и от размеров пробы.

ного можно с равной вероятностью приписать любому из имеющихся в теле дефектов.

Таким образом, схема действия неоднородности на хрупкую прочность может быть определена как схема избирательности (результат определяется действием какой-то одной из множества неоднородностей) и независимости (разрушение в наиболее слабом звене не зависит от прочности других звеньев), короче как схема И-Н (избирательности — независимости).

Следовательно, в рамках статистической теории хрупкого разрушения задача о прочности тела сводится к отысканию функции распределения минимальной прочности элементов неоднородности (дефектов), имеющихся в данном объеме.

Выделим в теле n достаточно малых объемов, таких, чтобы в каждом из них содержался один дефект. Пусть известна функция распределения вероятностей $F_1(R)$ разрушения объемов при напряжении R (конкретный вид этой функции не важен). В дальнейшем будем считать тело разрушенным, если разрушится хотя бы один из выделенных элементов.

Объединим два из выделенных объемов. Каждый из них имеет вероятность разрушиться $F_1(R)$ и соответственно вероятность уцелеть

$$\bar{F}_1(R) = 1 - F_1(R). \quad (26)$$

Вероятность того, что оба объема уцелеют по теореме умножения вероятностей

$$\bar{F}_2(R) = [1 - F_1(R)]^2. \quad (27)$$

Вероятность разрушения образца, состоящего из двух объемов (в указанном выше смысле):

$$F_2(R) = 1 - [1 - F_1(R)]^2. \quad (28)$$

Обобщая полученное выражение на тело, состоящее из n элементов, получим

$$F_n(R) = 1 - [1 - F_1(R)]^n. \quad (29)$$

Выражение (29) представляет собою функцию распределения пределов прочности тела¹.

¹ Для аппроксимации эмпирических рядов распределения прочности часто пользуются нормальным распределением. Как справедливо замечает Ф. Борж

Далее, следуя В. В. Болотину (1965), заменяя (2) более простым асимптотическим представлением и имея в виду, что прочность ограничена снизу, получим выражение для математического ожидания прочности R от любого объема V :

$$nR_n = R_0 + R_c \left(\frac{V_0}{V} \right)^{1/\alpha} \cdot \Gamma(1 + 1/\alpha), \quad (3)$$

где R_0 — минимальное значение прочности дефектного элемента (в пределе, $R_0 \rightarrow 0$); R_c — константа, имеющая размерность напряжений; V_0 — объем «эталонного» образца; α — постоянная материала, определяющая степень проявления масштабного эффекта I рода¹; Γ — гамма-функция.

Легко видеть, что при $V \rightarrow \infty$ средняя прочность R стремится к минимальной прочности R_0 . «Другой предельный случай ($V \rightarrow 0$) рассматриваться не должен, так как при достаточно малых объемах теряют смысл предположения, положенные в основу теории» (Болотин 1965, стр. 73).

Болотиным получено также выражение, связывающее масштабные эффекты I и II рода при хрупком разрушении. Для однородного напряженного состояния:

$$W_R = \frac{R_c \left(\frac{V_0}{V} \right)^{1/\alpha} \sqrt{\Gamma(1 + 2/\alpha) - \Gamma^2(1 + 1/\alpha)}}{R_0 + R_c \left(\frac{V_0}{V} \right)^{1/\alpha} \Gamma(1 + 1/\alpha)}, \quad (31)$$

где W_R — коэффициент вариации прочности, остальные обозначения прежние. Из формулы (31) следует, что с ростом величины образца коэффициент вариации предельной прочности уменьшается. При $R_0 = 0$ коэффициент вариации уже не зависит от объема образца и оказывается функцией одного аргумента — показателя масштабного эффекта I рода — α . При этом чем более неоднороден материал, чем резче проявляется масштабный эффект I рода, тем больше коэффициент вариации.

.....
(Borges, 1960), это неправомечно, так как если распределение хрупкой прочности образцов размером V_1 нормально, то распределение прочности образцов другого размера уже не может быть нормальным.

¹ Как отмечает Б. Б. Чечулин, показатель масштабного эффекта (в данном случае α) есть не что иное, как мера степени однородности материала. У абсолютно однородного материала $\alpha \rightarrow \infty$ и масштабного эффекта не будет.

Объем образца (см ³)	R (кг/см ²)		Коэффициент вариации (%)		Уравнения масштабного эффекта I рода
	опытное	теоретическое	опытный	теоретический	

Кузнецкий уголь

0,72	250	—	22	12	$\frac{R}{R_0} = 0,4 + 0,6 \left(\frac{V_0}{V} \right)^{0,15}$
25,2	188	188	17	10	
239	156	158	13	8	

Донецкий уголь

3,0	369	—	0,17	} 0,19	$\frac{R}{R_0} = \left(\frac{V_0}{V} \right)^{0,19}$
25	260	248	0,23		
50	220	214	0,23		
500	118	139	0,06		

При решении инженерно-геологических задач аппарат статистической теории хрупкого разрушения использован Рупнейтом (1964) в варианте Седракяна и Чирковым (Протождьяконов и Чирков, 1964) в варианте Вейбулла. При этом получено удовлетворительное совпадение расчетных данных с фактической прочностью целиков угля размером от $0,5 \times 0,5$ до 2×2 м. Поскольку нас интересует связь масштабных эффектов I и II рода, воспользуемся вариантом теории в разработке Болотина. Оценим масштабные эффекты прочности угля, по данным экспериментов С. Е. Чиркова (ИГД), любезно предоставленным им автору.

Результаты приводятся для сопротивления одноосному сжатию кларенового угля пласта XI четвертой пачки шахты III Томусинская Кузбасса и гумусового полублестящего угля пласта l^b гидрорудника «Пионер» Донбасса. Результаты представлены соответственно в табл. 8 и на рис. 18. Для сравнительно слабо трещиноватого Кузнецкого угля $R_0 \approx 100$ кг/см², в связи с чем коэффициент вариации прочности заметно убывает с ростом величины образцов. Теоретические значения прочности хо-

рошо совпадают с опытными, фактические же значения коэффициентов вариации заметно больше расчетных. Это отклонение является характерным и обусловлено, по-видимому, неоднородностью низшего порядка (образцы угля на испытание отбираются из разных точек пласта).

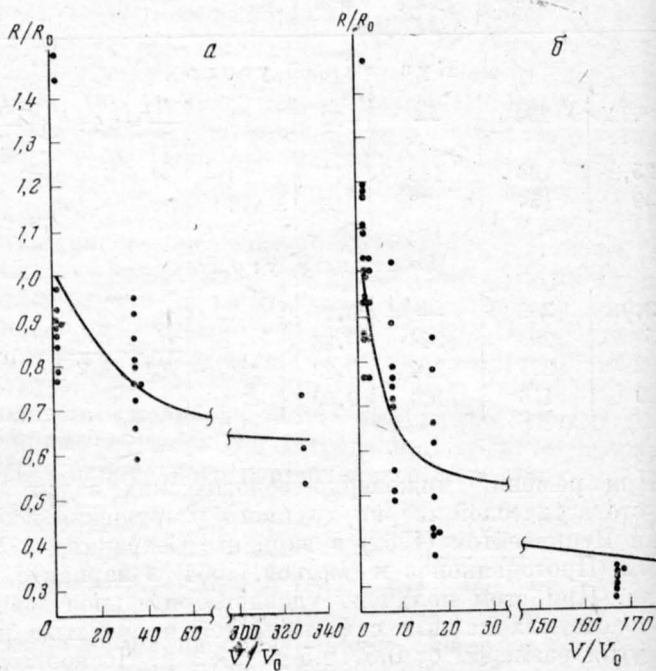


Рис. 18. Зависимость средней прочности образцов угля, отнесенной к прочности образца стандартного размера R/R_0 , от размера образцов, отнесенного к размеру стандартных образцов V/V_0 .

а — кузнецкий уголь; б — донецкий уголь

Для сильно трещиноватого угля Донбасса величина $R_0 \rightarrow 0$, в связи с чем коэффициент вариации прочности не претерпевает закономерных изменений, связанных с размером образцов. Как фактические значения прочности, так и среднее значение коэффициента вариации в этом примере хорошо совпадают с расчетными.

Мы рассмотрели примеры проявления масштабного эффекта I рода при разрушении образцов горных пород.

в условиях одноосного растяжения и сжатия. Для инженерно-геологических задач не меньший интерес представляет сопротивление горных пород сдвигающему усилию. Как указывает Э. Шульц (1960), при опытах по сдвигу образцов гравия и песка угол внутреннего трения уменьшается с увеличением размеров образцов, причем эта тенденция проявляется тем слабее, чем мельче величины зерен в породе (т. е. чем больше число элементов неоднородности). При испытаниях на сдвиг бурого угля Э. Шульц отмечает постоянство угла внутреннего трения и заметное уменьшение сцепления C . Это явление, по-видимому, наиболее характерно для твердых горных пород. Так, М. И. Койфман и др. (1964), Е. И. Ильницкая (1963) также приводят экспериментальный материал, свидетельствующий о влиянии размеров образцов на сцепление горных пород.

Г. Л. Фисенко (1959) исследовал сцепление в естественных массивах горных пород путем сдвига крупных призм трещиноватой породы. При этом выяснилось, что сцепление породы в массиве уменьшается с ростом числа трещин в объеме призмы обрушения. Фисенко подобрал к экспериментальным данным эмпирическую формулу

$$Y = \frac{1}{1 + 10 \ln x},$$

где $Y = K_M/K_K$ — отношение сцепления в массиве к сцеплению в куске;

$x = H/l$ — отношение высоты призмы обрушения к размеру блоков породы.

Представляется, что результаты Фисенко являются выражением масштабного эффекта I рода. Действительно, отношение высоты призмы обрушения (H) к размеру блоков (l) представляет собой не что иное, как число элементов неоднородности; отношение сцепления в массиве (K_M) к сцеплению в куске (K_K) (так называемый «коэффициент ослабления» λ) является безразмерным показателем прочности. В первом приближении данные Фисенко могут быть аппроксимированы согласно (30) выражением

$$\frac{K_M}{K_K} = 0,08 + 0,92 \left(\frac{H}{l}\right)^{-1,2}. \quad (32)$$

Данные, приведенные на рис. 19, показывают хорошее совпадение с экспериментом.

Результаты Фисенко были проверены на лабораторной модели Д. Н. Кимом (1963), который утверждает, что с ростом отношения H/l коэффициент ослабления $\lambda = \frac{K_M}{K_R}$ якобы не меняется. Статистическая обработка данных Кима, приведенных в его статье, однако, показывает, что тенденция к уменьшению λ с ростом величины H/l является существенной и оценивается величиной коэффициента корреляции $r = -0,6$. Полученное значение (по данным

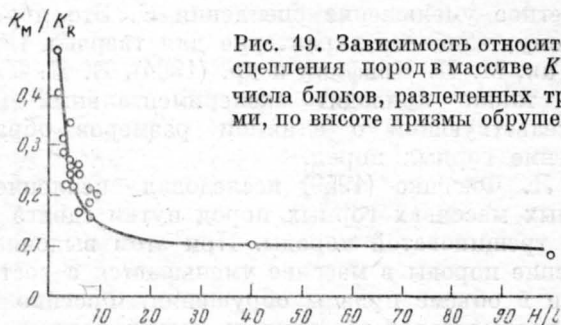


Рис. 19. Зависимость относительного сцепления пород в массиве K_M/K_R от числа блоков, разделенных трещинами, по высоте призмы обрушения H/l

9 опытов) может быть признано случайным отклонением от нуля лишь с вероятностью 0,1. Таким образом, имеется 9 шансов против одного, что Ким ошибается в интерпретации своих опытов, и с ростом H/l величина λ в действительности уменьшается.

Существование экспериментальных данных по масштабному эффекту I рода для испытаний образцов (Шульц, Ильницкая) и для испытаний в массиве (Фисенко, Ким) позволяет сделать важные выводы о возможностях оценки прочностных свойств массива путем экстраполяции результатов лабораторных исследований. Как очевидно из приведенных выше примеров и теории, масштабный эффект I рода быстро затухает с ростом величины образцов. Так, по данным Л. Г. Седракияна (Руппенейт и др., 1964), увеличение площади сечения образца каменной соли с 0,25 до 1 мм² приводит к снижению прочности на разрыв в 3 раза, а увеличение во столько же раз с 9 до 36 мм² дает снижение прочности только на 18%. Однако по мере дальнейшего роста области воздействия, с переходом от лабораторных испытаний к натурным весь

цикл начинается снова. Очевидно, что причина этого явления кроется в элементах неоднородности низшего порядка (в данном случае в макротрещиноватости), которые с ростом области воздействия переходят в разряд эффективных неоднородностей. Аналогичная «ступенчатость» должна характеризовать и кривые масштабного эффекта II рода, однако соответствующий экспериментальный материал автору неизвестен.

Из сказанного понятно, что прямая экстраполяция кривых масштабных эффектов возможна лишь в таких пределах размеров области воздействия, в которых не меняется природа эффективной неоднородности. Экстраполяция же с образца на целый массив неправомерна. Оценка свойств пород в массиве обязательно связана поэтому с учетом его структуры (неоднородности низшего порядка) и в особенности макротрещиноватости.

Задача осложняется еще и тем, что разрушение далеко не всегда носит хрупкий характер. В работе Ф. Боржа (Borges, 1960) показано, что в случаях, когда разрушение не является хрупким, масштабные эффекты проявляются совершенно иначе, чем в рассмотренных выше примерах. Так, в случае вязкого разрушения, когда имеется одна плоскость течения, увеличение размера образца практически не влияет на прочность. При наличии нескольких плоскостей течения с увеличением размеров тела прочность его возрастает.

Если считать, что тело разрушается, когда линейная деформация α достигает некоторой определенной величины, так что $\alpha/L = \delta$, где L — размер тела, то средняя величина прочности оказывается независимой от размера тела, а дисперсия — обратно пропорциональной объему тела. Иными словами, Ф. Борж предполагает здесь схему А-Н-Р.

Результаты Боржа в значительной мере объясняют то многообразие в проявлении масштабных эффектов при разрушении горных пород, которое отмечается экспериментаторами (Койфман, 1962 и др.). Интересно отметить, в частности, что С. Е. Чирков (Протодяконов и Чирков, 1964, стр. 61) приводит фактический материал, свидетельствующий о том, что масштабный эффект I рода резко проявляется в хрупких углях и слабее в вязких. Становится понятна также крайняя противоречивость данных о масштабном эффекте при сдвиге глинистых пород.

Здесь, по условиям опыта, плоскость сдвига фиксирована, что, согласно Боржу, исключает заметное проявление масштабного эффекта I рода при вязком разрушении.

5. Выделение дисперсий, обусловленных неоднородностью разных типов

В настоящее время уже не могут быть признаны удовлетворительными решения, целиком сводящие изменчивость свойств пород к пространственно коррелированной или чисто случайной модели. Поэтому очень часто (при инженерно-геологическом расчленении массивов горных пород, геометризации и подсчете запасов месторождений и т. п.) возникает задача расчленения действия неоднородностей разных типов на изучаемую характеристику.

В целом решение этой задачи связано с применением неэлементарных математических методов. Мы ограничимся здесь лишь изложением принципиальной схемы разделения дисперсий для стационарного случая. Эта схема применима к нестационарным случаям лишь тогда, когда нестационарность обусловлена только изменением математического ожидания свойства, прочие же характеристики процесса неизменны.

Расчленение дисперсий, обусловленных эффективной неоднородностью и неоднородностью низшего порядка

Примеры такого расчленения были приведены в разделе 2 настоящей главы при анализе трещиноватости и деформируемости. Более подробные сведения можно найти в статье Висмана (1962). Дисперсия, обусловленная неоднородностью низшего порядка, равна величине B в выражении (25). Общая дисперсия (D_0) равна сумме дисперсий, обусловленных неоднородностью низшего порядка ($D_H = B$) и эффективной неоднородностью

$$\left(D_{эф} = \frac{A}{n} \right),$$

$$D_0 = D_{эф} + D_H. \quad (3)$$

Расчленение дисперсии на части, обусловленные пространственно коррелированной и некоррелированной (хаотической) неоднородностями

Поставленную задачу рассмотрим в одномерном варианте, т. е. вместо распределения свойств пород в трехмерном пространстве будем анализировать распределение свойств вдоль линии (например, по глубине скважины). Рассмотрим в качестве примера изменение густоты трещин с глубиной, воспользовавшись теми же данными, по которым получена формула (24). Обозначив через x число трещин на каждый погонный метр скважины, получим упорядоченную последовательность чисел: $x_1, x_2, x_3 \dots x_{77}$. Сместив эту последовательность относительно самой себя на один порядковый номер (т. е. на 1 м), получим 76 пар чисел $x_1, x_2; x_2, x_3; x_3, x_4 \dots x_{76}, x_{77}$. Вычислим для них коэффициент корреляции r . Сместив последовательность еще на один номер, получим 75 пар чисел $x_1, x_3; x_2, x_4; x_3, x_5 \dots x_{75}, x_{77}$. Вычислим для них коэффициент корреляции r_2 . Процедура вычисления коэффициентов корреляции $r_3, r_4 \dots$ повторяется, пока не будут достигнуты устойчивые колебания r_i около 0. Нормированная корреляционная функция $r = r(i, j)$, получаемая в результате, является, вообще говоря, функцией двух аргументов, однако в рассматриваемом здесь стационарном случае величина коэффициента корреляции зависит от разности $\tau = j - i$, т. е. от величины сдвига, или от расстояния между точками опробования. Функция $r = r(\tau)$ представлена на рис. 20, а. Как видно из рисунка, уже при первом сдвиге (т. е. при расстоянии между центрами интервалов 1 м) коэффициент корреляции весьма мал и в дальнейшем колеблется около 0. Это свидетельствует о том, что для рассматриваемых трещин характерно отсутствие взаимосвязи густот в смежных точках массива (по направлению вкрест простирания трещин), т. е. функция зависимости густоты трещин от координат, видимо, представляет собой в данном случае типичный пример так называемого белого шума. Здесь пространственно коррелированная изменчивость отсутствует и полное расчленение дисперсии достигается уже по формуле (33), однако в большинстве случаев дело обстоит сложнее.

На рис. 20, б — ж приведены графики нормированных автокорреляционных функций для самых разнообраз-

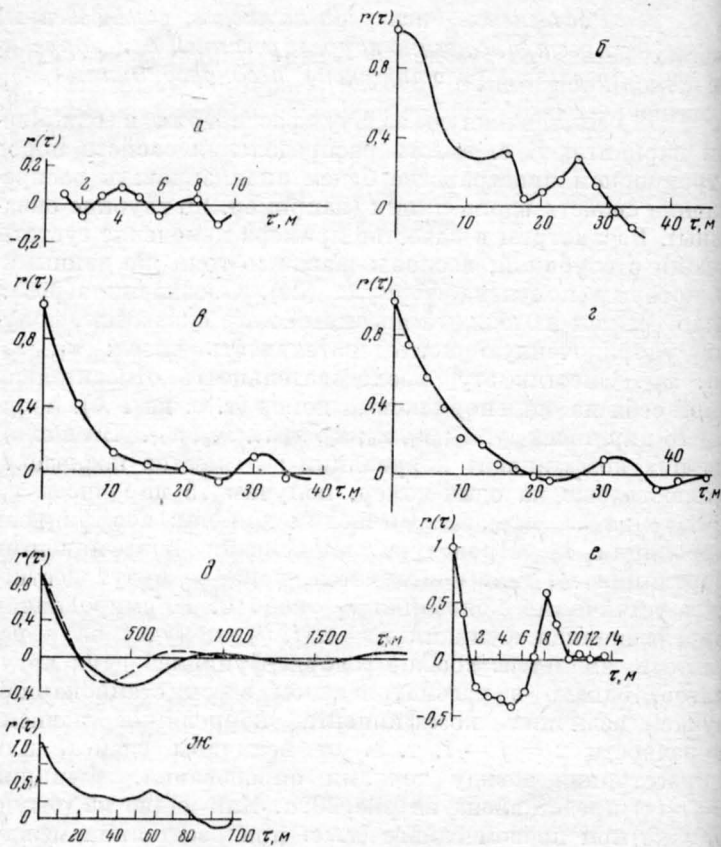


Рис. 20. Нормированные автокорреляционные функции $r(\tau)$ различных характеристик горных пород в массиве

а — густота субгоризонтальных контракционных трещин в трапах Толстомысовской интрузии (по Рацу и Чернышеву); б — объемная плотность микротрещин; в — скорость распространения упругих волн v ; г — плотность (в $г/см^3$) для карбонатных пород верхнего мела Дагестана, по И. И. Горюнову и др. (1965); д — проницаемость пласта D_1 — Бавлинского нефтяного месторождения (эмпирическая и аппроксимирующая функция), по М. И. Швидлеру (1963); е — содержания MgO по горной выработке, пройденной в метаморфизованных известняках, по В. А. Букринскому (1965); ж — пористость карбонатных пород Заволжского горизонта карбона и верхнего девона разреза Тепловской скважины, по А. Б. Вистелиусу (1963).

разных характеристик горных пород. Все графики свидетельствуют о наличии более или менее тесной взаимосвязи содержаний компонентов, плотности, пористости, проницаемости и т. д. в близлежащих точках массива¹. В первом приближении автокорреляционные функции могут быть аппроксимированы экспонентами вида

$$r(\tau) = e^{-\alpha\tau}. \quad (34)$$

Вместе с тем на большинстве графиков заметна некоторая гармоническая составляющая. Поэтому лучшим приближением будет

$$r(\tau) = e^{-\alpha\tau} \cdot \cos \beta\tau. \quad (35)^2$$

Если нормированная автокорреляционная функция достаточно хорошо аппроксимируется выражением (34), то иногда можно ввести «показатель связности» (Грудев, 1961) или пространственной коррелированности:

$$\alpha = -\frac{\ln r(\tau)}{\tau}, \quad (36)$$

по определению не зависящий от шага опробования. Зная величину α для данного объекта (и данного свойства породы), можно вычислить $r(\tau)$ для любого τ .

Дисперсия хаотической (некоррелированной) изменчивости (D_x) вычисляется по формуле

$$D_x = D_0(1 - r^2), \quad (37)$$

где r — коэффициент автокорреляции для данного шага опробования. Отсюда следует, что дисперсия, обусловленная пространственно коррелированной изменчивостью (D_k), будет измеряться как

$$D_k = D_0 \cdot r^2,$$

а общая дисперсия будет равна

$$D_0 = D_x + D_k. \quad (38)$$

Из формулы (37) видно, что с увеличением шага опробования, сопровождающимся согласно (34) уменьшением коэффициента автокорреляции, дисперсия хаотической неоднородности будет увеличиваться, приближаясь к величине общей дисперсии. При достаточно большом τ ,

¹ Рисунки 20, б, в, г, ж характеризуют корреляцию свойств по разрезу осадочной толщи.

² А. Б. Вистелиус (1963) предлагает для коррелограммы пористости более сложное выражение. Для наших целей приближение (35) достаточно.

когда $r(\tau) \simeq 0$, результаты разведки будут представлять последовательность независимых случайных величин ($D_k \simeq 0$).

Наоборот, с ростом густоты сети опробования (в ходе геологической разведки) роль случайной изменчивости будет уменьшаться. При этом $\lim_{\tau \rightarrow 0} D_x = D_{эф}$, т. е. при фиксированном размере проб дисперсия эффективной неоднородности есть предел, к которому стремится дисперсия хаотической неоднородности при неограниченном сгущении разведочной сети. Дисперсия коррелированной изменчивости будет соответственно возрастать, так что $\lim_{\tau \rightarrow 0} D_k = D_n$, т. е. дисперсия неоднородности низшего порядка есть предел, к которому стремится дисперсия коррелированной неоднородности при неограниченном сгущении разведочной сети.

Из изложенного вытекает, что при малом шаге опробования τ общая дисперсия не зависит от τ . В самом деле, перейдем к пределу в (38) при $\tau \rightarrow 0$.

В этом случае, как указывалось, $\lim_{\tau \rightarrow 0} D_x = D_{эф}$, а $\lim_{\tau \rightarrow 0} D_k = D_n$. Таким образом, можем записать:

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} D_0 = \lim_{\tau \rightarrow 0} D_x + \lim_{\tau \rightarrow 0} D_k = D_{эф} + D_n. \quad (39)$$

Заметим, что правые части равенств (39) и (33) совпадают. Следовательно равны и левые:

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} D_0 = D_0, \quad (40)$$

что и доказывает сделанное утверждение.

Расчленение дисперсии на части, обусловленные неоднородностью разных порядков

Расчленение дисперсии пространственно коррелированной неоднородности на части, обусловленные неоднородностью разных порядков (IV—I), может быть выполнено с помощью спектрального разложения случайных функций (Бусалаев, 1960; Вистелиус, 1963; Марголин, 1965). Спектральное разложение стационарных случайных функций основано на возможности разложения функции в ряд Фурье, т. е. возможности представления ее в виде суммы гармонических колебаний различных частот (различных длин волн), так называемых гармоник.

В нашем случае частоты (длины волн) гармоник будут соответствовать порядкам неоднородности (IV—I). В теории вероятностей показано, что дисперсия стационарной случайной функции складывается из дисперсий ее гармоник. Зависимость дисперсии от частоты — спектральная плотность дисперсии — будет в нашем случае характеризовать распределение общей дисперсии по порядкам неоднородности.

Вклад, вносимый в общую дисперсию дисперсией неоднородности порядка k , пропорционален той части площади, ограниченной графиком спектральной плотности, которая имеет абсциссой частоты, отвечающие размерам элементов неоднородности порядка k .

Графики спектральной плотности, помещенные внутри диаграммы неоднородности низшего порядка (см. рис. 2), иллюстрируют возможность выделения роли неоднородностей порядков IV—I в зависимости от шага опробования. В полном соответствии с изложенным ранее (стр. 33) здесь видно, что может быть оценена относительная роль неоднородности лишь тех порядков, длина полуволны (полупериод) которых больше шага опробования¹. Дисперсия, обусловленная неоднородностью более высоких порядков, сливается в белый шум (выше диагонали на рисунке). Уровень белого шума (при фиксированном размере проб) тем выше, чем реже разведочная сеть, и определяется некоррелированной (хаотической) изменчивостью.

Следовательно, спектральное разложение позволяет одновременно разделить пространственно коррелированную и некоррелированную неоднородности; вычленив в общей дисперсии пространственно коррелированную неоднородности вклады, вносимые неоднородностью с разной длиной волны (периодом) (Марголин, 1965).

Реальные ситуации отличаются от рассмотренной схемы в двух отношениях.

1. Исследуемое свойство пород в массиве представляет собой в каждом конкретном случае реализацию случайной функции трех координат (а не одной).

2. Исследуемые свойства пород, как правило, имеют те или иные тенденции изменения в пространстве (см. главу II, разделы 2, 3, 4, 5), т. е. соответствующие случайные функции в общем случае могут являться нестационарными.

¹ Соответствующее утверждение в математической теории связи (разумеется, более строго формулируемое) известно как теорема отсчетов, или теорема Котельникова.

Глава IV

СВЯЗЬ И ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ НЕОДНОРОДНОСТИ И АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Первые сведения о физической природе анизотропии горных пород относятся, по-видимому, к классической работе П. Кармана (1915). Карман указывал, что горные породы и, в частности, изучавшиеся им песчаники и мрамор относятся к тому классу твердых тел, которые по предложению Фойхта (Карман, 1915) следует называть «квазиизотропными». Они состоят из кристаллических образований, ограниченных неправильными поверхностями, — «кристаллитов», причем та или иная ориентировка кристаллитов в пространстве равновероятна. Вследствие этого достаточно большие (по сравнению с размерами кристаллитов) объемы материала оказываются изотропными.

Аналогичная мысль, вероятно, независимо от Кармана, но позже появилась в работе Ф. Ю. Левинсон-Лесинга и Зайцева (1915). В последние годы об относительноном характере анизотропии высказывались Л. Мюллер (Müller, 1958) и Н. Н. Куваев (1965).

При изучении деформационной анизотропии пород массива Б. Куюнджич (1960) пришел к выводу, что причинами анизотропии массива являются: слоистость, сланцеватость, трещиноватость и напряженное состояние массива (действовавшее как в геологическом прошлом, так и в настоящее время). При этом с ростом интенсивности дислокаций и трещиноватости степень анизотропии уменьшается.

Анизотропность и неоднородность являются «родственными» свойствами. «Разница между изотропной и анизотропной средами, — писал А. В. Степанов (1950, стр. 123), — состоит в том, что в то время как в изотропной среде распределение вещества в пространстве, занимаемом образцом, беспорядочно, в анизотропной среде оно упорядочено. Любую анизотропную среду можно всегда

сопоставить с неоднородной средой, в которой определенные неоднородные элементы расположены в пространстве закономерным образом, т. е. когда налицо определенная структура. Таким образом, в физике вещества вопрос о том — должны ли мы трактовать рассматриваемую анизотропную среду как сплошную однородную или как прерывистую неоднородную, зависит лишь от существа дела и масштабов, принятых в рассматриваемом явлении».

Совершенно аналогично неоднородности можно выделить четыре порядка анизотропии горных пород в массиве, однако в отличие от неоднородности анизотропия высших порядков вовсе не всегда «растворяется» и практически перестает представлять интерес.

Анизотропия IV порядка — это анизотропия кристаллов, составляющих большинство горных пород, обусловленная упорядоченным строением кристаллической решетки. Здесь действует принцип Ф. Неймана, согласно которому материал в отношении физических свойств обнаруживает симметрию того же рода, что и его кристаллографическая форма. Однако при этом не происходит буквального копирования. Например, 32 классам симметрии кристаллов соответствует всего 9 классов симметрии по упругим свойствам и 58 классов магнитной симметрии.

Анизотропия III порядка — это петрографическая анизотропия горной породы, обусловленная ее текстурой (флюидалной, микрослоистой) или микротрещиноватостью. Здесь анизотропия обуславливается упорядоченным расположением зерен минералов или «микроблоков» породы, расчленяемых микротрещинами. Анизотропия III порядка проявляется в анизотропии свойств образца горной породы.

Анизотропия II порядка определяется макрослоистостью: переслаиванием различных пород, фракционированной (градационной) слоистостью и макротрещиноватостью горных пород. Анизотропия II порядка вызывает различия свойств пород в разных направлениях при испытаниях в массиве. Широко известна фильтрационная анизотропия при проведении опытных откачек и нагнетаний.

Анизотропия I порядка есть анизотропия массива горных пород, связанная с упорядоченным залеганием пород в виде моноклинали, серии линейных складок, серии блоков, разделенных тектоническими разрывами, и т. п.

Наконец, в естественном залегании пород на них накладывается анизотропия поля естественных (гравитационных и тектонических) напряжений, проявляющаяся на любых уровнях и имеющая свои специфические закономерности, которые будут рассмотрены ниже.

Для того чтобы выяснить закономерности анизотропии горных пород в массиве, «складывающейся» из анизотропии разных порядков, определим понятие «носителя анизотропии». Носителем анизотропии будем называть совокупность тех элементов, упорядоченность которых создает анизотропию того или иного порядка. Таким образом, носителем анизотропии IV порядка будет кристаллическая решетка, III порядка — множество минеральных зерен (кристаллов) в породе, II порядка — слоистость и (или) трещиноватость, I порядка — тектонические структуры, зона разгрузки и выветривания.

Общим свойством анизотропии пород в массиве является ее «односторонняя относительность». Именно анизотропия порядка k может проявиться только в том случае, если ее носитель укладывается в размеры области воздействия. Если на диаграмме структурной неоднородности по оси абсцисс отложить характерный размер носителя анизотропии, то все возможные проявления анизотропии порядка IV—I окажутся в верхней части диаграммы (выше линии $L_g/L_c = 1$).

Мы называем это свойство анизотропии односторонней относительностью, так как в отличие от структурной неоднородности анизотропия низших порядков не сказывается на результатах воздействия. Например, анизотропия образца горной породы не зависит от макротрещиноватости пород в массиве.

Правило односторонней относительности (охвата носителя анизотропии порядка k областью воздействия) является необходимым, но недостаточным условием проявления анизотропии порядка k . Достаточным условием является, как это видно уже из работ П. Кармана и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, упорядоченность (в частности, неизменность) элементов симметрии носителей анизотропии высшего порядка в области воздействия (правило упорядоченности).

Сформулировав эти два правила, можно перейти к анализу анизотропии горных пород в массиве. Будем,

как и прежде, следовать от микро- к макроявлениям. По мере увеличения размеров исследуемой области ею будут охватываться носители анизотропии все более низкого порядка. Анизотропия высших порядков будет сохраняться либо исчезать в зависимости от выполнения правила упорядоченности.

Более интересным (хотя и менее частым) является случай выполнения правила упорядоченности и сохранения анизотропии высших порядков. В этом случае анизотропии разных порядков будут «складываться» по закону, сформулированному в 1894 г. Пьером Кюри (Шубников, 1956): «Когда несколько различных явлений природы накладываются друг на друга, образуя одну систему, дисимметрии их складываются. В результате остаются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно» (стр. 598).

В соответствии с законом П. Кюри, сложение анизотропии разных порядков (с наложением еще анизотропии поля естественных напряжений) приводит к уменьшению количества элементов симметрии анизотропности массива. Закон Кюри может явиться основой для расчета суммарной анизотропии массива, обладающего анизотропией двух и более порядков.

Таким образом, здесь также целесообразно выделить различные виды анизотропии по отношению размеров их носителей к размерам области воздействия. Будем различать следующие три вида анизотропии.

1. Анизотропия высшего порядка, «исчезающая» или суммирующаяся по закону Кюри в зависимости от соблюдения правила упорядоченности. Анизотропией высшего порядка будет, например, анизотропия трещиноватости в основании крупной плотины.

2. Эквивалентная анизотропия, размеры носителя которой немного меньше или равны размеру области воздействия. Такая анизотропия проявляется в ряде случаев статистически. Это бывает в тех многочисленных случаях, когда упорядоченность элементов симметрии носителя эквивалентной анизотропии не совершенна. Так, например, носителем анизотропии II порядка зачастую является макротрещиноватость. Известно, что трещины в системе располагаются не строго параллельно друг другу, а со значительным разбросом. Трещинная анизотропия может проявиться в этом случае с достаточной чет-

костью лишь тогда, когда в область воздействия попадет достаточно много трещин, обеспечивающих устойчивость средней ориентировки («правило \sqrt{n} »).

3. Анизотропия низшего порядка, которая не проявляется, пока не увеличится размер области воздействия.

В отличие от неоднородностей размеры носителей анизотропии в реальных средах не образуют непрерывной последовательности. Поэтому, если правило упорядоченности не соблюдается, то одна и та же среда может рассматриваться как изотропная или анизотропная в зависимости от размера области воздействия. Среда выступит в качестве изотропной, если несоблюдение правила упорядоченности исключит действие анизотропии высшего порядка, но размер области воздействия при этом должен быть таким, чтобы не оказалось эквивалентных носителей анизотропии.

Как мы упоминали выше, анизотропия, создаваемая в массиве полем естественных напряжений, весьма своеобразна. При рассмотрении этой «полевой» анизотропии мы будем исходить из того, что она накладывается на анизотропию порядка IV—I пород в массиве по закону Кюри.

Заметим, что анизотропией обладают любые напряжения, кроме гидростатического, в том числе искусственные напряжения, возникающие в основаниях инженерных сооружений. При возведении сооружений происходит перераспределение напряжений в массиве, возникает комбинированное поле естественных и искусственных напряжений, симметрия которого также подчиняется закону Кюри. Поэтому, вообще говоря, качественно безразлично, о каких напряжениях идет речь. Во всех случаях (в рамках линейной упругости) будут иметь место эффекты, сформулированные А. В. Степановым (1950):

1) напряженное состояние будет зависеть от угла между направлением действия силы и осями анизотропии среды;

2) направление максимальных напряжений не будет совпадать с направлениями максимальных деформаций;

3) направление максимальных напряжений не будет совпадать с направлением действия силы и т. д.

Существенно важно, что указанные эффекты проявляются в любых анизотропных элементах структуры, охватываемых областью воздействия, независимо от их

упорядоченности или беспорядочности. Однако при несоблюдении правила упорядоченности они проявляются как локальные эффекты в анизотропных элементах высшего порядка (усугубляя тем самым неоднородность поля напряжений), и среда в целом может «работать» как изотропная, если эквивалентная анизотропия отсутствует. Если же правило упорядоченности соблюдается, то эти эффекты становятся общими для всей среды или значительной ее части (той именно, где соблюдается упорядоченность), и среда «работает» как анизотропная.

Здесь также проявляется тесная связь анизотропии с неоднородностью. Когда правило упорядоченности не соблюдается, анизотропность не исчезает бесследно, а превращается в неоднородность. Особенно отчетливо это проявляется в механических свойствах поликристаллических материалов (Тимошенко, 1957, стр. 436). Поскольку упругие свойства кристаллитов различны в разных направлениях, а кристаллиты располагаются в материале беспорядочно, то при сжатии или растяжении напряжения распределяются неравномерно, материал оказывается неоднородным. Отчасти с этим связаны явление упругого последействия и эффект Баушингера.

Анизотропия низшего порядка, как указывалось, не влияет на анизотропию свойств в заданной области воздействия, но вместе с тем она проявляется как неоднородность низшего порядка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование проблемы неоднородности горных пород и их физических свойств позволяет сделать следующие выводы.

1. Процессы формирования горных пород таковы, что неоднородность присуща горной породе с момента ее образования. В ходе петрогенеза неоднородность горных пород претерпевает существенные изменения как количественные (меняется степень неоднородности), так и качественные (меняется геологическая природа неоднородности). Наряду с изменчивостью наблюдается и определенная наследственность в развитии неоднородности.

2. В каждый фиксированный момент геологической истории массива горных пород присущая данному массиву неоднородность может быть расчленена на несколько порядков (уровней) по размеру элементов неоднородности. В каждом реальном массиве присутствуют элементы неоднородности размером от субмикроскопически до величин, соизмеримых с размерами массива.

3. По отношению к размеру проб (размеру области воздействия) в массиве выделяются: элементы неоднородности высшего порядка, размер которых во много раз меньше размера пробы, а число очень велико; элементы эффективной неоднородности, число которых в объеме пробы сравнительно невелико (10^1 — 10^3); элементы неоднородности низшего порядка, размер которых превосходит размер пробы. Неоднородность высшего порядка препятствует рассмотрению горных пород как однородного материала. Эффективная неоднородность обуславливает статистическое распределение любых характеристик и свойств горной породы. Поэтому свойства горной породы необходимо рассматривать как случайные величины¹. Наконец, неоднородность низшего порядка вы-

¹ Это отнюдь не противоречит историко-геологической детерминированности свойства породы в любой конкретной точке массива.

зывает закономерную изменчивость свойств пород от одной точки массива к другой.

4. Вид распределения, которому подчиняется то или иное свойство породы, зависит от схемы действия элементов эффективной неоднородности на данное свойство. Схемой действия эффективной неоднородности обусловлены также характер и степень влияния размера проб на параметры распределения исследуемого свойства («масштабные эффекты»). Для горных пород характерны следующие основные схемы действия неоднородности и соответствующие им распределения свойств и масштабные эффекты.

а) схема А-Н-Р (аддитивности — независимости — равноправности). Нормальный закон распределения. Масштабный эффект II рода, подчиняющийся правилу \sqrt{n} ($V \propto 1/\sqrt{n}$). Отсутствие масштабных эффектов I и III родов: среднее значение и асимметрия распределения не зависят от размера проб. Схема А-Н-Р характерна для мощности слоев, объемного веса пород (без примесей аномальной плотности), размера пор, густоты трещин и т. п.;

б) схема А-В-Р (аддитивности — взаимозависимости — равноправности). Логарифмически нормальное распределение. Масштабные эффекты II и III родов: коэффициент вариации меняется медленнее, чем по правилу \sqrt{n} ; с ростом величины пробы уменьшается асимметрия. При неограниченном возрастании размера пробы схема А-В-Р приближается к схеме А-Н-Р. Схема А-В-Р характерна для содержаний минералов в изверженных горных породах; содержаний элементов в породах, если эти элементы сосредоточены в одном минерале; водопроницаемости горных пород;

в) схема И-Н (избирательности — независимости). Распределение Вейбулла. Масштабный эффект I рода: уменьшение среднего значения с ростом величины пробы. Масштабный эффект II рода, степень проявления которого зависит от интенсивности масштабного эффекта I рода. Эта схема характерна для хрупкой прочности горных пород и других материалов;

г) неоднородность низшего порядка существенно усложняет картину распределения свойств горных пород и проявления масштабных эффектов. В частности, при увеличении области воздействия дисперсия, уменьшаясь,

стремится в этом случае к некоторой константе. Поэтому целесообразно помимо «чистых» распределений и масштабных эффектов, обусловленных эффективной неоднородностью, выделять обобщенные распределения и масштабные эффекты, учитывающие влияние неоднородности низшего порядка.

5. В качестве математической модели изменения свойства породы L от одного элемента эффективной неоднородности к другому в объеме массива рассматривается реализация некоторой случайной функции $L(X, Y, Z)$, где X, Y, Z — координаты элемента неоднородности. Тогда процесс опробования массива горных пород представляет собой осреднение значений $L(X, Y, Z)$ по некоторым произвольно выбранным конечным интервалам¹. Размер пробы отвечает на модели длине интервала осреднения, количество проб — числу интервалов. Моделью распределения большинства свойств горных пород (за исключением хрупкой прочности) может служить распределение суммы случайных величин: независимых для схемы А-Н-Р и m — зависимых для схемы А-В-Р.

6. Неоднородность низшего порядка выступает как закономерная или случайная изменчивость свойств пород в массиве в зависимости от густоты разведочной сети. В ходе разведки можно дифференцировать и выявить неоднородность низшего порядка, размеры элементов которой превосходят расстояние между точками опробования. Эта (пространственно коррелированная) изменчивость проявляется в зависимости от геологической природы в самых разнообразных формах. Однако в каждом случае удается наметить некоторые закономерности в проявлении неоднородности низшего порядка. В рассмотренных примерах такие закономерности были намечены в проявлении первичной неоднородности осадочных и изверженных пород, в строении зон тектонических разрывов, а также зон разгрузки и выветривания вблизи поверхности земли. Нет сомнения, что в ходе дальнейших исследований удастся найти геологические закономерности проявления неоднородности низшего порядка и в других случаях, а также более детально изучить названные.

¹ В случае опробования на прочность — поиски нижней границы $\inf L(X, Y, Z)$ по тем же интервалам.

7. В случае стационарной изменчивости свойств пород общая дисперсия делится на части, обусловленные пространственно коррелированной и хаотической неоднородностями, либо на части, обусловленные эффективной неоднородностью и неоднородностью низшего порядка. При неограниченном сгущении разведочной сети дисперсия пространственно коррелированной неоднородности, возрастая, стремится к дисперсии неоднородности низшего порядка, а дисперсия хаотической неоднородности, уменьшаясь, стремится к дисперсии эффективной неоднородности. При этом общая дисперсия остается неизменной. Наиболее полное изучение общей дисперсии может быть достигнуто сочетанием спектрального разложения с отысканием функции масштабного эффекта II рода.

8. Неоднородность и анизотропность горных пород в массиве тесно взаимосвязаны. По существу это две стороны одной медали. Аналогично неоднородности выделяется анизотропия высшего порядка, эквивалентная и низшего порядка. В отличие от неоднородности анизотропия высшего порядка и эквивалентная складываются по закону Кюри: складываются элементы их дисимметрии, при этом суммарная анизотропия пород в массиве обычно уменьшается. Анизотропия низшего порядка выступает как неоднородность низшего порядка.

9. Задача оценки инженерно-геологических свойств пород в массиве, с принятой здесь точки зрения, есть задача экстраполяции кривых масштабных эффектов. Эта экстраполяция должна основываться на выявленных схемах действия неоднородности на различные свойства пород. Границей возможной экстраполяции является закономерная изменчивость свойств пород в пространстве. Отсюда возникает необходимость учета неоднородности низшего порядка (структуры массива) в расчете оснований сооружений.

Перечисленные результаты позволяют констатировать существенное отличие неоднородности горных пород от неоднородности любых других материалов, изучаемых в технической физике со сходных позиций. Неоднородность горных пород неизмеримо сложнее, богаче, многообразнее. Вместе с тем уже на первом, раннем этапе исследования вскрываются общие закономерности проявления неоднородности горных пород, частично присущие и другим материалам (как масштабные эффекты I и II родов

при хрупком разрушении), большей же частью специфические (как масштабные эффекты II рода при изучении мощности слоев, III рода при исследовании химического состава).

Как и всегда в геологии на первом этапе исследования неоднородности горных пород ведущим оказывается структурный подход. Однако, как видно из главы I, наиболее глубокие закономерности и здесь могут быть вскрыты лишь на основе историко-геологического анализа.

Решение прямых задач прикладной геологии, указанных во Введении (опробование, перенесение результатов опробования на массив, расчет свойств массива), должно опираться на известные закономерности развития неоднородности горных пород, с одной стороны, и на технико-экономические показатели, с другой. Таким образом, решение названных задач связано с построением некоторых целевых функций, аргументами которых будут возможные варианты решения, а значения функции определяться степенью приближения к поставленной цели. В инженерной геологии построение целевых функций для решения прямых задач возможно лишь на базе тесного сотрудничества инженеров-геологов с экономистами и специалистами по механике горных пород, основаниям и фундаментам, а также гидродинамике. Требуют построения целевых функций также и задачи оптимизации поисков, разведки и подсчета запасов месторождений полезных ископаемых, а также проектирования разработки нефтяных месторождений.

Задача построения целевых функций и поисков оптимальных в том или ином смысле решений, несомненно, потребует дальнейшего углубленного изучения неоднородности горных пород и их свойств.

ЛИТЕРАТУРА

- Арустамов А. А. О дифференциальном метаморфизме флишевых формаций.— Докл. АН УзбССР, 1952, № 6.
- Афанасьев С. Л. К методике корреляции флишевых отложений.— Вестник МГУ, серия геол., 1960, № 3.
- Афанасьев С. Л. К вопросу об изменчивости мощности слоев во флишевых отложениях.— Вестник МГУ, серия геол., 1961, № 2.
- Баишев Б. Т. Функция распределения проницаемости и учет неоднородности пласта при проектировании разработки нефтяных месторождений.— Труды ВНИИ, вып. XXVIII. Гостоптехиздат, 1960.
- Баклашов И. В. К расчету нагрузки на крепь горизонтальных выработок в условиях сводообразования.— Шахтное строительство, 1965, № 3.
- Барон Л. И. Проблема оценки сопротивляемости горных пород разрушению механическими способами.— Сб. «Сопротивляемость горных пород разрушению механическими способами». Изд-во АН СССР, 1962.
- Белый Л. Д. Теоретические основы инженерно-геологического картирования. М., изд-во «Наука», 1964.
- Болотин В. В. Статистические методы строительной механики. 2 изд. Стройиздат, 1965.
- Борисов Ю. П. Учет неоднородности пласта при проектировании разработки нефтяной залежи.— Труды ВНИИ, вып. XXI, Гостоптехиздат, 1959.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Бреев В. А., Постников В. Г., Стасенков В. В. Состояние и направление геологического изучения неоднородности пород-коллекторов.— Геология нефти и газа, 1965, № 11.
- Букринский В. А. Практический курс геометрии недр. М., изд-во «Недра», 1965.
- Бусалаев И. В. О приложении методов статистического описания случайных полей к характеристике рельефа земной поверхности.— Изв. АН КазССР, серия энерг., 1960, вып. 2 (18).
- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. ИЛ, 1960.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948а.
- Вассоевич Н. Б. Эволюция представления о геологических фациях. Литологический сборник 1. Гостоптехиздат, 1948б.

- Вассоевич Н. Б. Слоистость и фации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Изд. 2. Физматгиз, 1962.
- Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. Изд-во АН СССР, 1961.
- Вистелиус А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. Изд-во АН СССР, 1963.
- ✓ Вистелиус А. Б. Об образовании гранодиоритов горы Белой на Камчатке (опыт стохастического моделирования).— Докл. АН СССР, 1966, 167, № 5.
- Горюнов И. И., Кузнецов Ю. И., Деч В. Н. Геофизические исследования закономерностей развития трещиноватости горных пород.— Труды ВНИГРИ, 1965, вып. 242.
- Грудев А. П. Статистическая связность рудных тел.— Изв. ВУЗов, серия геол. и разведки, 1964, № 11.
- Гудков В. М. Распределение проницаемости терригенных коллекторов.— Сб. «Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа». М., изд-во «Недра», 1965.
- Давиденков Н. Н. Об остаточных напряжениях.— Сб. «Рентгенография в применении к исследованию материалов». М., ОНТИ, 1936.
- Деметьев Л. Ф. О понятии «геологическая неоднородность» продуктивных пластов и методах ее изучения.— Труды Пермского филиала Гипрвостокнефти, вып. 1. М., изд-во «Недра», 1965.
- Деметьев Л. Ф., Хитров Е. А., Орлов А. И. Характеристика макронеоднородности продуктивных пластов яснополянского надгоризонта Пермской области.— Труды Пермского филиала Гипрвостокнефти, вып. 1. М., изд-во «Недра», 1965.
- Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ.— Сб. «Гранитогайсы» (Докл. советских геологов на XXI сессии МГК). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Жемчужников Ю. А. Слой и пласт.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Животовская А. И., Айнемер А. И., Одесский И. А., Яхнин Э. Я. Очерки по физической седиментологии. М., изд-во «Недра», 1964.
- Зенков Д. А. Четыре типа изменчивости рудных тел.— Разведка недр, 1955, № 6.
- Зенков Д. А. Изменение статистических показателей содержания компонентов в связи с методами исследования при разведке.— Разведка и охрана недр, 1961, № 9.
- Зенков Д. А. Эволюция статистических показателей содержания компонентов рудных месторождений в связи с методами исследования при разведке.— Сб. «Вопросы методики опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации». М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Иванов Л. В. О неоднородности и методах изучения и оценки строительных свойств грунтов ледникового комплекса.— Сборник научных трудов ЛИСИ, 1954, вып. 18.
- Иванов С. И. Об определении густоты сети опробования методами вариационной статистики.— Разведка недр, 1936, № 19.
- Ильницкая Е. И. Влияние размеров образцов горных пород на их механические свойства при срезе.— Сб. «Механические свойства горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Казанский В. И., Якшин В. М. О влиянии вмещающих пород на строение разрывных нарушений.— Труды ИГЕМ., 1961, вып. 41.
- Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта.— Сб. «Геохимия кремнезема». М. изд-во «Наука», 1965.
- Каллистов П. Л. Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании.— Советская геол., сб. 53, Госгеолтехиздат, 1956.
- Карман П. Опыты на всестороннее сжатие.— Новые идеи в технике, сб. 1. СПб., 1915.
- Кензин И. А. Факторы локального развития зон внутриформационного дробления в известняках.— Разведка и охрана недр, 1956, № 9.
- Ким Д. Н. Исследование структурного ослабления трещиноватых пород моделированием прочностных свойств в лабораторных условиях.— Сб. «Вопросы послед. горного давления и сдвижения пород». Свердловск, 1963.
- Койфман М. И. О влиянии размеров на прочность образцов горных пород.— Сб. «Исслед. физ.-мех. свойств горных пород применительно к задачам управления горным давлением». Изд-во АН СССР, 1962.
- Койфман М. И., Ильницкая Е. И., Карпов В. И. Прочность горных пород в объемном напряженном состоянии. М., изд-во «Наука», 1964.
- Коломенский Н. В. Инженерная геология, ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Коломенский Н. В., Иванова И. Н. О некоторых основных положениях инженерно-геологического опробования горных пород.— Изв. Вузов, серия геол. и разв., 1966, № 6.
- Конторова Т. А. Статистическая теория прочности.— ЖТФ, 1940, 10, № 11.
- Конторова Т. А., Френкель Я. И. Статистическая теория хрупкой прочности реальных кристаллов.— ЖТФ, 1941, 11, № 3.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

- К о р ж и н с к и й Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- К о р о л е в А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, 1962.
- К о т л о в Ф. В. Некоторые вопросы формирования инженерно-геологических свойств пород в связи с изучением глинистых пород Москвы и Подмосковья.— Сб. «Инженерно-геологические свойства горных пород и методы их изучения». Изд-во АН СССР, 1962.
- К о ч е т о в М. Н., Щ е р б а к о в Г. В., Ф и л и п п о в А. И. К вопросу определения средних величин параметров пластов различными методами.— Труды ВНИИ, вып. XXXVI. Гостоптехиздат, 1962.
- К у в а е в Н. Н. О механических и деформационных свойствах горных пород в массиве.— Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 1965, № 5.
- К у ю н д ж и ч Б. Анизотропия скальных массивов.— Сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 2. ИЛ, 1960.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., З а й ц е в А. К. К вопросу о давлении в тоннелях.— Изв. СПб. Политехнич. ин-та императора Петра Великого, отдел техники, т. XXIV, 1915.
- Л е й б и н Э. Л. Изучение распределений геолого-физических параметров продуктивных пластов.— Труды ВНИИ, вып. XXXIV. Гостоптехиздат, 1962.
- М а к с и м о в М. И. Геологические основы разработки нефтяных месторождений. М., изд-во «Недра», 1965.
- М а р г о л и н А. М. Характеристика изменчивости залежей нефти и газа и оценка погрешностей результатов их разведки.— Сб. «Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа». М., изд-во «Недра», 1965.
- М а т в е е в Б. В. О зависимости результатов механических испытаний горных пород от размеров их образцов.— Сб. «Вопросы разрушения и давления горных пород». Углетехиздат, 1955.
- М о р о з о в Е. М., Ф р и д м а н Я. Б. Термические напряжения и оценка их величины.— Сб. «Прочность и деформация в неравномерных температурных полях». М., Госатомиздат, 1962.
- М у р а д и м о в З. И. О статистическом законе распределения обшей и суммарной эффективных мощностей продуктивных пластов.— Труды Гипростокнефти, вып. 9. М., изд-во «Недра», 1965.
- Н а с е д к и н Н. А., П о к р о в с к и й Г. И. Опыт применения статистических закономерностей к перемещению и распределению воды в грунтах и почвах.— ЖТФ, 1939, 9 вып. 9.
- Н и з г у р е ц к и й З. Д. Статистические закономерности распределения полезного компонента на некоторых уральских месторождениях.— Труды ВНИИ, сб. 50, М., 1963.
- П а н ю к о в П. Н. О природе напряжений в массивах горных пород.— Сб. «Техника и технология открытых горных работ». Углетехиздат, 1959.

- П а н ю к о в П. Н. Инженерная геология. М., Госгортехиздат, 1962.
- П е т р о в В. В. О центральной предельной теореме для m -зависимых величин.— Труды Всес. совещ. по теории вероятности и матем. статистике. Ереван, изд. АН АрмССР, 1960.
- П о ж а р и ц к и й К. Л. Сравнительные результаты опробования пробами разного размера.— Изв. ГГРУ, 1931, 50, вып. 3.
- П о к р о в с к и й Г. И. Исследования по физике грунтов. Элементы физики дисперсных систем применительно к грунтам и почвам. ОНТИ, 1937.
- П р и к л о н с к и й В. А. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород.— Труды совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород, т. I. М., 1956.
- П р о т о д ъ я к о в о в М. М., Ч и р к о в С. Е. Трещиноватость и прочность горных пород в массиве. М., изд-во «Наука», 1964.
- П у с т о в а л о в Л. Н. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
- Р а з у м о в с к и й Н. К. Характер распределения содержаний металлов в рудных месторождениях.— Докл. АН СССР, 1940, 28, вып. 9.
- Р а ц М. В. Статистический анализ слоистости терригенного флиша (автореферат доклада).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, вып. 4.
- Р а ц М. В. Опыт аналитического исследования осадконакопления в геосинклинальных бассейнах на примере седиментации терригенного флиша.— Изв. ВУЗов, серия геол. и разведки, 1963а, № 6.
- Р а ц М. В. Трещиноватость песчаников селетинской терригенно-флишевой формации.— Труды Гидропроекта, 1963б, вып. 9.
- Р а ц М. В. Выветривание пород терригенного флиша и их физико-механические свойства.— Сб. «Вопросы региональной инженерной геологии». М., ВСЕГИНГЕО, 1963в.
- Р а ц М. В. Статистико-генетический метод изучения трещиноватости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963 г. № 6.
- Р а ц М. В. К проблеме механизма роста разрывов и их связи с землетрясениями (автореферат доклада).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 6.
- Р а ц М. В. К трещинной тектонике района строительства Нурекской ГЭС.— Труды Гидропроекта, 1966а, вып. 14.
- Р а ц М. В. Диаграмма структурной неоднородности горных пород в массиве.— Материалы к научно-техн. конференции ПНИИС М., 1966б.
- Р о д и о н о в Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., изд-во «Наука», 1964.
- Р о д и о н о в Д. А. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей.— Геохимия, 1965, № 4.
- Р у п п е н е й т К. В. Механические свойства горных пород. Углетехиздат, 1956.
- Р у п п е н е й т К. В., Д о л г и х М. А., М а т в и е н к о В. В. Вероятностные методы оценки прочности и деформируемости горных пород.— Госстройиздат, 1964.

- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- Семи́н Е. И. Геологическая неоднородность продуктивных пластов и некоторые способы ее изучения.— Труды ВНИИ, вып. XXXIV. Гостоптехиздат, 1962.
- Семи́н Е. И. Об учете неоднородности нефтяных пластов по проницаемости при проектировании разработки нефтяных залежей.— Труды ВНИИ, вып. XLII. М., Гостоптехиздат, 1965.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.
- Соловьев В. Г. Методы вариационной статистики в приложении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых.— Труды ЦНИГРИ, 1939, вып. 115.
- Степанов А. В. Причины особенностей разрушения упругоанизотропных тел.— Изв. АН СССР, серия физическая, 1950, т. XIV, № 11.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Турицын К. С. Основной статистический закон распределения физических свойств горных пород.— Сб. «Геофизич. исслед. при решении геол. задач в Восточной Сибири», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1964.
- Тимошенко С. П. История науки о сопротивлении материалов. Гостехиздат, 1957.
- Упир А. Т. Опыт геометризации месторождений Челябинского бурогоугольного бассейна.— Труды Всесоюзного совещания по маркшейдерскому делу. Углетехиздат, 1958.
- Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донбасса.— Кн. «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Фисенко Г. Л. Прочностные характеристики массива горных пород.— В сб. «Механика горных пород и маркшейдерское дело». Углетехиздат. М., 1959.
- Фридман Я. Б. Диаграмма структурной неоднородности.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.
- Фридман Я. Б. О некоторых закономерностях механической и термической прочности.— Сб. «Прочность и деформируемость в неоднородных температурных полях». М., Госатомиздат, 1962.
- Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. ИЛ, 1963.
- Чернышев С. Н. Ориентировка трещин в трапах (по материалам изысканий для Усть-Илимской ГЭС). Автореф. доклада.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, № 5.
- Чернышев С. Н. О водопроницаемости трещиноватых пород в зоне разгрузки и выветривания. Автореф. доклада.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965а, № 4.
- Чернышев С. Н. Экзогенные деформации траплов в долине р. Ангары.— Изв. ВУЗов, серия геол. и разведки, 1965б, № 12.
- Четвериков Л. И. К вопросу о зависимости между величинами коэффициента вариации содержания и размера проб.— Сб. «Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа». М., изд-во «Недра», 1965.

- Чураев Н. В., Гамаюнов Н. И. Изучение структуры пористых сред методом радиоактивных индикаторов.— ИФЖ, 1961, т. IV, № 6.
- Чураев Н. В., Ильин Н. И. Влияние структуры на процессы передвижения воды в капиллярно-пористых телах.— ИФЖ, 1961, т. IV, № 11.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Швецов М. С. Опыт систематизации текстур осадочных пород.— Изв. ВУЗов, серия геол. и разведки, 1961, № 12.
- Швидлер М. И. Фильтрационные течения в неоднородных средах. Гостоптехиздат, 1963.
- Шейдеггер А. Э. Физика течения жидкостей через пористые среды.— Гостоптехиздат, 1960.
- Шубников А. В. О работах Пьера Кюри в области симметрии.— УФН, 1956, 59, вып. 4.
- Шульц Э. Опыты на сдвиг на образцах большого размера.— Проблемы инженерной геологии, сб. 2. ИЛ, 1960.
- Ясинский Ф. С. Теория упругости. СПб, 1897.
- Allen J. R. Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England.— *J. Sediment Petrol.*, 32, N 4, 1962.
- Borges F. Statistical theories of structural similitude.— *Bull. RILEM*, N 7, 1960.
- Cailleux A. Etude quantitative de failles.— *Rev. géom. dynam.*, 9, N 9—10, p. 129—146, 1958.
- Cailleux A. Etude quantitative des petites failles au Nord de la Rochelle (Ch.-M).— *Rev. géom. dynam.*, 11, N 7—8—9, p. 105—112, 1960.
- Currie J. B., Patnode H. W., Trump R. P. Development of folds in sedimentary strata (abstract).— *Geol. Soc. America. Spec. Paper*, N 68, 1962.
- Griffith A. The phenomena of rupture and flow in solids.— *Philos. Trans. Roy. Soc.*, A221, 1921.
- Hodgson R. A. Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo Mountains Area, Arizona and Utah.— *J. Amer. Assos. Petrol. Geologists*, 45, N 1, 1961.
- Inman D. Sorting sediments in the light of fluid mechanics.— *J. Sediment Petrol.*, 19, p. 51—70, 1949.
- Kollis Wl. Wplys metody wyznaczania Współczynnika przepuszczalności na dokładność Wyników w warunkach aluwioodennych Wisły.— *Arch. hydrotechn.*, 8, N 2, p. 179—246, 1961.
- Law J. A statistical approach to the interstitial heterogeneity of sand reservoirs.— *Trans. Amer. Inst. Mining and Metallurg. Engrs*, 155, 202, 1944.
- Middleton J. V. Size and sphericity of quartz grains in two turbidite formations.— *J. Sediment Petrol.*, 32, N 4, 1962.
- Müller L. Beispiele für den Einfluss der Gebirgs-Anisotropie auf Talsperrengründungen.— *Geol. und Bauwesen*, Jg. 24, H. 2, 1958.
- Müller L. *Der Felsbau*, Bd. 1. Stuttgart, Verlag Enke, 1963.
- Jahns H. Die statistische Auswertung von Porositäts und Permeabilitätsmessungen.— *Erdöl und Kohle*, 14, N 2, 1961.

- R a t s] M. V., C h e r n y a s h o v S. N. Statistical aspect of problem on the permeability on the jointy rocks.— Trans. Sym on Hydrol. Fractured Rocks. Dubrovnic, 7—14 October. 1 Brussel, 1967.
- R e e d J. J. The importance of lithology in determining respons metamorphism and tectonic forces.— N. Z. J. Geol. and Geopl 5, N 1, 1962.
- R i c k a r d T. A. The sampling and estimation of ore in N. Y., 1907.
Trans. Eight Internat. Congr. on Large Dams. Edinburch, 19
- W a l t o n W. C., N e i l l Y. C. Statistical analysis of specific capacity data for a dolomite aquifer.— J. Geophys. Res., 68, 1963.
- W e i b u l l W. A statistical theory of the strength mater Proc. Roy. Swedish Inst. Engng. Res., N 151. Stockholm, 1
- W i s m a n J. Towards a common basis for the sampling mater Res. Report R-93, Dept. Mines and Techn Surv. Ottawa, 1
- V i s t e l i u s A. B. Skew frequency distribution and fundam tal law of the geochemical processes.— J. Geol., 68, N 1, 1

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	5
Предисловие	7
Глава I. Геологическая природа неоднородности горных пород	11
1. Неоднородность осадков как выражение изменчивости условий осадконакопления в пространстве и времени	11
2. Первичная неоднородность изверженных горных пород	15
3. Формирование и развитие неоднородности горных пород в ходе геологической истории	19
Глава II. Классификация неоднородности горных пород. Неоднородность низших порядков	27
1. Классификация неоднородности горных пород	27
2. Неоднородность инженерно-геологических свойств пород формаций терригенного флиша	35
3. Неоднородность трещиноватости и проницаемости трапшов	39
4. Неоднородность, обусловленная тектоническими разрывами	42
5. Неоднородность горных пород в зоне гипергенеза	45
Глава III. Неоднородность горных пород и масштабные эффекты.	49
1. Эффективная неоднородность и масштабный эффект II рода	49
2. Неоднородность низшего порядка и обобщенный масштабный эффект II рода	61
3. Эффективная неоднородность и масштабный эффект III рода	66
4. Эффективная неоднородность и масштабный эффект I рода	74
5. Выделение дисперсий, обусловленных неоднородностью разных типов	82
Глава IV. Связь и взаимообусловленность неоднородности и анизотропии горных пород	88
Заключение	94
Литература	99

Марк Владимирович Рац

НЕОДНОРОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Утверждено к печати

*Производственным и научно-исследовательским институтом
по инженерным изысканиям в строительстве*

Редактор *Ю. В. Ерофеев*

Художник *А. Д. Смеляков*

Технические редакторы *В. Волкова, Т. Анурова*

Корректор *М. А. Рафаэляни*

Сдано в набор 3/Х 1967 г. Подписано к печати 12/І-1968 г. Формат 84×108¹/₂.
Бумага № 2. Усл. печ. л. 5,67. Уч.-изд. л. 5,2. Тираж 2200 экз.
Т-01514. Тип. зак. 3556. Цена 31 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
32	15 сн.	проблемы	пробы
57	2 сн.	с ростом u	с ростом n
76	Ф-ла (30)	${}_n R_n$	R_n
86	12 сн.	$\lim_{\tau \leftarrow 0}$	$\lim_{\tau \rightarrow 0}$

31 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»